

### sigep Conissão Brasileira de Sitios Geológicos e Paleobiológicos Geológicos e Paleontológicos do Brasil

VOLUME II



E ste segundo volume de SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL dá continuidade à divulgação de registros notáveis do patrimônio natural e cultural brasileiro, trazidos a público sob um enfoque científico a partir da edição do primeiro volume de 2002 onde estão publicados 58 geossítios. Aqui são descritos mais 39 sítios, reunidos em 12 diferentes categorias que melhor expressam seus atributos naturais:

Sítios de Astroblemas (Astroblema Domo de Vargeão, SC; Cratera de Colônia, SP); Sítios Espeleológicos (Furna do Buraco do Padre, Formação Furnas, PR; Gruta do Lago Azul, Bonito, MS); Sítios Estratigráficos (Coluna White, Serra do Rio do Rastro, SC); Sítios Geomorfológicos (Monte Roraima, RR; Itaimbezinho e Fortaleza, RS e SC; Canyon do Talhado, região de Porteirinha, norte de Minas Gerais; Eolianitos de Flecheiras/Mundaú, Costa Noroeste do Estado do Ceará, Brasil; Dunas do Albardão, RS; Pedra Pintada, RR; Cachoeira da Casca D'Anta, São Roque de Minas, MG); Sítios Hidrogeológicos (Águas Quentes de Caldas Novas, GO); Sítios da História da Geologia e da Mineração (Pico de Itabira, MG; Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero, MG; Morro da Pedra Rica, Grão Mogol, MG ); Sítios Ígneos (Granito do Cabo de Santo Agostinho, PE; Ignimbrito do Engenho Saco, Ipojuca, PE); Sítios Marinhos (Arquipélago de São Pedro e São Paulo); Sítios Paleoambientais (Coquinas da Paleolaguna da Reserva Tauá-Pântano da Malhada, RJ; Estratos Calcários da Pedreira Poty, Paulista, PE; Pavimento Estriado Guaraú, Salto, SP); Sítios Paleontológicos (Conophyton de Cabeludo, Grupo Vazante, MG; Estromatólitos Colunares no Sumidouro do Córrego Carrapato, Lagamar, MG; Afloramento Morro do Papaléo, Mariana Pimentel, RS; Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional; Barrancas Fossilíferas do Arroio Chuí, RS; Mina B-17, Capanema, PA; Campo de Estromatólitos Gigantes de Santa Rosa de Viterbo, SP; Afloramento de Canoinhas, SC; Peirópolis e Serra da Galga, Uberaba, MG; Lajedo de Soledade, Apodi, RN; Bacia São José de Itaboraí, RJ; Serra do Cadeado, PR; Afloramento Quitéria, Encruzilhada do Sul, RS; Tanques Fossilíferos de Itapipoca, CE; Icnofósseis da Usina Porto Primavera, SP); Sítios Sedimentológicos (Conglomerado São Miguel no Vale da Lua, sul da Chapada dos Veadeiros, GO); Sítio Tectônico (Falésias na Praia de Ponta Grossa, Icapuí, CE).

A Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos - SIGEP tem caráter multiinstitucional e objetiva o cadastro dos sítios geológicos

# **Sítios** Geológicos e Paleontológicos do Brasil

### VOLUME II



Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos

ABC-ABEQUA-CPRM-DNPM-IBGE-IBAMA-IPHAN-PETROBRAS-SBE-SBG-SBP



Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral Ministério de Minas e Energia



### MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

**Ministro de Estado** Edison Lobão (a partir de 21.01.2008)

Secretário Executivo Márcio Pereira Zimmermann (a partir de 21.01.2008)

Secretário de Geologia, Mineração e Transformação Mineral Cláudio Scliar

### COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS / SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL (CPRM/SGB)

#### DIRETORIA EXECUTIVA

Diretor-Presidente Agamenon Sergio Lucas Dantas

**Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial** José Ribeiro Mendes

**Diretor de Geologia e Recursos Minerais** Manoel Barretto da Rocha Neto

**Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento** Fernando Pereira de Carvalho

**Diretor de Administração e Finanças** Eduardo Santa Helena da Silva

### COMISSÃO BRASILEIRA DE SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEOBIOLÓGICOS – SIGEP

Entidades integrantes e representantes oficiais, titulares e suplentes

**SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM** Carlos Schobbenhaus - Presidente da Comissão

Marcos Antônio Leite do Nascimento Mylène Luiza Cunha Berbert-Born

ACADEMIA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS – ABC Diógenes de Almeida Campos

ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO – ABEQUA Célia Regina de Gouveia Souza João Wagner Alencar Castro

**DEPARTAMENTO NACIONAL DE PRODUÇÃO MINERAL – DNPM** Emanuel Teixeira de Queiroz Gilberto Ruy Derze Rodrigo Miloni Santucci

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA – IBGE Jaime Franklin Vidal Araújo (*in memoriam*) Sidney Ribeiro Gonzalez

INSTITUTO BRASILEIRO DO MEIO AMBIENTE E DOS RECURSOS RENOVÁVEIS– IBAMA Ricardo José Calembo Marra

**INSTITUTO DO PATRIMÔNIO HISTÓRICO E ARTÍSTICO NACIONAL – IPHAN** Carlos Fernando de Moura Delphim Isolda dos Anjos Honnen

**PETRÓLEO BRASILEIRO SA - PETROBRAS** Ricardo Latgé Milward de Azevedo Rogério Loureiro Antunes Wagner Souza Lima

**SOCIEDADE BRASILEIRA DE ESPELEOLOGIA – SBE** William Salun Filho Clayton Ferreira Lino

**SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – SBGeo** Manfredo Winge José Elói Guimarães Campos

SOCIEDADE BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA – SBP Antonio Carlos S. Fernandes Marcello Guimarães Simões Max Cardoso Langer

# Sitios Geológicos e Paleontológicos do Brasil

### **VOLUME II**

### **Editores**

Manfredo Winge Carlos Schobbenhaus Celia Regina de Gouveia Souza Antonio Carlos Sequeira Fernandes Mylène Berbert-Born Emanuel Teixeira de Queiroz Diogenes de Almeida Campos

Brasília, 2009

### Publicação do SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

### em co-edição com COMISSÃO BRASILEIRA DE SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEOBIOLÓGICOS – SIGEP

Copyright 2009 - CPRM/SIGEP

Depósito legal: Biblioteca Nacional do Rio de Janeiro

### PROJETO GRÁFICO / EDITORAÇÃO

### CPRM – DIVISÃO DE EDITORAÇÃO GERAL – DEPAT / DIEDIG

Valter A. Barradas Andréia Amado Continentino (Coordenação) Agmar Lopes Pedro da Silva José Luiz Coelho Juliana Colussi (estagiária - edição de imagens e ilustrações) Eduardo de Araújo Lima (estagiário - edição de imagens e ilustrações)

1<sup>a</sup> Capa

Vista aérea do *Canyon* Fortaleza (SIGEP 050 - Itaimbezinho e Fortaleza, RS e SC - Magníficos *canyons* esculpidos nas escarpas Aparados da Serra do planalto vulcânico da Bacia do Paraná). *Foto: Renato Grimm* 

### 4<sup>a</sup> Capa

Seção transversal de caule de samambaia arborescente fóssil (*Tietea singularis*), com diâmetro aproximado de 18 cm. Procedência: Fazenda Buritirana, Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins. Município de Filadélfia-TO - Exemplar TO-F10, IGCE/DGA, UNESP-Rio Claro (SIGEP 104 - Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional - O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul). *Foto: Dimas Dias-Brito* 

Winge, Manfredo. Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil / Manfredo Winge (Ed.) ... [et al.]. – 2. ed. – Brasília : CPRM, 2009. v. 2, 516 p. : il. ; 30 cm

 Paleontologia – Brasil. 2. Espeleologia - Brasil.
 Arqueologia – Brasil. I. Schobbenhaus, Carlos (Ed.). II. Souza, Celia Regina de Gouveia (Ed.). III. Fernandes, Antonio Carlos Sequeira (Ed.). IV. Bebert-Born, Mylène (Ed.). V. Queiroz, Emanuel Teixeira de (Ed.). VI. Campos, Diogenes de Almeida (Ed.). VII. Título.

CDD 560.981

### CPRM – DIVISÃO DE DOCUMENTAÇÃO TÉCNICA

Av. Pasteur, 404 – Urca CEP 22.290-240 Rio de Janeiro – RJ

**CPRM / SGB- SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL** SGAN Quadra 603, Conj. J, Parte A, 1º Andar

CEP 70.830-030 Brasília – DF



### Declaração Internacional dos Direitos à Memória da Terra

Texto elaborado a 13 de junho de 1991 em Digne-Les-Bains, França, durante o Primeiro Simpósio Internacional sobre a Proteção do Patrimônio Geológico.

Tradução – Carlos Fernando de Moura Delphim

**1** Assim como cada vida humana é considerada única, não é chegado o tempo de reconhecer também a condição única da Terra?

**2** A Terra, nossa Mãe, é base e suporte de nossas vidas. Somos todos ligados à Terra. A Terra é o elo de união entre todos nós.

**3** A Terra, com quatro bilhões e meio de anos, é o berço da Vida, da renovação e das metamorfoses de todos seres vivos. Seu longo processo de evolução, seu lento amadurecimento, deu forma ao ambiente no qual vivemos.

**4** Nossa história e a história da Terra estão intimamente entrelaçadas. As origens de uma são as origens de outra. A história da Terra é nossa história, o futuro da Terra será nosso futuro.

**5** A face da Terra, a sua feição, são o ambiente do Homem. O ambiente de hoje é diferente do ambiente de ontem e será diferente também no futuro. O Homem não é senão um dos momentos da Terra. Não é uma finalidade, é uma condição efêmera e transitória.

**6** Da mesma forma como uma velha árvore registra em seu tronco a memória de seu crescimento e de sua vida, assim também a Terra guarda a memória do seu passado... Uma memória gravada em níveis profundos ou superficiais. Nas rochas, nos fósseis e nas paisagens, a Terra preserva uma memória passível de ser lida e decifrada.

**7** Atualmente, o Homem sabe proteger sua memória: seu patrimônio cultural. O ser humano sempre se preocupou com a preservação da memória, do patrimônio cultural. Apenas agora começou a proteger seu patrimônio natural, o ambiente imediato. É chegado o tempo de aprender a proteger o passado da Terra e, por meio dessa proteção, aprender a conhecê-lo. Esta memória antecede a memória humana. É um novo patrimônio: o patrimônio geológico, um livro escrito muito antes de nosso aparecimento sobre o Planeta.

**8** O Homem e a Terra compartilham uma mesma herança, um patrimônio comum. Cada ser humano e cada governo não são senão meros usufrutuários e depositários deste patrimônio. Todos os seres humanos devem compreender que a menor depredação do patrimônio geológico é uma mutilação que conduz a sua destruição, a uma perda irremediável. Todas as formas do desenvolvimento devem respeitar e levar em conta o valor e a singularidade deste patrimônio.

**9** Os participantes do 1° Simpósio Internacional sobre a Proteção do Patrimônio Geológico, composto por mais de uma centena de especialistas de trinta diferentes nações, solicitam com urgência, a todas as autoridades nacionais e internacionais que considerem e protejam o patrimônio geológico, por meio de todas as necessárias medidas legais, financeiras e organizacionais.

## Apresentação

O Serviço Geológico do Brasil – CPRM e a Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP têm a grata satisfação de entregar para a comunidade técnicocientífica nacional e internacional o segundo volume da obra Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, em comemoração dos 40 anos de criação do Serviço Geológico do Brasil. Esse volume reúne importantíssimo conjunto de informações sobre relevantes sítios naturais, arquivos abertos da natureza que constituem a memória geológica do planeta. Os sítios geológicos e paleontológicos aqui tratados, são exposições de um ou mais elementos da geodiversidade e tem valor singular do ponto de vista científico, turístico, educativo e cultural.

A realização desta obra foi promovida pelas entidades membros que compõem a Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos – SIGEP, agora já com mais de uma década de existência, e da qual a CPRM é membro, juntamente com a Academia Brasileira de Ciências – ABC, Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Departamento Nacional de Produção Mineral – DNPM, Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Renováveis – IBAMA, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística–IBGE, Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional – IPHAN, Sociedade Brasileira de Espeleologia – SBE, Sociedade Brasileira de Geologia – SBGeo e Sociedade Brasileira de Paleontologia – SBP.

A identificação, seleção, descrição e divulgação destes e de outros sítios de destaque da geodiversidade brasileira objetivam dar suporte ao desenvolvimento sustentável através do geoturismo, criar os meios para a preservação do patrimônio geológico, bem como difundir o conhecimento científico e promover ações educativas para a popularização das Geociências.

O Brasil é signatário do Patrimônio Mundial – *World Heritage* da UNESCO, convenção internacional para proteção dos sítios culturais e naturais. E, por essa Convenção, as Nações reconhecem que devem proteger e conservar para o resto da humanidade e para as gerações futuras, aqueles bens de valor universal excepcional, localizados dentro de seus limites territoriais e que são considerados patrimônio mundial de toda população do planeta.

O Serviço Geológico do Brasil tem como uma de suas missões precípuas a geração e a difusão de informações geológicas, incluindo em suas linhas de atuação a caracterização física de áreas de interesse geoturístico. É responsável pelo levantamento sistemático e a divulgação de todo acervo que representa o patrimônio geológico brasileiro, significando em última análise a reconstituição de um pedaço da história geológica do planeta. O Serviço Geológico do Brasil, grande gerador do conhecimento geológico do País, tem dado contínuo apoio a iniciativas envolvendo a proteção e divulgação de nosso patrimônio natural, da forma como aqui realizado.

Os sítios aqui descritos são registros importantes dessa história geológica. Outros de destaque serão descritos e outros ainda serão identificados, no processo de geração de novas informações geológicas. À Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP caberá promover os meios para a sua descrição, divulgação e proteção.

Aos editores, autores e demais membros da SIGEP que contribuíram para a materialização desta obra, transmitimos o nosso reconhecimento, convictos da importância de seu trabalho para o conhecimento e preservação deste importante legado natural.

CARLOS SCHOBBENHAUS Presidente SIGEP AGAMENON DANTAS Diretor-Presidente – CPRM

### Prefácio

I nventariar a geodiversidade de um planeta com 4600 milhões de anos de idade não é uma tarefa fácil! Ao longo deste imenso intervalo de tempo, minerais e rochas formaram-se e destruíram-se, seres vivos apareceram e extinguiram-se, cadeias montanhosas ergueram-se e desmoronaram-se, mares e rios nasceram e secaram... Os geólogos sabem bem que a geodiversidade actual não é mais do que o resultado da implacável acção de complexos processos naturais, que evoluem a uma velocidade demasiado lenta para que o ser humano se aperceba da sua importância para a vida diária.

Durante as últimas três dezenas de anos, temos assistido a diversas iniciativas no sentido de criar uma metodologia exequível para levar a cabo a gigantesca tarefa de inventariação da geodiversidade. Desde cedo, porém, foi constatado que era verdadeiramente impossível fazer este inventário à escala planetária, pelo que se optou, em alternativa, por definir os locais onde a geodiversidade esteja representada através de ocorrências de excepcional valor - os geossítios com relevância científica, educativa, cultural, turística, ou outra. Conhecer os geossítios, o seu valor e a sua vulnerabilidade é muito importante pois, sem estas ocorrências, não é possível garantir o avanço científico das geociências, a educação das populações ou o treino de novos geocientistas. Em 1972, foi assinado um convénio por grande número de países, com vista à protecção de locais com valor universal no que diz respeito aos seus aspectos naturais e/ou culturais, o que constitui, actualmente, a Lista de Património Mundial Natural e Cultural da UNESCO. Esta lista conta, actualmente, com 878 locais distribuídos por 145 países, sendo que, 679 possuem interesse cultural, 174 interesse natural e 25 interesse misto. Muitos destes locais com interesse natural devem-no às suas características ao nível da geodiversidade. Mas certamente que, esta listagem, não integra todos os geossítios que merecem ser protegidos e legados às gerações vindouras. Cada país deverá ter um conhecimento, o mais detalhado possível, dos valores notáveis que ocorrem no seu território. Sem se conhecer o que existe, não é possível prosseguir um trabalho responsável de conservação e de promoção deste importante património natural que a todos pertence.

Em 2002, o primeiro volume dos "Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil" reuniu 58 ocorrências consideradas representativas da geodiversidade brasileira. O actual segundo volume é bem elucidativo do esforço que os geólogos brasileiros têm desenvolvido na identificação e caracterização de mais 39 geossítios. Face à dimensão do país e à sua geodiversidade, é de esperar que ainda sejam publicados bastantes mais volumes. A título de exemplo, refira-se o caso do Reino Unido, provavelmente o país do mundo onde a temática da geoconservação se encontra mais desenvolvida. Com cerca de 3% da área total do Brasil, o Reino Unido está a concluir a edição da caracterização pormenorizada do seu património geológico com relevância científica, trabalho iniciado em 1977. Trinta anos depois, foram identificados mais de 3000 geossítios e publicados 45 volumes de informação bastante detalhada.

A Associação Europeia para a Conservação do Património Geológico (ProGEO) e a União Internacional das Ciências Geológicas (IUGS) têm tido um papel pioneiro na criação de uma metodologia de inventariação do património geológico que, de alguma forma, ultrapasse os problemas de quem tem de inventariar geossítios em áreas muito vastas e com uma elevada geodiversidade. Esta metodologia assenta na definição, por parte da comunidade geológica de cada país, dos principais temas ou categorias da geologia regional e posterior identificação dos geossítios que melhor representam cada um desses temas. Desta forma, o número total de geossítios a inventariar é substancialmente reduzido embora, em etapas posteriores, se possa proceder a uma inventariação sistemática do território. Diversos países europeus estão, actualmente, a seguir esta metodologia da inventariação de património geológico por categorias, embora se encontrem em diferentes estádios de desenvolvimento. Independentemente das metodologias de inventariação adoptadas, o certo é que, de um modo geral, se verifica, a nível mundial, um reconhecimento crescente da importância de identificar e conservar o património geológico. No Brasil, a constituição em 1997 da Comissão Brasileira dos Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP), integrando diversas instituições oficiais relevantes na área da Geologia e da Conservação, foi um excelente exemplo de união de esforços com vista à prossecução de uma tarefa complexa e demorada. Ao nível do continente americano, trata-se, sem dúvida, do país onde tem havido um maior empenhamento da comunidade geológica na geoconservação, exemplo que bem devia ser seguido por muitos outros países.

### JOSÉ BRILHA

Universidade do Minho (Portugal) Membro do Comité Executivo da ProGEO Associação Européia para a Conservação do Patrimônio Geológico

## Prólogo

Convenção concernente à proteção do Patrimônio Mundial Cultural e Natural foi adotada em 1972 pela Conferência Geral da *UNESCO*, em consonância com a *ICOMOS* - *International Council for Monuments and Sites*, com o objetivo de preservar os testemunhos irremovíveis de civilizações passadas e as paisagens naturais.

Essa Convenção Internacional foi adotada por cento e onze Estados-Parte, em 1989, entre os quais o Brasil. O objetivo fundamental é o de reconhecer os sítios culturais e naturais em âmbito mundial, de interesse excepcional e de tal valor universal que sua proteção seja considerada responsabilidade de toda humanidade.

Ao adotar a Convenção, as nações reconhecem:

(a) que cada país mantém sob a sua custódia para o resto da humanidade aquelas partes, tanto naturais como culturais, do Patrimônio Mundial,

(b) que a comunidade internacional tem o compromisso de apoiar qualquer nação na prática dessa responsabilidade, se os seus próprios recursos são insuficientes e

(c) que a humanidade deve exercitar o mesmo senso de responsabilidade para com as obras da natureza, como para as obras de suas próprias mãos. No entanto, a soberania de qualquer Sítio do Patrimônio Mundial é retida com o país onde esse sítio está localizado, e a inclusão como propriedade na Lista do Patrimônio Mundial é feita somente por solicitação do Estado concernente.

O mecanismo de cooperação internacional é o Comitê do Patrimônio Mundial (*World Heritage Committee-WHC*) composto de 21 representantes de Estados-Parte da Convenção de Proteção do Patrimônio Mundial Cultural e Natural eleitos em Assembléia Geral, entre as mais de 100 nações que firmaram a Convenção, com uma representação equitativa das diferentes regiões e culturas do globo.

Os Sítios do Patrimônio Mundial são divididos em duas seções principais: uma cultural e outra natural, esta incluindo a Geologia e a Paleobiologia. Esses sítios são bastante seletivos e estritamente limitados em número.

Em 1989/90 foi iniciada, sob as égides da UNESCO, da União Internacional para a Conservação da Natureza (International Union for the Conservation of Nature - IUCN) e da União Internacional das Ciências Geológicas (International Union of Geological Sciences - IUGS), uma lista de sítios geológicos em âmbito mundial, denominada Lista Indicativa Global de Sítios Geológicos (Global Indicative List of Geological Sites ou GILGES), com o objetivo de identificar sítios geológicos lato sensu de excepcional valor universal. Essa lista foi colocada à disposição do Comitê do Patrimônio Mundial para decisões apropriadas. Em 1996, a GILGES foi substituída pela iniciativa Global Geosites da IUGS (Database on Geological Sites) visando uma base de dados global de sítios geológicos. Essa iniciativa foi operada pela IUGS até 2004 e resultou no inventário de algumas centenas de sítios geológicos de excepcional valor mundial. Encerrada como atividade oficial, a base de dados original permanece como parte integrante da IUGS. O Patrimônio Mundial (World Heritage) dispõe de uma chamada Lista Indicativa (Tentative List) mais ampla, que é um inventário das propriedades que cada Estado-Parte tenciona considerar para indicação nos próximos anos. Os Estados-Parte são incentivados a submeterem em suas Listas Indicativas as propriedades ou sítios que eles consideram ser patrimônio cultural e/ou natural de notável valor universal e, por isso, passiveis de inscrição na Lista do Patrimônio Mundial. Com relação aos sítios geológicos, a IUCN orienta com o apoio de avaliações técnicas da IUGS a decisão final do Comitê do Patrimônio Mundial (Estados-Parte), com base em indicações a ele sugeridas.

A IUGS trabalha também em parceria com a UNESCO para dar apoio à Rêde Global de Geoparques (*Geoparks Global Network*), criada em 2004. Geoparques envolvem áreas geográficas onde sítios do

patrimônio geológico são parte de um conceito holístico de proteção, educação e desenvolvimento sustentável. A iniciativa da UNESCO de apoiar a criação de Geoparques é uma resposta a um forte anseio expresso por numerosos países para destacar o valor do patrimônio da Terra, suas paisagens e formações geológicas, que são testemunhas chaves da história da vida.

No final de 1993, o Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM foi solicitado a dar apoio ao Grupo de Trabalho de Sítios Geológicos e Paleobiológicos do Patrimônio Mundial, pelo seu presidente Dr. J.W. Cowie, com propostas do Brasil para a *GILGES*, posteriormente substituída pela de Dados Global de Sítios Geológicos da *IUGS (Geosites)*. Assim, no âmbito do DNPM, foi criado Grupo de Trabalho Nacional de Sítios Geológicos e Paleobiológicos.

Em março de 1997, o DNPM promoveu a reunião de diversas instituições em sua sede, em Brasília, para a efetivação de uma participação brasileira mais ampla, dentro dos objetivos propostos por aquele Grupo de Trabalho. Assim foi instituída a **Comissão Brasileira dos Sítios Geológicos e Paleobiológicos - SIGEP**, hoje representada pelas seguintes instituições: Academia Brasileira de Ciências-ABC, Associação Brasileira para Estudos do Quaternário-ABEQUA, Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística-IBGE, Instituto Brasileiro do Meio Ambiente e dos Recursos Naturais Renováveis-IBAMA, Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional-IPHAN, Petróleo Brasileiro S.A.– PETROBRAS, Serviço Geológico do Brasil-CPRM, Sociedade Brasileira de Espeleologia-SBE, Sociedade Brasileira de Geologia-SBF.

Foi estabelecido que a principal atribuição da SIGEP deverá estar apoiada no gerenciamento de um banco de dados nacional de geossítios, e sua disponibilização em *site* da Internet na forma de artigos científicos bilingües – inglês e português - elaborados por especialistas que trabalharam nas áreas dos sítios cadastrados.

Em 1998 foram distribuídas cartas-convite a instituições e pesquisadores incentivando-os à proposição de sítios. Desde então, o convite está aberto também à comunidade em geral por veiculação do assunto na Internet (http://www.unb.br/ig/sigep) sendo aceitos para análise indicações apresentadas em formulário próprio. O processo seletivo seguiu a orientação da SIGEP de avaliação de sítios segundo uma relatividade mútua dentro de uma tipologia específica (paleobiológico, paleoambiental, petrológico, estratigráfico etc.), tendo como critérios:

i) sua singularidade na representação de sua tipologia ou categoria;

ii) importância na caracterização de processos geológicos-chave regionais ou globais, períodos geológicos e registros expressivos na história evolutiva da Terra;

iii) expressão cênica;

iv) bom estado de conservação, e

v) existência de mecanismos que lhes assegure conservação.

Desta maneira, a Comissão vem recolhendo proposições, cadastrando novas ocorrências significativas e avaliando as condições de risco e de degradação dos sítios candidatos. Uma vez aprovados, os sítios deverão prestar-se ao fomento da pesquisa científica básica e aplicada, à difusão do conhecimento nas áreas das ciências da Terra, ao fortalecimento da consciência conservacionista, ao estímulo a atividades educacionais, recreativas ou turísticas, sempre em prol da participação e do desenvolvimento sócio-econômico das comunidades locais. Todos estes objetivos vêm acompanhados da necessidade de estabelecer estratégias próprias de monitoramento e de manutenção da integridade dos pontos geológicos magnos do Brasil.

Como parte dos objetivos do Programa, a SIGEP estabeleceu a meta de editar livros técnicos – SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL - abordando, com riqueza de detalhes, os mais destacados sítios geológicos e paleontológicos do Brasil, para ampla divulgação nacional e internacional. Seu formato, constituído por diversos volumes, espelha o caráter de permanente avaliação do patrimônio geocientífico nacional.

Esta ampla divulgação, na internet e em livros, objetiva não só cumprir a meta de realizar o cadastro de sítios geológicos, mas de fomentar ações preservacionistas imediatas, principalmente de sítios que estão em risco ou processo de depredação e, mesmo, extinção, encaminhando cópias do livro para as prefeituras, estados e órgãos executivos encarregados da conservação de tais áreas.

Uma vez aprovada a proposta de sítio e de sua descrição, o artigo correspondente ao sítio é elaborado segundo as "Instruções aos Autores" (disponíveis na Internet) e submetido ao corpo editorial da SIGEP, quando pode sofrer ajustes ou até mesmo ser rejeitado. Após aprovado o artigo é disponibilizado na Internet como *pre-print*, já no formato próximo ao que terá na impressão gráfica (Livro).

O tratamento de cada sítio, na estrutura do capítulo, aborda sua localização precisa, as justificativas quanto a sua relevância, o histórico da descoberta e a síntese dos trabalhos realizados, suas características específicas e aspectos genéticos relevantes e, por fim, os mecanismos vigentes para sua proteção, dando-se destaque para o estado atual de conservação dos sítios, recomendações e eventuais restrições aos diversos usos.

Adicionalmente, a SIGEP tem fomentado a elaboração de descrições dos sítios em linguagem popular para publicação na Internet, com vistas à ampla divulgação das geociências e da mentalidade preservacionista com relação aos nossos monumentos geológicos, promovendo assim, simultaneamente, a popularização das geociências.

O Volume I do Livro da SIGEP contou com a descrição de 58 sítios organizados segundo capítulos individuais, de autorias diversas, representando ocorrências pontuais ou ainda uma região marcada por diversas ocorrências representativas. Há locais que reúnem, inclusive, sítios de diferentes naturezas no que diz respeito à origem, idade ou processos específicos, e nesse caso enquadram-se alguns Parques Nacionais e outras Unidades de Conservação. Esses sítios foram classificados de acordo pelo tipo mais significativo, nas seguintes categorias: Paleontológico, Paleoambiental, Sedimentológico, Geomorfológico, Marinho, Ígneo, Espeleológico, História da Geologia e Astroblema.

Este Volume II conta com 40 artigos referentes a sítios também classificados pelo seu tipo mais significativo, integrando as seguintes categorias: Astroblema, Espeleológico, Estratigráfico, Geomorfológico, Hidrogeológico, História da Geologia e da Mineração, Ígneo, Marinho, Paleoambiental, Paleontológico, Sedimentológico e Tectônico.

A localização dos sítios do Volume I e do Volume II pode ser vista no mapa do Brasil apresentado adiante.

**OS EDITORES** 

# Mapa de Localização

Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil Cadastrados pela SIGEP





## Sumário

PARTE 1	PARTE 1: SÍTIOS DE ASTROBLEMAS		
Ast vul	<b>troblema Domo de Vargeão, SC -</b> Registro de impacto meteorítico sobre rochas cânicas da Bacia do Paraná (Sítio 114)	23	
Cra	atera de Colônia, SP - Provável astroblema com registros do paleoclima		
qua Cla	aternário na Grande São Paulo (Sítio 116) uudio Riccomini; Bruno Jean Turcq; Marie-Pierre Ledru; Lucy Gomes Sant'Anna; José Antonio Ferrari	. 35	
PARTE 2	: SÍTIOS ESPELEOLÓGICOS	45	
<b>Fu</b> i em <i>Má</i>	<b>rna do Buraco do Padre, Formação Furnas, PR -</b> Feições de erosão subterrânea a arenitos devonianos da Bacia do Paraná (Sítio 110) ario Sérgio de Melo; Mario Cezar Lopes; Martin Antonio Boska	47	
<b>Gr</b> u Pau Nic	uta do Lago Azul, Bonito, MS - Onde a luz do sol se torna azul (Sítio 107) ulo Cesar Boggiani; William Sallun Filho; Ivo Karmann; Ana Lúcia Gesicki; coletta Moracchioli Philadelphi; Marcos Philadelphi	. 57	
PARTE 3	: SÍTIOS ESTRATIGRÁFICOS	69	
<b>Co</b> Go <i>Vito</i>	<b>luna White, Serra do Rio do Rastro, SC -</b> Seção Geológica Clássica do Continente nduana no Brasil (Sítio 024) ório Orlandi Filho; Antonio Sílvio Jornada Krebs; Luís Edmundo Giffoni	71	
PARTE 4	: SÍTIOS GEOMORFOLÓGICOS	87	
<b>Mc</b> Nel	onte Roraima, RR - Sentinela de Macunaíma (Sítio 038) Ison Joaquim Reis	89	
lta Ap <i>Wil</i>	<b>imbezinho e Fortaleza, RS e SC -</b> Magníficos Canyons esculpidos nas escarpas arados da Serra do Planalto vulcânico da Bacia do Paraná (Sítio 050) Ison Wildner; Vitório Orlandi Filho; Luís Edmundo Giffoni	99	
Car geo Ma	<b>nyon do Talhado, região de Porteirinha, norte de Minas Gerais -</b> Notável feição omorfológica de travessia completa da Serra do Espinhaço (Sítio 128) rio Luiz de Sá Carneiro Chaves; Leila Benitez; Kerley Wanderson Andrade; Marcos Aurélio Sartori	111	
Eol Reg Ale Joã	lianitos de Flecheiras/Mundaú, Costa Noroeste do Estado do Ceará, Brasil - gistro ímpar de um paleo-sistema eólico costeiro (Sítio 118) xandre Medeiros de Carvalho; Vanda Claudino-Sales; Luis Parente Maia; ăo Wagner Alencar Castro	121	

Dunas do Albardão, RS - Bela paisagem eólica no extremo sul da costa brasile Renato Pereira Lopes; André Ugri; Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann	eira (Sítio 003) 131
Pedra Pintada, RR - Ícone do Lago Parime (Sitio 012)	
Nelson Joaquim Reis; Carlos Schobbenhaus; Fernando Costa	
<b>Cachoeira da Casca D'Anta, São Roque de Minas, MG -</b> Berço do Velho Chico o Rio da Integração Nacional (Sítio 027) Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves; Leila Benitez; Kerley Wanderson Andrade	o, 
<b>Cachoeira de Santa Bárbara no Rio São Jorge, PR -</b> Bela paisagem realça impo contato do embasamento com rochas glaciogênicas siluro-ordovicianas (Sítio ( <i>Lilian Patricia Massuqueto; Mário Sérgio de Melo; Gilson Burigo Guimarães; Mario</i>	ortante 047) 163 9 <i>Cezar Lopes</i>
PARTE 5: SÍTIOS HIDROGEOLÓGICOS	175
<b>Águas Quentes de Caldas Novas, GO -</b> Notável ocorrência de águas termais sem associação com magmatismo (Sítio 113) <i>José Eloi Guimarães Campos; Uwe Tröger; Fábio Floriano Haesbaert</i>	177
PARTE 6: SÍTIOS DA HISTÓRIA DA GEOLOGIA E DA MINERAÇÃO	191
<b>Pico de Itabira, MG -</b> Marco estrutural, histórico e geográfico do Quadrilátero Ferrífero (Sítio 042) <i>Carlos Alberto Rosière; Friedrich Ewald Renger; Danielle Piuzana; Carlos Alberto S</i>	193 Spier
<b>Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero, MG -</b> Da lenda do Sabarabuçu ao patrimônio histórico, geológico, paisagístico e religioso (Sítio 129) Úrsula Ruchkys de Azevedo; Friedrich Ewald Renger; Carlos Maurício Noce; Maria Márcia M. Machado	203
<b>Morro da Pedra Rica, Grão Mogol, MG -</b> Primeira jazida de diamantes minera em rocha no mundo (Sítio 130) Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves: Leila Benitez: Kerley Wanderson Andrade	da 213
PARTE 7: SÍTIOS ÍGNEOS	223
<b>Granito do Cabo de Santo Agostinho, PE -</b> Único granito conhecido de idade do Brasil (Sítio 111) <i>Marcos Antonio Leite do Nascimento; Zorano Sérgio de Souza</i>	e cretácea 225
Ignimbrito do Engenho Saco, Ipojuca, PE - Registro de vulcanismo explosivo cretácico na Província Magmática do Cabo (Sítio 103) Marcos Antonio Leite do Nascimento; Zorano Sérgio de Souza; José Marcelo Arnosic Paulo Marcos P. Vasconcelos	
PARTE 8: SÍTIOS MARINHOS	251
Arquipélago de São Pedro e São Paulo - Soerguimento tectônico de rochas infracrustais no Oceano Atlântico (Sítio 002) Thomas Ferreira da Costa Campos; Joaquim das Virgens Neto; Narendra Kumar Sriv Reinaldo Antônio Petta; Léo Afrânio Hartmann; João Francisco Silveira de Moraes; Suzan Roberta Melo Silveira	

### PARTE 9: SÍTIOS PALEOAMBIENTAIS

Joud wagnet Alencar Castro, Maria Cetta Ellas Senta, Renato Roariguez Cabrai Ramos	
Estratos Calcários da Pedreira Poty (Paulista), PE - Evidências de evento catastrófico	
no primeiro registro do limite K-T descrito na América do Sul (Sítio 102) Gilberto Athayde Albertão; Paulo Pereira Martins Jr.	
Pavimento Estriado Guaraú, Salto, SP - Marcas de geleira neopaleozóica no sudeste brasileiro (Sítio 035)	
Annabel Pérez-Aguilar; Setembrino Petri; Raphael Hypólito; Sibele Ezaki; Paulo Alves de Souza; Caetano Juliani; Lena V.S. Monteiro; José Maria Azevedo Sobrinho; Francisco Moschini	
E 10: SÍTIOS PALEONTOLÓGICOS	
<b>Conophyton de Cabeludo, Grupo Vazante, MG</b> - Construções dolomíticas por ciano-bactérias no Proterozóico (Sítio 073) <i>Marcel Auguste Dardenne</i>	
<b>Estromatólitos Colunares no Sumidouro do Córrego Carrapato, Lagamar, MG</b> - Registro o construções colunares dolomíticas por ciano-bactérias no Proterozóico do Brasil (Sítio 074) Marcel Auguste Dardenne; José Eloi Guimarães Campos; Mário da Costa Campos Neto	e
Afloramento Morro do Papaléo, Mariana Pimentel, RS - Registro ímpar da sucessão sedimentar e florística pós-glacial do Paleozóico da Bacia do Paraná (Sítio 101) Roberto Iannuzzi; Claiton Marlon dos Santos Scherer; Paulo Alves de Souza; Michael Holz; Gerson Caravaca; Karen Adami-Rodrigues; Graciela Pereira Tybusch; Juliane Marques de Souza; Larissa P. Smaniotto; Tiago V. Fischer; Ariane Santos da Silveira; Ricardo Lykawka; Daiana Rockenbach Boardman; Eduardo Guimarães Barboza	
Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional - O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul (Sitio104) Dimas Dias-Brito: Rosemarie Rohn: Joel Carneiro de Castro: Ricardo Ribeiro Dias: Ronny Rössler	
Barrancas Fossilíferas do Arroio Chuí, RS - Importante megafauna pleistocênica no	
Renato Pereira Lopes; Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann; Felipe Caron; Maria Elisabeth Gomes da Silva Itusarry	
<b>Mina B-17, Capanema, PA</b> - Expressivo Registro de uma Paleolaguna do Cenozóico Brasileiro (Sítio 121)	
Vladimir de Araújo Távora; Eric Sandro Ferreira da Silveira; João Marinho Milhomem Neto	
Campo de Estromatólitos Gigantes de Santa Rosa de Viterbo, SP - Excelente registro do litoral do mar permiano Irati, Bacia do Paraná, Brasil (Sítio 125) Fresia Ricardi-Branco; Edgar Taveiros de Caires; Adalene Moreira Silva	

Luiz Carlos Borges Ribeiro & Ismar de Souza Carvalho

Lajedo de Soledade, Apodi, RN - Ocorrência peculiar de megafauna fóssil quaternária no nordeste do Brasil (Sítio 127)	403
Kleberson de Oliveira Porpino; Valdeci dos Santos Júnior; Maria de Fátima Cavalcante Ferreira dos Santos	
<b>Bacia São José de Itaboraí, RJ -</b> Berço dos mamíferos no Brasil (Sítio 123) Lílian Paglarelli Bergqvist; Kátia Mansur; Maria Antonieta Rodrigues; Benedito Humberto Rodrigues-Francisco; Rhoneds Perez; Maria da Conceição Beltrão	413
<b>Serra do Cadeado, PR -</b> Uma janela paleobiológica para o Permiano continental sul-americano (Sítio 007) Max Cardoso Langer: Estevan Eltink: Longthas de Souza Bittencour: Rosemarie Rohn	433
Afloramento Quitéria, Encruzilhada do Sul, RS - Sedimentos lagunares com singular associação fitofossilífera da Formação Rio Bonito (Sítio 008) André Jasper; Margot Guerra-Sommer; Rualdo Menegat; Miriam Cazzulo-Klepzig; Fresia Soledad Ricardi Torres Branco; Juliana Salvi	451
<b>Tanques Fossilíferos de Itapipoca, CE -</b> Bebedouros e cemitérios de megafauna pré-histórica (Sítio 014) <i>Celso Lira Ximenes</i>	465
Icnofósseis da Usina Porto Primavera, SP - Rastros de dinossauros e de mamíferos em rochas do deserto neocretáceo Caiuá (Sítio 013) Luiz Alberto Fernandes; Fernando Antonio Sedor; Rafael Costa da Silva; Luiz Roberto da Silva; Adalberto Aurélio Azevedo; Alessandra Gonçalves Siqueira	479
PARTE 11: SÍTIOS SEDIMENTOLÓGICOS	489
<b>Conglomerado São Miguel no Vale da Lua, sul da Chapada dos Veadeiros, GO -</b> Cenário exótico de rara beleza modelado pela erosão fluvial (Sítio 077) José Eloi Guimarães Campos; Cimara Francisca Monteiro; Marcel Auguste Dardenne	491
PARTE 12: SÍTIOS TECTÔNICOS	
<b>Falésias na Praia de Ponta Grossa, Icapuí, CE -</b> Importantes deformações tectônicas cenozóicas em rochas sedimentares da Formação Barreiras (Sítio 120) Debora do Carmo Sousa; Emanuel Ferraz Jardim de Sá; Helenice Vital; Marcos Antonio Leite do Nascimento	501
BREVES NOTAS SOBRE OS EDITORES	513

# Parte Sítios de Astroblemas



### Astroblema Domo de Vargeão, SC

Registro de impacto meteorítico sobre rochas vulcânicas da Bacia do Paraná

O DOMO DE VARGEÃO é um dos raros exemplos de astroblemas em território brasileiro. Localizada na região oeste do estado de Santa Catarina, esta notável depressão circular possui aproximadamente 12 quilômetros de diâmetro e exibe desníveis abruptos de até 150 m entre suas bordas e as porções internas. A feição circular hoje existente nesse local representa o remanescente erosivo de uma cratera de impacto formada sobre rochas vulcânicas jurocretáceas da Formação Serra Geral pela colisão de um corpo extra-terrestre de grandes dimensões. Em seu interior, a estrutura é caracterizada do ponto de vista morfológico por sucessões de elevações e depressões topográficas arranjadas na forma de anéis concêntricos, produto de falhas rúpteis associadas ao processo de formação da cratera. Em sua parte central há um núcleo soerguido, constituído por brechas de impacto e arenitos das formações Pirambóia/Botucatu (Triássico/Jurássico) indivisas. Estes arenitos encontram-se cerca de 700 metros acima de sua posição estratigráfica normal para esta porção da Bacia do Paraná. Dentre as feições típicas de metamorfismo de impacto reconhecidas nas rochas do interior do Domo de Vargeão destacam-se a presença de shatter cones em arenitos e basaltos, brechas de impacto afetando basalto e arenito, além de feições planares de deformação (PDFs) em grãos de quartzo e de plagioclásio.

**Palavras-chave:** astroblema; cratera de impacto; metamorfismo de impacto

### SIGEP 114

Alvaro Penteado Crósta <sup>1a</sup> César Kazzuo-Vieira <sup>1b</sup>

Asit Choudhuri<sup>1c</sup>

Alfonso Schrank 1d

Vargeão Dome Astrobleme, State of Santa Catarina – A meteoritic impact record on volcanic rocks of the Paraná Basin

Vargeão Dome is one of the few examples of astrobleme in the Brazilian territory. Located on the western part of Santa Catarina State, this conspicuous circular depression has a diameter of 12 km and depicts sharp topographic gradients of up to 150 meters between its borders and inner portions. The circular feature seems today represent the erosion remnants of the original impact crater, formed over volcanic rocks of the Serra Geral Formation (Jurassic-Cretaceous) by the collision of a celestial body. In its interior, this structure depicts a series of topographic elevations and depressions, arranged as concentric rings, probably formed by faulting associated to the crater formation process. The crater has a central uplift, comprising impact breccias and sandstones from the Pirambóia/Botucatu (Triassic/Jurassic) formations, which were vertically displaced by some 700 meters in comparison with their normal stratigraphic position in this portion of the Paraná Basin. Features due to impact metamorphism found at Vargeão include shatter cones in sandstones and basalts, impact breccias comprising fragments of basalts and sandstones and PDFs in guartz and plagioclase.

**Key words:** astrobleme; impact crater; impact metamorphism

### INTRODUÇÃO

No Brasil apenas cinco estruturas são atualmente reconhecidas como astroblemas. Segundo Dietz (1961), astroblemas são crateras comprovadamente formadas por fenômenos de impacto de corpos extra-terrestres (genericamente chamados de 'meteoritos') contra a superfície terrestre, já em estágios avançados de erosão. Outras seis estruturas brasileiras podem ter origem semelhante, embora ainda não haja evidências conclusivas para as mesmas (Romano & Crósta, 2003; Crósta, 2004).

Entre esses cinco astroblemas está o Domo de Vargeão, localizado na região oeste de Santa Catarina (Figura 1), com centro definido pelas coordenadas 26°49'S e 52°10'W. Com um diâmetro total de 12,4 quilômetros, esta feição encontra-se dentro dos limites municipais das cidades de Vargeão, Faxinal dos Guedes e Passos Maia, sendo a primeira delas situada interior da estrutura, mais precisamente na borda meridional (figuras 2 e 3).

A ocorrência de uma feição circular anômala nesse local foi apontada inicialmente por Paiva Filho & Scheibe (1978), com base na observação de imagem de radar do Projeto RADAMBRASIL, que denominaram-na 'Domo de Vargeão'. Os autores identificaram uma depressão circular com um padrão de fraturas anelares e radiais em rochas ígneas extrusivas da Fm. Serra Geral da Bacia do Paraná, contendo em seu centro ocorrências de arenitos por eles relacionados à Fm. Botucatu (Jurássico). Devido à posição topográfica anômala desses arenitos, que nessa porção da Bacia encontram-se a várias centenas de metros de profundidade, abaixo das seqüências ígneas da Fm. Serra Geral, esses autores apontaram a existência de uma 'janela estratigráfica' e relacionaram sua origem a uma possível intrusão alcalina não-aflorante de idade cretácea, similar às de Lajes e Anitápolis, também em Santa Catarina.

O Domo de Vargeão foi estudado mais detalhamente na década de 1980 por Barbour Jr. & Corrêa (1981), quando foram conduzidos na região trabalhos prospectivos para petróleo e gás. Esse autores realizaram levantamento geológico que resultou no reconhecimento de pelos menos quatro derrames vulcânicos entre a porção externa e o interior da estrutura, sendo os três inferiores de composição basáltica e o superior constituído por uma seqüência de rochas vulcânicas diferenciadas, por eles classificadas como quartzo-latito pórfiro. Os autores destacaram a natureza tectônica dos afloramentos de arenitos no centro da depressão, em contato por falhas com as rochas ígneas da Fm Serra Geral. A ocorrência de brechas no interior da estrutura foi notada por eles, tendo



Figura 1- Mapa de localização e de acesso à cidade de Vargeão, localizada no interior da estrutura homônima. Figure 1 - Location and access to Vargeão.



**Figura 2 -** Imagem do satélite Landsat, sensor ETM+ (composição das bandas 4, 5 e 3 em RGB, realçada pela banda pancromática) mostrando o astroblema de Vargeão. O círculo pontilhado externo indica a borda da cratera e o interno a posição aproximada do núcleo central soerguido. Destacam-se as feições anelares concêntricas e radiais em seu interior.

**Figure 2** - Landsat/ETM+ satellite image (color composite of bands 4, 5 e 3 in RGB) showing the Vargeão astrobleme. The outer dashed line represents the crater rim and the inner line the approximate position of the central uplift. In the interior of the eroded crater there are conspicuous ring and radial features.



**Figura 3** - Vista em perspectiva 3D do modelo digital de elevação SRTM (Shutlle Radar Topographic Mission) do Domo de Vargeão. As cores quentes indicam altitudes mais elevadas e as cores frias as menos elevadas.

**Figure 3** - Perspective 3-D view of Vargeão Dome using a digital elevation model from the Shuttle Topography Radar Mission (SRTM). sido consideradas como brechas tectônicas e relacionadas ao mesmo evento de deformação responsável pela ascensão dos arenitos. Quanto à origem, Barbour Jr. & Corrêa (op. cit.) apontaram quatro possíveis causas para a formação do Domo de Vargeão: falhamentos (com deslocamentos verticais de até 500 metros), explosão criptovulcânica (por escape de gases ou pelo choque de um meteorito), explosão vulcânica com a formação de uma caldeira ou intrusão ígnea de filiação alcalina.

Trabalhos subseqüentes de Crósta (1982) e Paiva Filho *et al.* (1982) destacaram as similaridades morfológicas e tectônicas do Domo de Vargeão com outros astroblemas conhecidos na Terra, inclusive o Domo de Araguainha, à época o único astroblema comprovado no Brasil. Os autores apontaram ainda a inexistência de quaisquer evidências que suportassem as hipóteses de uma origem tectônica e/ou ígnea intrusiva ou extrusiva para a estrutura de Vargeão.

Crósta (1987) mencionou a ocorrência de feições planares de deformação (PDFs) em pelo menos duas direções em grãos de quartzo dos arenitos aflorantes no centro do Domo de Vargeão. Essa constatação, decorrente de análises petrográficas feitas por M. V. Coutinho (comunicação pessoal a A. P. Crósta), reforçou a hipótese de origem por impacto do Domo de Vargeão. PDFs são considerados feições diagnósticas de metamorfismo de impacto, servindo como critério para o reconhecimento de crateras formadas pelo impacto de meteoritos (Carter 1965; French 1998).

Hachiro *et al.* (1993) apresentaram evidências petrográficas de metamorfismo de impacto em amostras de arenitos e rochas vulcânicas do Domo de Vargeão. Nos arenitos os autores identificaram PDFs em grãos de quartzo e de feldspato, com direções cristalográficas segundo os planos {0001}, {1013} e {1012}, juntamente com a formação de vidro diaplético. Encontraram também feições de deformação em feldspato das rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral, tais como recristalização, rupturas, rotação e cominuição dos mesmos.

Kazzuo-Vieira (2003) e Kazzuo-Vieira *et al.* (2004) analisaram em maior nível de detalhe as feições de impacto associadas ao Domo de Vargeão, muitas das quais são apresentadas no presente trabalho.

O conjunto de evidências levantadas até o presente confere destacada importância ao Domo de Vargeão, por se tratar de uma das raras ocorrências de astroblema em território brasileiro e também no mundo. Esta feição apresenta características bastante favoráveis enquanto sítio geológico, dentre as quais se destacam a facilidade de acesso à área e aos principais afloramentos representativos, características cênicas destacadas e a colaboração da população local, que vem se mostrando interessada e atuante na sua divulgação enquanto patrimônio natural. Nesse sentido, sua transformação em sítio geológico contribuirá significativamente para a preservação, tanto para fins de estudos científicos, como também de divulgação geocientífica.

### LOCALIZAÇÃO

A cratera de Vargeão se estende por áreas pertencentes aos municípios de Faxinal dos Guedes, Passos Maia e Vargeão sendo a sede desta última situada em seu interior, mais precisamente em sua borda meridional. O principal acesso ao interior da depressão que marca topograficamente o astroblema se dá inicialmente pela rodovia BR-282, a qual corta a porção oeste do estado de Santa Catarina na direção leste-oeste (Figura 1). A partir dessa rodovia, toma-se qualquer um dos três acessos à Vargeão, descendo-se pela escarpa que marca a borda sul da cratera até alcançar a cidade, localizada em seu sopé. A partir da cidade pode-se percorrer todo o interior da estrutura por estradas vicinais e intermunicipais, geralmente em bom estado de conservação. Os principais afloramentos de rochas representativas dos eventos de deformação e das feições de impacto associadas à formação da cratera ocorrem na sua porção central, principalmente nos domínios do núcleo central soerguido e no seu entorno (Figura 2), podendo ser vistos em cortes de estradas e nos locais de extração de brita, cascalho e areia comuns na área.

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Aspectos Morfológicos e Estruturais

O Domo de Vargeão localiza-se em meio aos platôs formados sobre os derrames de lavas de composição máfica a félsica, dissecados pelos principais cursos fluviais da região oeste do estado de Santa Catarina (rios Chapecó, Chapecozinho, Irani e Uruguai). O primeiro aspecto relacionado à estrutura Vargeão a despertar a atenção de um observador é seu notável aspecto morfológico circular e multi-anelar (Figura 3) com desníveis abruptos em sua borda de até 150 m (Figura 4).

Tais características, passíveis de observação visual a partir da estrada de acesso que liga a BR-282 à cidade de Vargeão, podem ser apreciadas em imagens de satélite e/ou imagens de modelos digitais de elevação, como mostram as figuras 2 e 3. O uso dessas imagens de sensoriamento remoto permite a visualização e caracterização dos padrões de falhas e fraturas associadas à estrutura, assim como de suas bordas íngremes e de seus arranjos morfológicos internos, caracterizados por padrões multi-anelares de cristas topográficas. Todo o padrão de drenagem do interior da estrutura é fortemente controlado por falhas e fraturas, contribuindo para definir os arranjos supra-citados.

A cratera de Vargeão é do tipo complexa segundo a terminologia proposta por Dence (1968). As crateras complexas se diferenciam das do tipo simples pela existência de um núcleo central soerguido. Em Vargeão, a expressão superficial desse núcleo é dada pela ocorrência de arenitos aflorando em sua porção central, numa posição pelo menos várias centenas de metros acima do normal para as formações Pirambóia/Botucatu nesta porção da Bacia do Paraná. Três poços pio-



**Figura 4** - Perfis topográficos de direção N-S e W-E onde se observa o acentuado gradiente topográfico das bordas da cratera, o núcleo central soerguido e as feições anelares concêntricas, decorrentes de falhamentos rúpteis associados à formação da cratera.

**Figure 4** - Topographic cross-sections in the N-S and E-W directions showing the steep slopes of the crater rim, the central uplift and the concentric ring features, interpreted as products of the brittle faults associated with the formation of the crater.

neiros para exploração de petróleo perfurados pela Petrobrás em regiões próximas ao Domo de Vargeão indicam profundidades mínimas para essas unidades variando entre 680 e 1.220 metros (poços 1RCH-0001-SC, 1SE-0001-SC e 2AL-0001-SC).

O núcleo soerguido de Vargeão formou-se durante os estágios intermediários de constituição da cratera, pelo alívio de carga e conseqüente ascensão de rochas que se encontravam originalmente abaixo de seu centro, representadas pelos derrames vulcânicos inferiores da Fm. Serra Geral e pelos arenitos das formações Pirambóia/Botucatu. O processo de ascensão foi acompanhado de intensos falhamentos rúpteis na porção central da cratera e no seu entorno.

Simultaneamente, as bordas da cratera temporária, formadas no estágio inicial do processo (de escavação) pela ação das ondas de choque decorrentes do impacto, entraram em colapso ao longo de falhas gravitacionais concêntricas, formando feições anelares soerguidas e abatidas (horsts e grabens). Por meio desse processo, as dimensões laterais da cratera foram aumentadas, formando-se a cratera final.

Os dois perfis da Figura 4, respectivamente nas direções norte-sul e leste-oeste, ilustram o modelo proposto para explicar a formação do núcleo soerguido e das bordas da cratera, por meio de falhas de caráter predominantemente vertical. Apesar do avançado estágio erosivo atual, com modificação significativa da morfologia original da cratera, é possível relacionar o padrão morfológico interno atual no Domo de Vargeão a essas falhas de colapso e à formação do núcleo central soerguido. Conforme pode ser observado nas figuras 2 e 3, as escarpas presentes nas bordas da estrutura constituem desse modo feições preservadas das falhas de colapso originais. Já o núcleo soerguido não se destaca topograficamente como em outras crateras complexas (como por exemplo, no Domo de Araguainha), mas ainda assim há porções do mesmo com desníveis de até 70 metros em relação às áreas circunvizinhas situadas dentro da cratera.

#### Aspectos Litológicos

A Figura 5 mostra as principais litologias presentes no interior do Domo de Vargeão. Uma das características mais notáveis dessas rochas é que praticamente todas elas apresentam-se deformadas de algum modo, variando apenas a intensidade dessa deformação. Ainda assim, é possível relacionar os tipos litológicos aí presentes às unidades lito-estratigráficas da Bacia do Paraná que lhes deram origem.

As rochas vulcânicas pertencem à Fm. Serra Geral do Grupo São Bento e são representadas na região por derrames espessos de basaltos toleíticos (atingindo centenas metros de espessura) e por quartzo-latito pórfiros (com dezenas de metros de espessura). Essas duas subunidades da Fm. Serra Geral foram denominadas por



Figura 5 - Mapa geológico simplificado do astroblema de Vargeão.Figure 5 - Simplified geologic map of the Vargeão astrobleme.

CPRM (2002) respectivamente de Basaltos Alto Uruguai e Ácidas Chapecó. Paiva Filho (2000) denominou essas mesmas unidades respectivamente de Membro Serra Geral Inferior e Membro Goio En. A unidade composta por quartzo-latito pórfiros recobre a unidade basáltica e constitui a borda externa da cratera em quase toda sua circunferência. O contato entre estas duas unidades constitui um nível guia de valor estratigráfico, que permite acompanhar os deslocamentos verticais das camadas de lava, resultantes dos movimentos induzidos pelo processo de formação da cratera.

A feição de deformação mais importante observada nos quartzo-latitos é o abatimento de blocos. Estas rochas foram afetadas principalmente pelas falhas marginais de colapso responsáveis pela delimitação das bordas da cratera. Elas correspondem a uma camada que originalmente se encontrava em níveis topográficos mais elevados (como se observa fora dos domínios do Domo de Vargeão), tendo sido abatidas e basculadas em direção ao centro da cratera pela ação das falhas marginais.

A unidade que abrange os basaltos toleíticos é de difícil separação em relação às brechas nas porções mais centrais da cratera, alternando porções de maior ou menor grau de deformação com porções brechadas. Em direção às bordas do astroblema, assim como em alguns locais de seu interior, os basaltos aparecem em contato com os quartzo-latito pórfiros.

Os arenitos ocorrem no centro do Domo de Vargeão, nos domínios do núcleo soerguido da cratera. Dado o elevado grau de deformação dessas rochas, não foi possível relacioná-las com segurança às unidades litoestratigráficas que provavelmente lhes deram origem, que são as formações Pirambóia e Botucatu. Por esse motivo, esses arenitos encontram-se indiferenciados, sendo referidos como Pirambóia/Botucatu. Algumas das principais ocorrências de arenitos encontram-se expostas na superfície, devido a atividades de extração de areia, como ocorre no Areial Ghisolfi, o de maiores dimensões dentre os vários ali existente (figuras 5 e 6-D). Como podem ser observadas na Figura 5, as ocorrências de arenitos se dão por meio de grandes blocos delimitados por falhas, em contato direto com rochas vulcânicas da Fm. Serra Geral e/ou com brechas delas derivadas. Embora os arenitos apresentem um grau elevado de deformação, é possível encontrar blocos de dimensões métricas razoavelmente preservados, imersos em material arenoso deformado de granulação variável. Em alguns desses blocos são encontradas estruturas sedimentares originais, como estratificação cruzada (Figura 6-E).

### FEIÇÕES DE METAMORFISMO E DE DEFORMAÇÃO POR IMPACTO

As principais feições decorrentes do metamorfismo de impacto que afetou as rochas nos domínios do Domo de Vargeão incluem brechas de impacto, fusão parcial de rochas basálticas, shatter cones em arenitos e em basaltos e feições microscópicas de deformação.

Brechas de impacto são rochas neo-formadas pelo evento de impacto, a partir das rochas pré-existentes na área atingida pelo meteorito, o que no caso de Vargeão inclui basaltos, quartzo-latitos e arenitos. Estas brechas, com feições muito características, apresentam cominuição multi-granulométrica, desde a granulometria de argilas até seixos, desenvolvidas na forma de lâminas, bandas e faixas, com espessuras variando desde poucos milímetros até uma dezena de metros. O grau de desenvolvimento das brechas aumenta em direção à porção central da cratera, aonde chegam a constituir sequências de níveis que se alternam com rochas não perturbadas. No interior da cratera os contatos entre derrames transgridem os contatos estratigráficos originais (caracterizados por contatos entre basaltos macicos e amigdaloidais, brechas de topo de derrames e níveis amigdaloidais e maciços). Outro aspecto característico das brechas, e que permite sua fácil percepção, é a conspícua oxidação das suas porções argilosas, que se caracterizam pela cor vermelhoarroxeada, independente da litologia afetada.

No Domo de Vargeão, as brechas ocorrem principalmente nas cristas concêntricas existentes nas porções centrais do astroblema, tanto no núcleo soerguido como também em algumas localidades no seu entorno. Essas brechas podem ser sub-divididas em dois tipos principais. O primeiro deles abrange as brechas monomícticas de rochas ígneas, geralmente contendo fragmentos de basaltos em uma matriz fina e mal selecionada (figuras 6-A, 6-B, 6-C, 7-A, 7-B e 7-C). O segundo tipo inclui as brechas monomícticas constituídas exclusivamente por fragmentos de arenitos (figuras 6-F, 7-E e 7-F)

Exemplos de fusão parcial de rochas basálticas são mostrados nas figuras 6-C e 7-C, onde uma brecha é cortada por uma porção com estrutura fluidal de cor escura, composta por vidro oriundo de fusão parcial das rochas pré-existentes. Embora de ocorrência pouco freqüente no domínio do astroblema de Vargeão, esse tipo de estrutura aparece em alguns locais, sempre associada a brechas de impacto.

Shatter cones são agregados tridimensionais de estruturas cônicas estriadas, gerados pela deformação decorrente da passagem das ondas de choque do impacto pelas rochas. As raras ocorrências conhecidas no Brasil são limitadas aos astroblemas de Araguainha, Serra da Cangalha e Vargeão (Romano & Crósta, 2003). Em Vargeão, foram identificados shatter cones em quatro localidades diferentes, todas elas situadas próximas ao centro da estrutura, nos domínios de seu núcleo soerguido. As rochas nas quais se formaram essas estruturas cônicas estriadas são arenitos (figuras 8-A, 8-B e 8-C) e também basaltos (Figura 8-D). Cones individuais possuem dimensões variando de 12 até cerca de 35 centímetros, sendo que os de maiores dimensões foram encontrados nos arenitos expostos nas cavas do Areial Ghisolphi.

As feições microscópicas de deformação identificadas no astroblema de Vargeão são de vários tipos, destacandose a ocorrência de feições planares de deformação (PDFs) e ruptura mecânica de minerais, também decorrentes da passagem de ondas de choque do impacto. Os PDFs constituem, junto com os shatter cones, feições diagnósticas da ocorrência de eventos de impacto de meteoritos (Carter 1965; Stöffler & Langenhorst, 1994; Grieve et al., 1996; French, 1998). Em Vargeão foram observados PDFs tanto em grãos de quartzo como em plagioclásio. É comum a ocorrência de PDFs em grãos de quartzo provenientes dos arenitos aflorantes no centro do astroblema de Vargeão, tendo sido identificadas até quatro direções cristalográficas diferentes em um mesmo grão (Figura 8-E) (Hachiro et al. 1993, Kazzuo-Vieira 2003). Medidas dessas direções em platina universal indicaram picos de pressão superiores a 20 GPa atuantes localmente (Kazzuo-Vieira 2003). Em cristais de plagioclásio são identificados PDFs em até 5 direções cristalográficas distintas, conforme ilustrado na Figura 8-F.

As feições microscópicas de ruptura mais comuns são o fraturamento, o estilhaçamento e a cominuição de grãos minerais, muitas vezes formando mosaicos de grãos fraturados (figuras 7-A, 7-B, 7-E e 7-F). Grãos de quartzo originalmente arredondados, provenientes dos arenitos, foram transformados em agregados de lascas angulares (figuras 7-E e 7-F). Esses grãos com maior deformação



**Figura 6** - A) veios e vênulas (tons cinza escuros) em brechas moníticas de basalto; B) detalhe de fragmentos angulosos a subangulosos de basalto englobados por uma matriz microscristalina de cor vermelha escura (brecha monomíctica de basalto); C) clasto com estrutura fluidal em brecha monomíctica de basalto; D) vista do Areial Ghisolfi, principal cava de extração de areia no interior do Domo de Vargeão; E) arenitos com estratificação cruzada cortados por veio de cor vermelha escura composto por material microcristalino; F) detalhe de brecha monomíctica de arenito com clastos de arenitos por uma matriz cujos grãos apresentam alto grau de fraturamento e cominuição.

**Figure 6** - A) veins and veinlets (reddish colors) in polymictic breccias comprising sandstones and basalts; B) basalt monomict breccia showing a detail of angular fragments of basalt in a mycrocrystalline matrix; C) clast with fluidal structure in basalt monomict breccia; D) view of Ghisolfi sand pit, the main sand extraction area within Vargeão Dome; E) sandstones with cross stratification cut by dark red vein of mycrocristalline material; F) sandstone monomict breccia with sandstones clasts immersed in a matrix of fractured and shattered grains..



**Figura 7** - Fotomicrografias A) plagioclásio muito fraturado no interior de um clasto de basalto com textura subofítica e incipiente fragmentação - nicóis X; B) estágio avançado de fragmentação e cominuição de minerais observado na fotomicrografia anterior, no qual fragmentos de piroxênio, plagioclásio e opacos são os principais constituintes da matriz das brechas monomíticas - nicóis X; C) estrutura fluidal na brechas da Fig. 6-C na qual as porções claras representam microbrecha composta por fragmentos de quartzo e as escuras são compostas por vidro, com ocasional presença de micrólitos de plagioclásio - nicóis X; D) fragmento de arenito do interior de brecha monomíctica de arenito com grãos de quartzo sub-arredondados e sub-angulosos indeformados, com preservação da cimentação de sílica microcristalina, - nicóis X; E) mosaico de grãos de quartzo fraturados e cominuídos em conjunto com grãos indeformados - nicóis //; F) detalhe do mosaico de grãos de quartzo com fraturas atravessando vários grãos, indicando que não houve movimentação após a deformação para a formação do mosaico observado na fotomicrografia E - nicóis X.

**Figure 7** - A) basalt polymict breccia with strongly fractured plagioclase grain within a basalt fragment with sub-ophitic texture and incipient fracturing – X nicols; B) a more advanced fracturing stage of the breccia seen in 7-A, in which fragments of piroxene, plagioclase and opaque minerals constitute the matrix – X nicols; C) detail of fluidal structure in which the bright portions are microbreccia comprising quartz fragments and the dark ones comprise mainly glass, eventually with the presence of plagioclase microlites – X nicols; D) sandstone fragment from the sandstone monomict breccia with undeformed, sub-rounded to sub-angular quartz grains, with microcrystalline sílica cementation preserved – X nicols; E) fractured and shattered quartz grains forming a mosaic, together with undeformed quartz grains – parallel nicols; F) detail of the mosaic of quartz grains with fractures crossing several grains, suggesting that there was no post-deformation movement – X nicols.



**Figura 8 -** A) *shatter cones* formados em arenito com aproximadamente 30 x 20cm; B) detalhe do ápice do cones da figura anterior, onde destacam-se suas estrias; C) bloco de arenito exibindo agregados tri-dimensionais de shatter cones; D) shatter cone em basalto com dimensões aproximadas de 15x10cm; E) feições planares de deformação (PDFs) em quartzo com 4 direções cristalográficas; F) PDFs em plagioclásio com cinco direções.

**Figure 8** - A) shatter cones in sandstones; B) detail showing the apex of a striated shatter cone; C) sandstone exhibiting tridimensional aggregates of shatter cones; D) shatter cone in basalt with dimensions of 15x10cm; E) planar deformation features (PDFs) in quartz in four crystallographic directions; F) PDFs in plagioclase in five directions.

ocorrem geralmente ao longo de direções preferenciais no interior dos minerais (constituindo "corredores" de deformação), sendo que próximos aos mesmos observam-se grãos não deformados (Figura 7-D). Tais feições de deformação, claramente pós-deposicionais e pósdiagnéticas no caso dos arenitos, são comuns às rochas presentes no interior do Domo de Vargeão, sendo mais freqüentes nas zonas próximas ao seu centro.

### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A região do Domo de Vargeão tem sido alvo de intensa ocupação por atividades agropecuárias há mais de um século, quando as áreas originalmente cobertas por vegetação do tipo florestal foram substituídas por culturas de grãos, pastagens e áreas de reflorestamento, com a conseqüente modificação da paisagem. O panorama atual é de relativa estabilidade quanto à conservação dos remanescentes da vegetação original.

Do ponto de vista da preservação dos afloramentos representativos dos principais tipos litológicos e das feições de impacto presentes no Domo de Vargeão, a situação é mais crítica. Quase todas as ocorrências de arenitos do centro da estrutura foram ou estão sendo explotadas para extração de areia de cava para construção civil, praticamente sem adoção de quaisquer medidas mitigadoras do impacto decorrente ou preocupação com a preservação desses locais. Algumas dessas áreas foram explotadas por décadas e se encontram atualmente abandonadas e preenchidas por água, sujeitas a desmoronamentos. A principal área de extração em atividade é o Areial Ghisolfi, com a profundidade da cava atingindo dezenas de metros, conforme se observa na Figura 6-D (ver também a Figura 5 para a localização do areial). As áreas de exposição dos basaltos e quarto-latito pórfiros, bem como as de ocorrência de brechas de impacto, são alvo de extração em pequena escala de agregados para revestimento superficial dos leitos das estradas, não havendo nenhuma atividade de extração de grande porte desses materiais na área.

Um fator positivo para a proteção futura deste sítio é o nível relativamente desenvolvido de conscientização da comunidade local acerca da origem da estrutura, bem como de sua importância e singularidade. A cidade de Vargeão adotou recentemente o lema "A Cidade do Meteoro", em função da divulgação da história geológica e da origem da estrutura. Iniciativas para a realização de estudos e para o desenvolvimento de atividades de divulgação científica, bem como para a exploração turística relacionada ao tema de crateras de impacto, têm sido incentivadas pela administração municipal da cidade. No ano de 2004 foi inaugurada uma torre de observação localizada à margem da rodovia BR-282, que permite aos visitantes uma visão cênica de praticamente toda a borda da estrutura e de seu interior. Esse conjunto de medidas pode contribuir de forma positiva para a preservação futura deste sítio geológico brasileiro.

### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Prefeito de Vargeão (gestão 2001-2004), Sr. Anelsi César Danielli, pelo apoio recebido da prefeitura municipal daquela cidade durante a realização de trabalhos de campo.

Este estudo contou com o apoio do Fundo de Apoio ao Ensino, Pesquisa e Extensão (FAEPEX) da Universidade Estadual de Campinas (processo 475/2003), Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq - processo 305203/2003-7) e Fundação de Amparo à Pesquisa no Estado de São Paulo (FAPESP – processo 04/03295-2).

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Barbour Jr., E.; Corrêa, W.A.G. 1981. Geologia da Estrutura de Vargeão, SC. Relatório Técnico, PauliPetro, Consórcio CESP/IPT, 33 pp.
- Carter, N.L. 1965. Basal quartz deformation lamellae a criterion for recognition of impactites, American Journal of Science, 263: 786-806.
- Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais–Serviço Geológico do Brasil 2002. Projeto Oeste de Santa Catarina – PROESC, Mapa Geológico, Folha Clevelândia (SG-22-Y-B), escala 1:250.000. Convênio CPRM e Governo do Estado de Santa Catarina.
- Crósta, A.P. 1982. Estruturas de impacto no Brasil: uma síntese do conhecimento atual. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 32, Salvador, 4, Anais, pp. 1372-1377.
- Crósta, A.P. 1987. Impact Structures in Brazil. In: Pohl, J. (ed.) Research in Terrestrial Impact Structures. Braunschweig, Wiesbaden: Vieweg, pp. 30-38.
- Crósta, A.P. 2004. Impact craters in Brazil: How Far We've Gotten. Meteoritics & Planetary Science, 39-Supplement: A-27 (abstract).
- Dence, M.R. 1968. Shock zoning at Canadian craters: petrography and structural implications. In: B.M French & N.M. Short (eds.) Shock Metamorphism of Natural Materials. Mono Books Corp., pp. 169-184.
- Dietz, R.S., 1961. Astroblemes. Scientific American. 205(2):141-148.
- French, B.M. 1998. Traces of Catastrophe: a Handbook of Shock-metamorphic Effects in Terrestrial Meteorite Impact Structures. Lunar and Planetary Institute, Houston, 130 pp.
- Grieve, R. A. F.; Langenhorst, F.; Stöffler, D. 1996. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: II. Significance in geoscience. Meteoritics & Planetary Science, 31: 6-35.
- Hachiro, J.; Coutinho, J.M.V.; Frascá, M.H.B.de O.; Menezes, C.M. 1993. O astroblema de Vargeão (SC): evidências petrográficas de um crateramento criptoexplosivo por petardo extraterrestre. In: SBG, Simpósio Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 3, Atas, pp. 276-283.
- Kazzuo-Vieira, C. 2003. Mapeamento geológico do astroblema de Vargeão, SC. Monografia de conclusão do curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP), 48 p.
- Kazzuo-Vieira, C.; Crósta, A.P.; Choudhuri, A. 2004. Impact features from Vargeão Dome, Southern Brazil. Meteoritics & Planetary Science, 39-Supplement: A-52 (abstract).

- Paiva Filho, A. 2000. Estratigrafia e tectônica do nível de riodacitos pórfiros da Formação Serra Geral. Tese de doutoramento, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista (UNESP), 185 p.
- Paiva Filho, A.; Andrade, C.A.V. de; Scheibe, L.F. 1978. Uma janela estratigráfica no oeste de Santa Catarina: o Domo de Vargeão. In: SBG, Cong. Bras. de Geol., 30, Recife, 1, Anais, pp. 08-412.
- Paiva Filho, A.; Crósta, A.P.; Amaral, G. 1982. Utilização de dados de sensoriamento remoto no estudo estratigráfico e estrutural da Formação Serra Geral (Sul do Brasil). In: INPE, II Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Brasília. 1, Anais, pp. 135-142.
- Romano, R.; Crósta, A. P. 2004. Brazilian impact structures: a review. In: NASA/Lunar and Planetary Institute, 35th Lunar and Planetary Science Conference., League City, Texas, EUA, Proceedings (www.lpi.usra.edu/meetings/ lpsc2004/pdf/1546.pdf).

Stöffler, D.; Langenhorst, F. 1994. Shock metamorphism of quartz in nature and experiment: I. Basic observation and theory. Meteoritics, 29: 155-181.

<sup>1</sup> Instituto de Geociências Universidade Estadual de Campinas – UNICAMP Caixa Postal 6152 - 13083-970 Campinas SP

- <sup>a</sup> alvaro@ige.unicamp.br
- <sup>b</sup> kazzuo@petrobras.com.br
- ° asit@ige.unicamp.br
- <sup>d</sup> aschrank@igeunicamp.br
- Trabalho divulgado no site da SIGEP
  <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 23/2/2005, também com versão em inglês.



### ALVARO PENTEADO CRÓSTA

Graduou-se em Geologia pela USP em 1977, concluiu o mestrado no Instituto de Pesquisas Espaciais (INPE) em 1982 e o doutorado no Imperial College of Science, Technology & Medicine da University of London em 1990. Realizou pósdoutorado junto ao Desert Research Institute, Universidade de Nevada, Reno, entre 1995-1996. Atualmente é Professor Titular do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas, exercendo a função de Diretor do IG-UNICAMP no período 2005-2009. É Bolsista de Produtividade em Pesquisa do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/DF nível I-C. Na UNICAMP foi Chefe de Departamento, Coordenador de Pós-Graduação, Chefe-Adjunto de Gabinete do Reitor e Pró-Reitor de Desenvolvimento Universitário. Atua nas áreas de Sensoriamento Remoto e Exploração Mineral e de Geologia Planetária/Crateras de Impacto Meteorítico. É Coordenador-adjunto da área de Geociências da CAPES (2008-2010).



#### CÉSAR KAZZUO-VIEIRA

Possui graduação em geologia pela Universidade Estadual de Campinas (2003), especialização em Geofísica e Geologia de Exploração de Petróleo pela UFRJ/Universidade PETROBRAS (2007) e especialização em Interpretação Exploratória pela Universidade PETROBRAS (2008). Atualmente é geofísico de interpretação exploratória da PETROBRAS e desenvolve mestrado em Geociências no Instituto de Geociências da UNICAMP. Atua no processamento e interpretação digital de dados de sensoriamento remoto, aerogeofísicos e sísmicos, com ênfase em aplicações geológicas.



### ASIT CHOUDHURI

Possui graduação pela University of Nagpur (1957), mestrado pela University of Nagpur (1959), doutorado em Geociências pela Georg-August Universität, Göttingen (1966) e pós-doutorado pela Georg-August-Universität zu Göttingen (1973). É Professor Titular (aposentado) da Universidade Estadual de Campinas. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia. Atua nos seguintes temas: Petrologia de Rochas Metamórficas; Evolução Crustal do Precambriano; Rochas de Alto Grau (granulitos).



#### ALFONSO SCHRANK

Possui graduação em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1974), especialização em Sciences de Matières Premières Minerales et Energetiques pela Université de Paris XI (Paris-Sud) (1979), doutorado em Geociências pela Université de Paris XI (Paris-Sud) (1979), doutorado em Geociências pela Université de Paris XI (Paris-Sud) (1982) e pós-doutorado pela Université du Quebéc a Montréal (1996). Atualmente é Professor-Associado da Universidade Estadual de Campinas. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia. Atua principalmente nos seguintes temas: Greenstone Belts, Komatiítos, Petrologia de Rochas Vulcânicas e Geocronologia U-Pb.
# Cratera de Colônia, SP

Provável astroblema com registros do paleoclima quaternário na Grande São Paulo

# SIGEP 116

Claudio Riccomini<sup>1</sup> Bruno Jean Turcq<sup>2</sup> Marie-Pierre Ledru<sup>3</sup> Lucy Gomes Sant'Anna<sup>4</sup> José Antonio Ferrari<sup>5</sup>

A CRATERA DE COLÔNIA é uma proeminente feição circular com aproximadamente 3,6 km de diâmetro, localizada a cerca de 35 km ao sul da região central da Cidade de São Paulo. Desenvolvida essencialmente sobre rochas pré-cambrianas, esta estrutura é definida por um anel externo colinoso que se eleva a cerca de 125 m sobre uma planície aluvial interior pantanosa. Levantamentos geofísicos indicaram uma profundidade máxima de 450 m para o embasamento, no centro da estrutura. A hipótese de que esta feição seria resultante do impacto de corpo celeste, postulada desde os estudos iniciais, vem sendo lastreada nas suas características geológicas, geomorfológicas e dados geofísicos. Não há indicações da atuação de processos endógenos na sua gênese, o que reforça a hipótese de estrutura de impacto. Por outro lado, até o presente momento não foram encontradas evidências diretas de impacto, como metamorfismo de choque, devido ao preenchimento sedimentar da depressão e pela existência de espesso manto de intemperismo na região.

A cratera é preenchida principalmente com sedimentos pelíticos, ricos em matéria orgânica, cujo conteúdo polínico revela que a floresta Atlântica na região esteve sujeita às mudanças climáticas globais ocorridas durante o Quaternário. Com base em dados palinológicos admite-se idade neogênica para o presumível impacto.

Palavras-chave: cratera de impacto; registros paleoclimáticos; Quaternário

**The Colônia Crater, State of São Paulo** – A probable astrobleme with Quaternary palaeoclimatic record in the Great São Paulo region

The Colônia Crater is an outstanding ring feature, around 3.6 km in diameter, located about 35 km south from São Paulo. The structure developed mainly upon Precambrian crystalline basement rocks and is defined by a hilly circular outer rim up to 125 m higher than an inner swampy alluvial plain. Geophysical data indicated a maximum depth of 450 m to the crystalline substratum within the structure. The hypothesis that this feature results from the impact of a celestial body, postulated since the first studies carried out in the area, has been based on its geological and geomorphological characteristics as well as geophysical data. The lack of indications of endogenous process also reinforces this hypothesis. Nevertheless, no direct evidence of an impact, such as shock metamorphism, has yet been found, most likely due to the sedimentary fill within the depression and the deep weathering in the region. The crater is filled mainly with organic-rich clayey sediments whose polliniferous record confirms that the Atlantic rainforest in the region was submitted to global climatic changes during the Quaternary. Based on palynological data the age of the presumable impact would be probably Neogene.

**Key words:** impact crater; paleoclimatic record; Quaternary

#### INTRODUÇÃO

Desde os primórdios da sua história a Terra vem sendo bombardeada por corpos celestes que, certamente, produziram um incontável número de crateras de

impacto. Entretanto, a maior parte dessas estruturas teve seus registros mascarados ou até mesmo destruídos pelos processos geológicos subseqüentes a sua formação. As cicatrizes dessas crateras comprovadamente formadas pelo impacto de corpos extraterrestres contra a superfície do nosso planeta recebem a designação de astroblemas (Dietz, 1961).

São reconhecidas atualmente mais de 170 estruturas de impacto no nosso planeta, na sua quase totalidade identificadas nos últimos 50 anos (PASSC, 2004). A maior parte está situada no hemisfério norte - em função da maior extensão das áreas emersas, como também do nível de conhecimento geológico - em condições climáticas temperadas a frias, sendo menos numerosas no hemisfério sul, em regiões intertropicais.

Até o presente momento, cinco estruturas foram reconhecidas como astroblemas no Brasil, e outras seis aguardam evidências conclusivas para serem consideradas como tal (Crósta et al. 2005). A Cratera de Colônia, com centro nas coordenadas 23°52'S e 46°42'20"W, distante cerca de 35 km ao sul da Praça da Sé, centro da Cidade de São Paulo, no distrito de Capela do Socorro (Fig. 1), está incluída neste segundo grupo. Ela apresenta formato circular, bem destacado em fotografias aéreas e imagens de sensores remotos. Com pouco mais de 3,6 km de diâmetro, a estrutura é circundada por um anel externo de relevo colinoso que se eleva até 125 m acima da planície central pantanosa (Fig. 2). Desde os primeiros estudos, há mais de três décadas (Kollert et al., 1961), esta estrutura vem sendo considerada como testemunho do impacto de um corpo celeste (meteorito ou cometa), o que a caracterizaria como um astroblema.

Além da origem, outro aspecto de interesse é o seu preenchimento sedimentar, que pode atingir até 450m de espessura máxima. Estes sedimentos guardam o registro das transformações ambientais ocorridas na região desde a formação da cratera, constituindo-se, portanto, num local excepcionalmente favorável para o desenvolvimento de estudos paleoclimáticos, sobretudo para o Quater-



**Figura 1 -** Localização da Cratera de Colônia na região da Grande São Paulo. A área hachurada corresponde à área urbana.

**Figure 1** - Location of the Colônia Crater in the Great São Paulo region. The urban area is hatched.



**Figura 2 -** Modelo de elevação do terreno da área da Cratera de Colônia, elaborado a partir de dados do Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), United States Geological Survey (USGS), 2002.

**Figure 2 -** Elevation model of the Colônia Crater based on data obtained by the Shuttle Radar Topography Mission (SRTM), United States Geological Survey (USGS), 2002. nário. Ademais, são raras as crateras preenchidas por sedimentos em regiões de clima úmido.

A drenagem no interior da cratera foi até recentemente endorreica, existindo atualmente uma única saída, na parte leste, rumo ao Reservatório Billings. Tendo em vista a proximidade da Serra do Mar, a região apresenta cobertura vegetal de floresta úmida, típica da Mata Atlântica. Há também ocorrências localizadas de *Araucária angustifólia* (Bert.) Kuntze.

# CONTEXTO GEOLÓGICO E GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

A Cratera de Colônia encontra-se instalada sobre rochas proterozóicas do Cinturão de Dobramentos Ribeira (Hasui *et al.*; 1975). Este cinturão é recortado por densa trama de zonas de cisalhamento transcorrentes, com direções E-W a ENE, ativos até o final do Ciclo Brasiliano (Sadowski & Campanha, 2004). Micaxistos, quartzitos, gnaisses, migmatitos, dioritos e quartzo di-

oritos, localmente milonitizados, são os principais litotipos presentes (Sadowski, 1974; Coutinho, 1980) (Fig. 3). Lamitos correlacionados à Formação Resende, de idade paleogênica (Riccomini et al., 2004), ocorrem nas porções sul e sudeste no interior da estrutura, onde configuram área de distribuição em semi-círculo, e também ao sul desta, como manchas isoladas do principal corpo de sedimentos da Bacia de São Paulo. Em zona de falha de empurrão, com direção WNW e mergulho para NNE, situada a cerca de 1 km ao sul do anel externo da cratera (local A, Fig. 3), ocorre imbricação tectônica de lamitos seixosos a argilosos correlacionados à Formação Resende com gnaisses pré-cambrianos, o que poderia representar parte do anel externo cavalgado sobre as rochas circunvizinhas, embora não se descarte sua possível relação com deformações associadas ao tectonismo cenozóico regional (Riccomini et al., 1989, 2004). Depósitos coluviais e aluviais neogênicos e quaternários também ocorrem na região, sendo mais expressivos no interior da estrutura (Riccomini et al., 1991).

A cratera encontra-se nas proximidades da borda sudeste do Planalto Paulistano (Almeida 1958), de provável idade neogênica. Este planalto apresenta relevo suavizado, de morros e espigões relativamente baixos, com altitudes entre 715 e 900 m. Trata-se de um com-



**Figura 3 -** Mapa geológico da área da Cratera de Colônia (modificado de Coutinho, 1980 e Riccomini *et al.* 1991): 1. micaxistos e quartzitos; 2. gnaisses e migmatitos; 3. dioritos e quartzo dioritos; 4. lamitos (Formação Resende); 5. depósitos aluviais quaternários; 6. anel externo da cratera; 7. orientação geral das estruturas do embasamento pré-cambriano; 8. principais drenagens e reservatórios; 9. locais referidos no texto.

**Figure 3** - Geologic map of the region of the Colônia Crater (modified after Coutinho, 1980 and Riccomini et al., 1991): 1. mica schists and quartzites; 2. gneisses and migmatites; 3. diorites and quartz diorites; 4. mudstones (Resende Formation); 5. Quaternary alluvial deposits; 6. crater rim; 7. structural trend of the Precambriam basement; 8. main drainage an reservoirs; 9. sites referred in the text.

partimento geomorfológico mais novo do que a Superfície Japi, esta de extensão regional e idade neocretácea a paleógena (Riccomini *et al.* 2004).

# CARACTERÍSTICAS PRINCIPAIS E HIPÓTESES SOBRE A ORIGEM

A assinatura geofísica mais comum e distinta das crateras de impacto é a de um baixo gravimétrico circular (Pilkington & Grive, 1992). Este aspecto já havia sido revelado desde o primeiro levantamento gravimétrico realizado em Colônia, servindo, juntamente com dados de eletrorresistividade, para que fosse aventada a hipótese inicial de origem por impacto de meteorito (Kollert *et al.* 1961), reafirmada em todos os trabalhos posteriores (v.g. Crósta, 1987; Riccomini et al. 1989; Neves 1998; Riccomini & Turcq, 2004).

Em função das suas características singulares, a depressão de Colônia foi alvo de numerosas investigações científicas, iniciadas na segunda metade da década de 1980. Um roteiro de excursão, contendo uma revisão dos trabalhos prévios, discussão das hipóteses sobre a origem da estrutura, análise de parâmetros morfológicos, bem como resultados sobre a sedimentação do Pleistoceno Superior foi elaborado para o Simpósio internacional sobre mudanças globais na América do Sul durante o Quaternário, realizado em 1989 (Riccomini *et al.*, 1989), e atualizado três anos depois (Riccomini *et al.* 1992). Nestes trabalhos, com base em relações empíricas entre diâmetro e profundidade para crateras com diâmetros menores do que 3,8 km (Grieve & Robertson, 1979), foi estimado que a estrutura de Colônia alcançaria originalmente 900 m de profundidade e teria sido preenchida por até 436 m de sedimentos.

No início da década de 1990 foram realizados levantamentos geofísicos por diferentes métodos na rgião (Fig. 4). Investigações pelo método audiomagnetotelúrico (AMT) permitiram delinear o formato em calota da estrutura, apontar espessura de sedimentos entre 200 e 355 m, com profundidade máxima de 500 m, e a possível existência de uma camada de transição entre o pacote sedimentar e o embasamento (Masero & Fontes, 1991, 1992). Pelo método gravimétrico foi verificada a assimetria da estrutura segundo a direção nordeste e estimado que o embasamento encontrava-se a uma profundidade entre 300 e 350 m (Motta & Flexor, 1991). Posteriormente, levantamentos sísmicos com fonte explosiva, executados pelo então Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo na parte sul da cratera, permitiram estimar entre 380 e 430 m a profundidade da interface entre os sedimentos e o substrato pré-cambriano e apontaram a existência de uma zona com baixa velocidade sísmica no topo do embasamento, sugerindo a presença de rochas brechadas ou fraturadas, talvez geradas pelo impacto (Neves 1998).

Em planta a Cratera de Colônia é nitidamente circular. Entretanto, em seção vertical os dados geofísicos AMT e gravimétricos mostram clara assimetria, também presente no perfil sísmico. Esta assimetria é evidenciada pela aproximação dos círculos desenha-



# **Figura 4 -** Seção de direção NW-SE da Cratera de Colônia elaborada a partir de dados geofísicos (Riccomini et al., 1992 e Neves, 1998, modificados).

**Figure 4 -** NW-SE section of the Colônia Crater based on geophysical data (after Riccomini et al., 1992 and Neves, 1998, modified).

dos pelo anel externo e pela planície aluvial interna, sugerindo possível relação com a trajetória do bólido, de NE para SW, antes do presumível impacto (Riccomini *et al.* 1992). Esta possibilidade havia sido aventada anteriormente em função da existência de colinas mais elevadas na porção sudoeste do anel externo da cratera (Coutinho, 1987, comunicação pessoal ao primeiro autor).

Não foram ainda encontradas evidências diretas, especialmente feições de metamorfismo de impacto, de que a estrutura constitua verdadeiramente um astroblema. Isso decorre do fato da cratera estar preenchida com sedimentos que ocultam evidências, eventualmente presentes na parte central da estrutura, e ainda pelo espesso manto de intemperismo desenvolvido nas rochas do anel externo da cratera e seus arredores. Assim, até o presente momento, podem ser arroladas como principais indicações de possível origem por impacto de bólido extraterrestre para a Cratera de Colônia: (a) seu formato de calota; (b) o padrão semicircular de distribuição dos sedimentos paleogênicos da Formação Resende nas porções sul e sudeste no interior da estrutura; (c) a existência de zona de falha de empurrão com imbricação tectônica entre lamitos paleogênicos e gnaisses pré-cambrianos, talvez parte do anel externo cavalgado sobre sedimentos; e (d) existência de uma zona com baixa velocidade sísmica, provavelmente brechada, no topo do embasamento précambriano.

Hipóteses alternativas para explicar a existência desta estrutura circular deprimida, tais como (a) feição cárstica (dolina), (b) padrão de interferência de estruturas, (c) intrusão de corpo magmático, (d) estrutura de criptoexplosão associada a kimberlito e (e) feição

> de escorregamento do terreno de grande porte, podem ser descartadas, respectivamente, (a) pelo fato de não terem sido cartografadas rochas carbonáticas na região, (b) persistência da atitude principal das estruturas do embasamento, (c e d) falta de indicações de estruturas e/ou corpos intrusivos menores que poderiam estar associados com intrusões kimberlíticas e pela dimensão não usual para estas e (e) devido à geometria circular, atípica para uma feição de escorregamento (Riccomini *et al.* 1991).

> Assim, embora ainda não tenham sido encontradas evidências diretas, os dados já acumulados convergem para a hipótese de impacto de corpo celeste para a origem da estrutura de Colônia. Acredita-se que in

dícios de metamorfismo de impacto poderão ser obtidos com o exame de testemunhos de seu embasamento ou da porção inferior do preenchimento sedimentar.

# O PREENCHIMENTO SEDIMENTAR E OS REGISTROS PALEOCLIMÁTICOS

Os diferentes métodos geofísicos indicam que a Cratera de Colônia foi preenchida com espesso pacote de sedimentos. Uma sondagem para água subterrânea realizada na porção sul da estrutura (local B, Fig. 3) atravessou 270 m de sedimentos e teria atingido substrato pré-cambriano (Rocha et al. 1989). O exame do material proveniente desta perfuração mostrou que os sedimentos são essencialmente pelíticos e ricos em matéria orgânica, com intercalações de lamas arenosas micáceas com grânulos e seixos. Existem apenas duas dessas intercalações nos 100 m superiores. Elas são mais freqüentes entre 100 e 200 m de profundidade e predominantes, com espessuras até decamétricas, nos 70 m inferiores (Fig. 5). A presença de grânulos e seixos de rochas do embasamento em matriz lamosa permitiu considerar a seção inferior como um pacote fanglomerático, proveniente das porções elevadas das bordas, provavelmente relacionado ao entulhamento inicial da cratera e não o embasamento (Riccomini et al., 1991). O exame da fração argilosa dos sedimentos ao microscópio eletrônico de varredura, combinado com análises por difração de raios X, mostrou que os argilominerais presentes são predominantemente neoformados, subordinadamente detríticos, pertencentes ao grupo das caulinitas.

Desde 1987, em cooperação com pesquisadores franceses (acordo entre o Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq, do Brasil, e o Institut de Recherche pour le Développement - IRD, da França), pesquisadores do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo vêm conduzindo numerosas investigações na área. Um programa de sondagens rasas com vibrotestemunhador (Figs. 6, 7 e 8) permitiu o exame do conteúdo polínico dos sedimentos, bem como a análise isotópica da matéria orgânica e a realização de datações pelo método do radiocarbono (Carbono 14).

De início, foi estudado um testemunho que atingiu a profundidade de 8,78 m e revelou a presença de sedimentos argilosos ricos em matéria orgânica (turfa), de cor preta, localmente preta acinzentada ou preta esverdeada (local C, Fig. 3). Alguns grãos e grânulos de quartzo apareceram abaixo da profundidade de 2,27 m, ocorrendo um intervalo com predomínio de areia

fina micácea de coloração preta acinzentada entre 2,53 e 2,65 m. Fragmentos de caules, restos de folhas e espinhos, além de alguns frutos, ocorrem ao longo do testemunho, predominando nos 2 m inferiores. As determinações 14C indicaram idades entre 28.050 e 18.180 anos A.P. para os sedimentos situados acima de 2,73 m, não havendo, neste testemunho, registro de sedimentos holocênicos. Estudos preliminares do material polínico indicaram a presença de vegetação de floresta entre 7,50 e 6 m, correspondente a clima ameno, seguido de condições climáticas progressivamente mais frias, marcadas pelo decréscimo de elementos de flores (Ilex, inicialmente, e posteriormente todos os outros elementos) e gradual incremento da vegetação campestre (Gramineae e compositae) até o intervalo arenoso (2,73 m, 28.050 A.P.). Segundo os autores, este intervalo seria caracterizado pela influência de vegetação de pântano e turfeira, levando-os a crer que a redução da floresta esteve antes relacionada a um decréscimo da temperatura do que a incremento na aridez climática. Após 28.050 A.P. (2,73 m) ocorre drástica redução dos elementos de floresta, pântano e turfeira, coincidindo com grande incremento de elementos campestres, sugerindo mudança climática significativa para condições mais frias e semi-áridas, que perdurariam até 18.180 A.P. (0,50 m) (Riccomini et al. 1991).

Um segundo testemunho com 7,80 m de comprimento (local D, Fig. 3), estudado mais recentemente (Ledru et al. 2005), mostrou características sedimentológicas semelhantes ao anterior, mas com registro holocênico na sua parte superior, com idades 14C calibradas entre 4.350 e 4.565 A.P. para o intervalo de 0,51 a 0,53 m de profundidade. Os sedimentos situados a pouco mais de 1,80 m de profundidade forneceram idades 14C entre 33.150 e 36.700 A.P., no limite do método. A freqüência de pólens arbóreos foi analisada em toda a extensão do testemunho e as mudanças extremas nas suas porcentagens comparadas com dados de isótopos estáveis obtidos de espeleotemas (cavernas de Santana, SP, e Botuverá, SC), sondagem marinha (Ocean Drilling Project site 663, parte leste do Atlântico Equatorial) e testemunhos de gelo da Groenlândia (Grip) e Antártica (Vostok), permitindo que fosse estimada uma idade de 110.000 anos para a base da coluna amostrada (Ledru et al., 2005). Ainda com base na freqüencia desses pólens arbóreos foi constatado que durante o último máximo glacial houve um forte aumento na freqüência de pólens arbóreos, refletindo altas taxas de umidade. O início do Holoceno é marcado por baixa sazonalidade



**Figura 5** - Perfil de sondagem para água subterrânea (local B, Fig. 3): 1. argila siltosa cinza a preta rica em matéria orgânica; 2. lama arenosa esverdeada com grânulos de quartzo; 3. lama arenosa esverdeada com grânulos a seixos de quartzo, feldspato e rocha granitóide; 4. areia conglomerática com seixos de quartzo, feldspato e rochas granitóides.

**Figure 5** - Water-well log (site B, Fig. 3): 1. gray to black organic-rich silty clay; 2. greenish sandy mud with quartz granules; 3. greenish sandy mud with granules to pebbles of quartz, feldspar and granitoid rocks; 4. gravelly sand with pebbles of quartz, feldspar and granitoid rocks.

no regime pluviométrico, que passa a registrar mudanças abruptas a partir de então. Esses padrões na expansão de florestas são correlacionáveis com as variações na circulação atmosférica e, conseqüentemente, com o regime de chuvas da região, como indicado pela composição isotópica de calcita de espeleotemas (Cruz Jr. *et al.*, 2005).

#### IDADE DO PRESUMÍVEL IMPACTO

Relações empíricas estabelecidas com base no diâmetro, grau de preservação e idade de crateras conhecidas (Grieve & Robertson, 1979), sugerem que a idade máxima para o impacto estaria compreendida no intervalo entre 36,4 Ma (final do Eoceno) e 5,2 Ma (início do Plioceno) (Riccomini et al., 1991). Indicações de ordem geomorfológica sugerem idade neogênica ou mais recente para a formação da cratera, uma vez que a superfície aplainada da região, de idade provavelmente neogênica, foi aparentemente deformada pela estrutura (Riccomini et al., 1992). Considerando-se que os 7,80 m superficiais dos sedimentos que preenchem a cratera foram depositados em aproximadamente 110.000 anos (Ledru et al. 2005), tem-se uma taxa de sedimentação média de 0,071 mm.ano-1, que não considera eventuais descontinuidades e a compactação dos sedimentos. Dos 270 m de sedimentos atravessados pela sondagem para água subterrânea, cerca de dois terços são de natureza pelítica orgânica, semelhante ao pacote superior antes referido. Extrapolando-se a taxa de sedimentação e também desconsiderando-se a existência de eventuais descontinuidades e a compactação dos depósitos, ter-se-ía um prazo mínimo de aproximadamente 2,5 Ma para a deposição desta seção. O intervalo de tempo para a deposição de todo o pacote sedimentar, para o qual estima-se espessura máxima de 450 m, não deve ser muito superior a este prazo, pois admite-se que a deposição da seção inferior, de natureza fanglomerática, teria ocorrido a taxas de sedimentação consideravelmente mais elevadas.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A ocupação da área da Cratera de Colônia teve início no século XVIII, quando o Imperador D. Pedro I autorizou a instalação de chácaras por colonos alemães, cujos descendentes ainda vivem na região. No interior da cratera ocorrem a mata de encosta, mata de turfeira e campo brejoso, ecossistemas que abrigam expressiva biodiversidade. Até meados da década de 1980 parte representativa da cobertura vegetal original da região



**Figura 6 -** Modelo digital de elevação com sobreposição de imagem IKONOS da Cratera de Colônia (composição: J.A. Ferrari).

**Figure 6** - IKONOS image upon digital elevation model of the Colônia Crater (composition: J.A. Ferrari).

**Figura 7 -** Os sedimentos que preenchem a Cratera de Colônia representam um verdadeiro arquivo das mudanças climáticas que ocorreram no Quaternário no sudeste do Brasil. Na foto, pesquisadores da USP e do IRD (França) utilizam um vibrotestemunhador para a obtenção de testemunhos dos sedimentos da cratera (foto: C. Riccomini).

**Figure 7** - The sedimentary fill of the Colônia Crater is an archive of paleoclimatic changes which occurred in southeastern Brazil during the Quaternary. The photo shows researchers from USP and IRD (France) performing a vibrocore sampling to recover sediments of the crater (photo: C. Riccomini).





**Figura 8** - Seções de testemunho de sondagem obtido com vibrotestemunhador contendo sedimento argiloso rico em matéria orgânica (turfa). Pólens extraídos destes sedimentos permitiram reconstituir a paleovegetação, inferir condições paleoclimáticas e estabelecer correlações dos sedimentos de Colônia com outros registros paleoclimáticos obtidos em cavernas, em mantos de gelo e em sedimentos marinhos do planeta (foto: C. Riccomini).

**Figure 8** - Sections of a vibrocore with organic-rich clayey (peat) sediment. Pollen grains from this core allowed to reconstruct the paleovegetation, to infer paleoclimatic conditions and the correlation of sediments from Colônia with other paleoclimatic records from caves, ice caps and marine sediments worldwide (photo: C. Riccomini).

estava preservada. Os proprietários de pequenos sítios localizados no interior da estrutura dedicavam-se unicamente ao cultivo de vegetais destinados ao consumo na capital paulista. Por estar situada nos limites da zona urbana do Município de São Paulo, a região passou então a ser objeto de demanda de espaço para construções, inicialmente de um presídio (1986-1987), e posteriormente de moradias (a partir de 1988), respectivamente nas partes noroeste e norte da encosta interna da depressão. A ocupação avançou rumo ao interior da cratera, onde foi contida, até o momento, pela natureza turfosa do substrato, e pela existência de áreas privadas limítrofes.

A Prefeitura do Município de São Paulo criou em junho de 2001 a APA Capivari-Monos, localizada no extremo sul da Cidade de São Paulo, a primeira área de proteção ambiental do município. Com cerca de 250 km2, ela abrange a Zona Especial de Proteção e Recuperação do Patrimônio Ambiental, Paisagístico e Cultural do Astroblema Cratera de Colônia (ZEPAC), por compreender situações específicas diferenciadas que prevêem a recuperação e proteção integral dos ecossistemas da Cratera de Colônia, dentre outros aspectos. Por iniciativa das escolas locais, posteriormente encampada pela comunidade, desenvolveu-se o Projeto Cratera Limpa de coleta seletiva de lixo. Pessoas da comunidade local, apoiadas pela Secretaria do Verde e do Meio Ambiente, pela Pastoral da Igreja Católica, escolas estaduais e municipais, são capacitadas a executar a seleção do lixo.

Em 30 de junho de 2003, após oito anos de estudos, o Conselho de Defesa do Patrimônio Histórico, Arqueológico, Artístico e Turístico do Estado de São Paulo (CONDEPHAAT) aprovou o tombamento da área da cratera. O texto final do projeto, aprovado pelo conselho, já foi encaminhado para a Secretaria Estadual de Cultura para homologação. Durante o ano de 2005 a Faculdade de Arquitetura e Urbanismo da Universidade de São Paulo desenvolve um projeto institucional com seus alunos de graduação voltado ao múltiplo aproveitamento do espaço da Cratera de Colônia.

A esse conjunto de ações soma-se o interesse da imprensa, que vem permitindo a freqüente divulgação do patrimônio natural da Cratera de Colônia e sua importância para o Município de São Paulo.

Enfim, a cratera de Colônia constitui-se num sítio extremamente favorável às pesquisas científicas, tanto pelos aspectos referentes à sua gênese por impacto de bólido extraterrestre, quanto por ser um verdadeiro testemunho das transformações ambientais ocorridas na região da Grande São Paulo durante o Quaternário. A continuidade das investigações depende da preservação da região.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, F.F.M. 1958. O Planalto Paulistano. In: A Cidade de São Paulo. São Paulo, Associação dos Geógrafos Brasileiros, p.113-167.
- Coutinho, J.M.V. 1980. *Mapa geológico da Grande São Paulo, 1:100.000*. São Paulo, EMPLASA, 2 folhas.
- Crósta, A.P. 1987. Impact structures in Brazil. *In*: Pohl, J. (Edit.) *Research in terrestrial impact structures*, Braunschweig-Wiesbaden, Friedr. Vieweg & Son, p.30-48.
- Crósta, A.P.; Kazzuo-Vieira, C.; Choudhuri, A.; Schrank, A. 2005 Astroblema Domo de Vargeão, SC - Registro de impacto meteorítico sobre rochas vulcânicas da bacia do Paraná. *In*: Winge, M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A. (Edit.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Publicado na Internet no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio114/sitio114.pdf.
- Cruz Jr., F.W.; Burns, S.J.; Karmann, I.; Sharp, W.D.; Vulle, M.; Cardoso, A.O.; Ferrari, J.A.; Dias, P.L.S.; Viana Jr., O. 2005. Insolation-driven changes in atmospheric circulation over the past 116,000 years in subtropical Brazil. *Nature*, **434**:63-66.
- Dietz, R.S. 1961. Astroblemes. *Scientific American*, **205**:141-148.
- Grieve, R.A.F.; Robertson, P.B. 1979. The terrestrial cratering record, I. Current status of observations. *Icarus*, **38**:212-219.
- Hasui, Y.; Carneiro, C.D.R.; Coimbra, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**:257-266.
- Kollert, R.; Björnberg, A.; Davino, A. 1961. Estudos preliminares de uma depressão circular na região de Colônia: Sto. Amaro, São Paulo. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **10**:57-77.
- Ledru, M.P.; Rousseau, D.D.; Cruz, F.W.J.; Karmann, I.; Riccomini, C.; Martin, L. 2005. Paleoclimate changes during the last 100ka from a record in the Brazilian Atlantic rainforest region and interhemispheric comparison. *Quaternary Research*, 64; 444-450.
- Masero,W.C.B.; Fontes,S.L. 1991. Audiomagnetotelluric investigation of the Colônia Depresson, São Paulo - Brazil. *In*: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2, Salvador. *Anais*, v.1, p.317-322.
- Masero, W.C.B.; Fontes, S.L.1992. Geoelectrical studies of the Colônia impact structure, Santo Amaro, State of São Paulo - Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **10**:25-41.
- Motta,U.S.; Flexor,J.M. 1991. Estudo gravimétrico da Depressão Circular de Colônia, São Paulo, Brasil. *In*: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2, Salvador. *Anais*, v.1, p.140-142.
- Neves, F.A. 1998. Estudo da depressão circular de Colônia, SP, pelo método sísmico. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**:3-10.
- PASSC. 2004. *Earth Impact Database*. Planetary and Space Science Centre, University of Brunswick, http://www.unb.ca/passc/ImpactDatabase/index.html.

- Pilkington, M.; Grieve, R.A.F. 1992. The geophysical signature of terrestrial impact craters. *Review of Geophysics*, **30**:161-181.
- Riccomini, C.; Turcq, B.J. 2004. The Colônia Crater, a probable impact structure in southeastern Brazil. *Meteoritics and Planetary Science*, **39**:A88 (Supplement).
- Riccomini, C.; Turcq, B.; Martin, L. 1989. The Colônia Astrobleme. *In*: ABEQUA/INQUA, International symposium on global changes in South America during the Quaternary: past, present and future, São Paulo. *Excursion field guide*, 14p.
- Riccomini, C.; Turcq, B.; Martin, L.; Moreira, M.Z.; Lorscheitter, M.L. 1991. The Colônia Astrobleme, Brasil. *Re*vista do Instituto Geológico, **12**:87-94.
- Riccomini, C.; Neves, F.A.P.S.; Turcq, B. 1992. Astroblema de Colônia (São Paulo, Brasil): estágio atual de conhecimento. *In*: SBG, Núcleo São Paulo, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo. *Roteiros das Excursões*, v.3, p.1-14.

- Riccomini, C.; Sant'Anna, L.G.; Ferrari, A.L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In*: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, .Beca, p.383-405.
- Rocha, G.A.; Gonçalves, V.G; Rebouças, A.C.; Barreto, L.M.B. 1989. Hidrogeologia da Bacia de São Paulo. *In*:IG-USP/SBG, Núcleo São Paulo, Workshop Geologia da Bacia de São Paulo, São Paulo. *Coletânea das Comunicações*, p.44-59.
- Sadowski, G.R. 1974. *Tectônica da Serra de Cubatão, SP*. São Paulo, 159p. (Tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- Sadowski, G.R.; Campanha, G.A.C. 2004. Grandes falhas no Brasil continental. *In*: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, .Beca, p.407-421.

<sup>1</sup> Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, Brasil; fone: 0xx11-3091.4126, fax: 0xx11-3091.4207, riccomin@usp.br

<sup>2</sup> Institut de Recherche pour le Développement (IRD), Bondy, França; endereço atual: Universidade Federal Fluminense, Departamento de Geoquimica, Morro do Valonguinho s/nº, Centro, CEP 24020-007, Niteroi, RJ, Brasil; fone 0xx21-2629.2208, fax: 0xx21-2717.4189, bturcq@geoq.uff.br

<sup>3</sup> Institut de Recherche pou le Développement (IRD), Bondy, França; endereço atual: Equipe Paléoenvironnements, Institut des Sciences de l'Evolution (CNRS-UMR 5554), Université Montpellier II (case postale 061), Place Eugène Bataillon 34095 Montpellier cedex 05, França; fone: 33 (0)4 67 14 33 76; fax: 33 (0)4 67 04 20 32, ledru@isem.univ-montp2.fr

<sup>4</sup> Escola de Artes, Ciências e Humanidades, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP, Av. Arlindo Bétio 1000, Parque Ecológico do Tietê, Ermelino Matarazzo, CEP 03828-080, São Paulo, SP, Brasil; fone: 0xx11-3091.8119, Isantann@usp.br

<sup>5</sup> Instituto Geológico, Av. Miguel Stéfano 3900, CEP 04301-903, São Paulo, SP, Brasil; fone: 0xx11-5077.1209; fax:0xx11-5077.2219 ferrari@igeologico.sp.gov.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP
 <a href="https://unb.br/ig/sigep">https://unb.br/ig/sigep</a>>, em 26/5/2005.



#### **CLAUDIO RICCOMINI**

Graduado em Geologia pela Universidade de São Paulo (1977), mestre em sensoriamento remoto pelo Instituto de Pesquisas Espaciais (1983), doutor em geologia sedimentar (1990) e livre-docente na em bacias sedimentares brasileiras (1995). Atualmente é professor titular do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências, USP. Foi geólogo do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (1980-1986). É membro dos corpos consultivos e editoriais de periódicos nacionais e internacionais na área de Geociências. Ocupou vários cargos diretivos e de representação, destacando-se a presidência da Sociedade Brasileira de Geologia. Suas atividades de pesquisa atuais estão voltadas à origem e evolução de bacias sedimentares, com ênfase na tectônica, sedimentação e estratigrafia do Mesozóico e Cenozóico.



#### **BRUNO JEAN TURCQ**

Graduado em Geologie et Application Au Domaine Marin pela Universite de Bordeaux I (1980) e doutorado em Géologie et Application au Domaine Marin pela Universite de Bordeaux I (1984). Atualmente é pesquisador do Institut de Recherche Pour Le Développement (IRD, França). Suas atividades de pesquisa atuais estão dirigidas ao estudo das mudanças paleoambientais, paleoclimáticas e paleooceanografia, bem como a modelagem ambiental e climática.



#### MARIE-PIERRE LEDRU

É palinóloga do Institut de Recherche pour le Développement (IRD, França), atualmente ligada ao Institute of Evolution Sciences in Montpellier (ISEM), onde investiga a paleoecologia neotropical. Sua linha de pesquisa principal é voltada ao estudo da dinâmica das florestas relacionada às mudanças climáticas ocorridas na América do Sul durante o Quaternário. Tem publicado vários trabalhos abordando a evolução da expansão, composição florística e biodiversidade da floresta Atlântica no nordeste, São Paulo e Minas Gerais. Seus trabalhos de campo mais recentes têm sido centrados nas florestas tropicais andinas do Peru, Bolivia e Equador. Foi professora visitante do Instituto de Geociências, USP, no período de 1998 a 2003.



#### LUCY GOMES SANT'ANNA

Graduada em Geologia (1991), com mestrado (1994) e doutorado (1999) em Mineralogia pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Realizou pós-doutorado na USP e na Universidade de Strasbourg, França, da qual foi também pesquisadora visitante (2003). Atualmente é professora doutora do Curso de Graduação em Gestão Ambiental da Escola de Artes, Ciências e Humanidades da USP e orientadora no Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica do Instituto de Geociências da USP. Atua na área de Sedimentologia e Geoquímica Sedimentar, com ênfase em pesquisas sobre interações rocha-fluido, proveniência e diagênese de rochas sedimentares siliciclásticas, geologia de argilas e geocronologia de argilominerais.



#### JOSÉ ANTONIO FERRARI

Graduado em Geografia pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho (1986), mestrado em Geociências (Geomorfologia) pela Universidade Federal da Bahia (1991), doutorado em Geofísica pela Universidade de São Paulo (1997) e pós-doutoramento no Laboratoire Souterrain do CNRS - França (1998). Atualmente é Pesquisador Científico VI do Instituto Geológico do Estado de São Paulo e Professor Colaborador do IGc da Universidade de São Paulo. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geomorfologia, atuando principalmente nos seguintes temas: geomorfologia e hidrologia cárstica, evolução de cavernas, modelagem 3D de sistemas subterrâneos, paleoclimatologia, análise morfométrica de terrenos cársticos e aplicação de traçadores fluorescentes em sistemas cársticos.





# Furna do Buraco do Padre, Formação Furnas, PR

Feições de erosão subterrânea em arenitos devonianos da Bacia do Paraná

O BURACO DO PADRE é uma belíssima furna situada no cruzamento de falhas e fraturas de direções NW-SE e NE-SW em arenitos da Formação Furnas (Devoniano da Bacia do Paraná) aflorantes na região dos Campos Gerais, centro-leste do Estado do Paraná. As furnas são feições de erosão subterrânea que se estendem à superfície do terreno, típicas dos arenitos da Formação Furnas, o qual apresenta cimento argiloso que sofre dissolução, favorecendo a decomposição da rocha. O Buraco do Padre é uma furna notável, por permitir facilmente o acesso, a pé, ao interior da mesma, através do leito subterrâneo do Rio Quebra-Pedra, que é controlado por falha de direção NE-SW. O rio entra na furna através de outro trecho subterrâneo, controlado por fraturas de direção NW-SE. Nas proximidades da furna principal observam-se ainda outra furna menor, túneis, fendas e escarpas associados às falhas e fraturas. Este conjunto de feições é muito ilustrativo das cavidades subterrâneas encontráveis nos arenitos da Formação Furnas, unidade geológica com importância como aqüífero estrutural em uma região com crescente demanda de recursos hídricos.

**Palavras-chave:** furna; erosão subterrânea; Formação Furnas; aqüífero estrutural **The furna of the Buraco do Padre, Furnas Formation** – Underground erosion features in Devonian sandstones of the Paraná Basin, southern of Brazil

The Buraco do Padre is a very beautiful furna located at NW-SE and NE-SW faults and fractures intersection in sandstones of the Furnas Formation (Devonian of the Paraná Basin) that outcrops in the Campos Gerais Region, center-eastern of the Paraná state, southern of Brazil. The furnas are subterranean erosion features that extended up to the terrain surface. They are typical of the Furnas Formation sandstones with argillaceous cement that in suffering dissolution favors the rock decomposition. The Buraco do Padre is a notable furna for allowing easy access on foot to its interior through the Quebra-Pedra subterranean riverbed which is controlled by NE-SW direction faults. The river enters the furna through other subterranean passage, controlled by NW-SE direction fractures. Other features near the main furna are: a second smaller furna, tunnels, grikes and scarps associated to faults and fractures. This set of features is very illustrative of the subterranean landscapes in the sandstones of the Furnas Formation, an important structural aquifer placed in a region with increasing needs of water resources.

**Key words:** furna; subterranean erosion; Furnas Formation; structural aquifer

# **SIGEP 110**

Mário Sérgio de Melo<sup>1</sup> Mario Cezar Lopes<sup>2</sup> Martin Antonio Boska<sup>2</sup>

#### INTRODUÇÃO

As furnas são feições de erosão subterrânea seguidas de abatimento do teto rochoso (Maack, 1946 e 1956; Soares, 1989), o qual atinge a superfície do terreno, formando grandes buracos, com até cerca de 110 m de profundidade e 500 m de diâmetro. São típicas dos arenitos da Formação Furnas, Devoniano da Bacia do Paraná, os quais apresentam dissolução de alguns de seus minerais componentes, o que facilita a erosão subterrânea. Esta é ainda controlada por estruturas rúpteis (falhas, fraturas) que determinam as direções de maior fluxo de água subterrânea. As furnas são observadas sobretudo nas áreas de afloramento da Formação Furnas no Estado do Paraná, sendo as mais conhecidas as furnas do Parque Estadual de Vila Velha, entre elas a Lagoa Dourada, uma furna assoreada (Melo, 2002).

O Buraco do Padre é local muito atraente e ilustrativo, pela excepcional oportunidade de adentrar a pé, sem grande esforço, numa furna com túneis, fendas e rio subterrâneo associados, com bela exposição dos arenitos da Formação Furnas nas paredes rochosas. É um exemplo aflorante das cavidades subterrâneas encontráveis em profundidade, numa unidade geológica que assume crescente importância como aqüífero estrutural em região com acelerada demanda de recursos hídricos. Ademais, as singulares feições de relevo da região formam micro-ecossistemas com muitas espécies endêmicas, ainda por ser devidamente estudadas. Plantas rupestres proliferam nas paredes da furna, túneis e fendas, enquanto andorinhões nidificam nas irregularidades da rocha, e um estranho crustáceo de água doce, semelhante a um lagostim (Aegla castro Schmitt), vive no fundo arenoso do pequeno lago e leito do rio no interior da furna.

Nas áreas de entorno é possível observar três ecossistemas diferentes (campos limpos, mata de araucária e relictos de cerrado), bem como sítios arqueológicos com pinturas rupestres e outras feições de relevo típicas da região (escarpas, fendas, relevo ruiniforme e outras furnas). Por todos estes atributos, o local é muito visitado, seja pela população local, em busca de lazer e esportes na natureza, seja por escolas da rede de ensino fundamental e médio em suas atividades de Educação Ambiental e ciências afins, seja por pesquisadores de Geologia, Geomorfologia e Biologia provenientes de vários locais do Brasil e mesmo de outros países. Apesar disto, o local ainda carece de estudos de maior detalhe e documentação científica, bem como de infra-estrutura para adequada acolhida aos muitos visitantes.

#### LOCALIZAÇÃO

A furna do Buraco do Padre situa-se cerca de 24 km a leste-sudeste do centro da cidade de Ponta Grossa, no centro-leste do Estado do Paraná (Fig. 1), próximo às coordenadas geográficas 24°34' S e 50°14' W. O acesso ao local a partir de Ponta Grossa é feito inicialmente pela rodovia PR-513 (cerca de 18 km) e em seguida por uma estrada vicinal sem revestimento (cerca de 6 km). Esta estrada vicinal inicia-se cerca de 2 km antes da localidade de Passo do Pupo, à direita da rodovia (sentido Ponta Grossa - Passo do Pupo).

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A origem da denominação "Buraco do Padre" é incerta. Não existe registro de sua utilização há cerca de 50 anos, do que se depreende que este nome é relativamente recente. Diz-se que ele decorre do fato de um religioso ter utilizado a intrigante cavidade subterrânea, com forma de um grande buraco, afastado, tranqüilo e favorável à introspecção, para seus retiros espirituais.

#### Rochas e Estruturas Geológicas

O Buraco do Padre situa-se junto à borda leste da Bacia do Paraná, onde esta é profundamente afetada pelo arqueamento crustal denominado Arco de Ponta Grossa, que foi ativo principalmente no Mesozóico. Este arqueamento elevou as rochas da região, fraturou-as intensamente e propiciou que a erosão subseqüente expusesse as rochas sedimentares da base da Bacia do Paraná, entre elas os arenitos da Formação Furnas. Neles encontra-se escavado o Buraco do Padre, bem como outras furnas da região.

O embasamento da Bacia do Paraná, que ocorre cerca de dois quilômetros a leste do Buraco do Padre, é representado por rochas metamórficas de grau baixo a médio do Supergrupo Açungui (filitos, xistos, mármores, quartzitos) e grandes complexos granitóides cálcio-alcalinos associados (granitos Cunhaporanga e Três Córregos) (MINEROPAR, 1989).

A Bacia do Paraná é uma vasta depressão intracratônica sul-americana, estendendo-se pelo Brasil, Uruguai, Argentina e Paraguai. A Formação Furnas constitui a principal unidade basal da Bacia do Paraná na região do Buraco do Padre. Assenta discordantemente sobre rochas do embasamento proterozóico ou da Formação Iapó, enquanto a transição para as unidades sobrepostas é ou gradual, quando passa para a Formação Ponta Grossa, ou erosiva, quando rochas do Grupo Ita-



Figura 1 - Mapa de localização e geologia da Furna do Buraco do Padre.Figure 1 - Location and geology of the Furna of the Buraco do Padre.

raré sucedem o Arenito Furnas. É constituída dominantemente de arenitos médios a grossos de coloração clara, feldspáticos e/ou caulínicos, com grãos angulosos a subangulosos, regularmente selecionados. Os arenitos estão dispostos em *sets* de espessuras de 0,5 a 5 metros com geometria tabular, lenticular e cuneiforme, exibindo marcante estratificação cruzada planar, tangencial na base ou acanalada (Assine, 1996).

Os arenitos da Formação Furnas tiveram evolução complexa, destacando-se a formação de cimentos argilosos (caulinita e ilita) durante processos diagenéticos, o que preencheu os espaços entre os grãos de quartzo, unindo-os firmemente, e reduziu significativamente a porosidade original da rocha (De Ros, 1998). Por outro lado, este cimento argiloso pode sofrer dissolução por ação da água (Melo, 2004), processo que favorece a formação das cavidades como as furnas e leitos de rios subterrâneos.

Nas proximidades do Buraco do Padre ocorrem ainda diques de diabásio verticalizados, de espessura relativamente pequena (menos de uma dezena de metros), encaixados principalmente em estruturas de direção NW-SE, paralelas ao eixo do Arco de Ponta Grossa. A presença desses diques favorece a formação de lineamentos morfo-estruturais (escarpas, túneis, fendas, leitos de rios encaixados), bem como gera solos mais férteis, onde se desenvolve vegetação arbórea contrastante com os campos dominantes. O Buraco do Padre desenvolveu-se no cruzamento de duas estruturas: a) um importante sistema de fraturas de direção NW-SE, paralelas ao eixo do Arco de Ponta Grossa, que controla o trecho do Rio Quebra-Pedra a montante da furna; b) uma extensa e importante falha de direção NE-SW, paralela a estruturas do embasamento proterozóico, que controla o Rio Quebra-Pedra a jusante da furna.

Dentro do Buraco do Padre observa-se notável exposição dos *sets* do Arenito Furnas, com suas típicas estratificações plano-paralelas e cruzadas tabulares e tangenciais. A falha NE-SW provocou rotação de blocos de cerca de 15°, podendo-se observar nas paredes rochosas a mudança na atitude das camadas imposta pelo deslocamento (Figs. 5 e 7). Na margem esquerda do Rio Quebra-Pedra, a jusante do Buraco do Padre, observam-se ainda blocos de diabásio de dique injetado em outra estrutura NW-SE, relacionada com o Arco de Ponta Grossa.

#### Relevo e Hidrografia

A furna do Buraco do Padre situa-se no compartimento geomorfológico denominado Segundo Planalto Paranaense. Ele constitui o segundo degrau do relevo escalonado do Estado do Paraná, sendo limitado a leste pela Escarpa Devoniana e a oeste pela Serra Geral. O relevo do Segundo Planalto Paranaense é contrastante: longe das serras que o limitam predominam colinas amplas, com amplitude inferior a 50 m e altitude dos topos variando de 1200 metros, no reverso da Escarpa Devoniana, até cerca de 800 metros, no sopé da Serra Geral; próximos às serras existem grandes abruptos, na forma de *canyons*, morros testemunhos e escarpas.

No local do Buraco do Padre ainda se faz sentir o efeito do relevo de transição entre o Primeiro e o Segundo Planalto Paranaense, a chamada Escarpa Devoniana, que tem esse nome por ser em parte sustentada pelos arenitos devonianos da Formação Furnas. Ali o relevo apresenta escarpas erosivas com até uma centena de metros de desnível (Fig. 2), em alguns locais controladas por estruturas rúpteis (falhas, fraturas, diques). Essa localização próximo à Escarpa Devoniana, com grandes desníveis topográficos, propiciando fortes gradientes hidráulicos, auxilia na infiltração e na mobilidade da água dentro das rochas, responsável pela formação das furnas, dos rios subterrâneos em túneis e pela abertura de fendas (Figura 3).

O rio que passa pelo Buraco do Padre e túneis associados é o Rio Quebra-Pedra, tributário da margem direita do Rio Quebra-Perna. Este deságua no Rio Guabiroba, afluente do Rio Tibaji, um importante curso d'água do Estado do Paraná, que corre no sentido geral sul-norte, desaguando na margem esquerda do Rio Paranapanema.

A área da bacia hidrográfica dos rios Quebra-Pedra e Quebra-Perna apresenta significativas singularidades. É a única da região que exibe escarpas voltadas para oeste no reverso da Escarpa Devoniana, portanto contrárias ao relevo regional. Além disso, nela são conhecidas várias furnas, além do Buraco do Padre, indicando pronunciada erosão subterrânea. Entre estas furnas estão a Furna Grande, as Furnas Gêmeas, as furnas do Parque Estadual de Vila Velha e outras. Todas se situam sobre uma faixa de terreno alongada na direção NE-SW, coincidente com falhas geológicas que cortam tanto rochas do embasamento proterozóico quanto rochas da Bacia do Paraná, entre elas os arenitos da Formação Furnas. Esta constatação indica que a erosão subterrânea responsável pela formação das furnas tem grande influência destas estruturas geológicas (falhas, fraturas) de direção NE-SW.

O Buraco do Padre é uma furna com no máximo 30 m de diâmetro e pouco mais de 40 metros de profundidade visível. Cerca de 25 metros acima de sua base recebe as águas do Rio Quebra-Pedra, que nela forma bela cachoeira e pequeno lago com fundo e margem arenosos (Figs. 4, 5 e 6). O rio adentra a furna por um túnel com 40 m de extensão e no máximo 8 m de altura, controlado por fraturas com direção NW-SE, associadas ao Arco de Ponta Grossa (Figura 6), e sai por outro túnel com cerca de 30 m de extensão e 25 m de altura,



**Figura 2** - Escarpa nos arenitos da Formação Furnas na margem esquerda do Rio Quebra-Pedra a jusante do Buraco do Padre, controlada por estruturas do sistema NW-SE.

Figure 2 - Scarp controlled by NW-SE faults in sandstones of the Furnas Formation, left riverside of the Quebra-Pedra River downstream of the Buraco do Padre.



Figura 3 - Fenda desenvolvida em fratura do sistema NW-SE, na entrada do Buraco do Padre.

Figure 3 - Grike developed in a NW-SE fracture in the entry of the Buraco do Padre.



Figura 4 - Geomorfologia da Furna do Buraco do Padre e feições associadas.

Figure 4 - Geomorphology of the Furna do Buraco do Padre and associated landforms.



**Figura 5** - Seções verticais na área das cavidades subterrâneas da Furna do Buraco do Padre e feições associadas (ver localização na Figura 4).

**Figure 5** - Vertical sections in the area of the subterranean cavities of the Furna do Buraco do Padre and associated landforms (see location on Figure 4).



**Figura 6 -** Entrada do Rio Quebra-Pedra na Furna do Buraco do Padre em leito subterrâneo controlado por estrutura do sistema NW-SE.

**Figure 6** - Entry of the Quebra-Pedra River into the Furna of the Buraco do Padre through a subterranean riverbed controlled by a NW-SE fracture.

este escavado ao longo de falha de direção NE-SW (Fig. 7), de extensão regional, que controla a ocorrência de outras feições de erosão subterrânea semelhantes (Furnas Gêmeas, Furna Grande). No leito do rio e no fundo da furna ocorre sedimento arenoso, não se conhecendo a profundidade total da cavidade subterrânea. Cerca de 50 m a montante do Buraco do Padre o Rio Quebra-Pedra, correndo então na superfície do terreno, projeta-se em outra furna menor, com cerca de 20 m de diâmetro maior e 5 m de profundidade (Fig.s. 4 e 5).

#### Ecossistemas

Predominam na região do Buraco do Padre e vizinhanças os campos limpos do tipo savana gramíneolenhosa, que ocupam a maioria dos topos das elevações e encostas. Matas de *Araucaria* aparecem na forma de matas ciliares ou em capões isolados. Tal formação florestal é incluída na zona fitoecológica da Floresta Ombrófila Mista (Veloso & Góes-Filho, 1982), situando-se na denominada "região dos campos limpos com capões e matas ciliares ou galerias ao longo dos rios e arroios (também zonas de *Araucária*)". A vegetação nos campos é formada principalmente por gramíneas, ciperáceas, compostas, verbenáceas e leguminosas, que formam cobertura herbácea densa.

Nos capões, distinguem-se diversos estágios de sucessão. Nos núcleos pioneiros, predominam espécies heliófilas das famílias Myrtaceae, Anacardiaceae e



**Figura 7 -** Túnel em falha NE-SW, por onde o Rio Quebra-Pedra sai do Buraco do Padre. Notar a mudança de atitude das camadas dos dois lados da falha.

**Figura 7** - Tunnel in a NE-SW fault through which the Quebra-Pedra River goes out of the Buraco do Padre. See the change in the stratification at both sides of the fault.

Euphorbiaceae, com ausência da *Araucaria*. Nos núcleos mais evoluídos "...a *Araucaria* encontra-se circundada por uma sub-mata de Myrtaceae e Lauraceae, em cuja orla ocorrem abundantemente Melastomataceae e Compositae" (Moro, 1998, p.14).

Nas matas que acompanham os cursos e corpos d'água, como é o caso do Rio Quebra-Pedra e das furnas, ocorrem Palmae, taquaras e pteridófitas (samambaias), além das famílias que aparecem nos núcleos mais evoluídos. Nas matas ciliares aparece também o angico (Leguminosae).

Ocorrem ainda na área do Buraco do Padre campos brejosos, cuja existência é controlada por depressões úmidas no terreno, devidas à tendência de erosão subterrânea dos arenitos. Em pequenos patamares nos paredões rochosos próximos aparecem ainda relictos de cerrado, onde dominam o marmeleirodo-campo (*Austroplenckia populnea*) e outras espécies bioindicadoras (Estreiechen *et al.*, 2001).

#### Sítios Arqueológicos

A região da bacia hidrográfica dos rios Quebra-Perna e Quebra-Pedra, onde se situa o Buraco do Padre, apresenta muitos sítios arqueológicos em abrigos sob rocha, que atestam a passagem de bandos nômades de indígenas pré-históricos caçadores e coletores, que se deslocavam pela região em busca de alimento ou fazendo a travessia entre a costa e o interior. Esses abrigos contêm vestígios

líticos (artefatos de pedra), cerâmicos e, sobretudo, pinturas rupestres, cuja idade pode ultrapassar 3.000 anos antes do presente (Chmyz, 1976).

As pinturas rupestres são encontradas nos paredões rochosos da escarpa acima do Buraco do Padre, e em alguns abrigos naturais próximos, principalmente no local denominado Sumidouro do Rio Quebra-Perna, cerca de 2 km a jusante do Buraco do Padre. São em sua maioria atribuídas à Tradição Planalto, caracterizada por grafismos que representam principalmente animais (cervídeos, aves, peixes, tatus, etc., Figura 8), muito raramente seres humanos, e mais raramente ainda cenas que sugerem fatos da vida da época. São elaborados principalmente com pigmento vermelho (hematita).

Tais vestígios arqueológicos são ainda muito pouco estudados, embora possam trazer importantes subsídi-

os para interpretações antropológicas, paleoambientais e paleoclimáticas. O desconhecimento de seu significado pela população local tem feito que sofram depredações acidentais ou mesmo propositais, às vezes destruindo este importante patrimônio.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Buraco do Padre situa-se dentro dos limites da APA - Área de Proteção Ambiental - da Escarpa Devoniana, criada por decreto de 1992, com 324.260,56 ha, estendendo-se pelo Paraná desde os limites com Santa Catarina a sul até os limites com São Paulo a nordeste. É também objeto de lei municipal de 1992 (n° 4.832) transformando-o em parque da cidade de Ponta Grossa. Entretanto, por razões de diversas naturezas, estas leis, que traduzem o reconhecimento do imenso patrimônio natural da região, não chegaram a efetivarse na implantação das unidades de conservação.

O terreno do Buraco do Padre é uma propriedade particular, e os proprietários, em vista do grande interesse pela área e do grande número de visitantes, realizaram algumas benfeitorias no final da década de 1990, incluindo infra-estrutura mínima em acampamento próximo e melhorias na trilha de acesso à furna, paralela ao Rio Quebra-Pedra. Estas benfeitorias aumentaram o número de visitantes, mas sem nenhum tipo de orientação e controle das visitas. A própria visitação tem trazido prejuízos para o local, na forma de depredação da flora e das paredes rochosas, erosão do solo, pressão sobre a fauna e lançamento de resíduos no solo e no Rio Quebra-Pedra.

Os escarpados rochosos e campos das proximidades do Buraco do Padre são muito utilizados para esportes tais como escalada, rapel, caminhada, acampamento e *trekking* (caminhadas de mais de um dia). Os praticantes destas atividades, embora na maioria das vezes sejam respeitadores e amantes da natureza, às vezes têm causado impactos como a destruição inadvertida de pinturas rupestres, lançamento de detritos, depredação de paredes rochosas e da flora e incêndios acidentais ou provocados. Além disso, não raro há ocorrência de acidentes envolvendo quedas, às vezes fatais.

Mas os maiores riscos ao patrimônio natural na área do Buraco do Padre dizem respeito a atividades econômicas em desacordo com a vocação natural da região, e mesmo em desacordo com a legislação ambiental vigente. Nas duas últimas décadas, muitos dos campos nativos, desenvolvidos sobre solos arenosos, rasos e pobres, derivados dos arenitos da Formação Furnas, foram substituídos por cultivos intensivos (soja, milho, trigo), ou florestamentos com *pinus*, destinados à industria papeleira. Os novos cultivos e florestamentos freqüentemente não respeitam as áreas de proteção permanente margeando os rios. E embora as técnicas agrícolas utilizadas (plantio direto e outras) a princípio resultem em safras compensadoras, a tendência a médio prazo é a erosão e esgotamento dos



**Figura 8** - Decalque de pinturas rupestres representando cervídeos, atribuídas à Tradição Planalto, observadas no Sumidouro do Rio Quebra-Perna, a jusante do Buraco do Padre (Silva *et al.*, 2006).

**Figure 8** - Decalcomania of rupestrian paintings representing deers attributed to the Planalto Cultural Tradition. They are found in the Sumidouro do Rio Quebra-Pedra, downstream of the Buraco do Padre (*Silva et al.*, 2006).

solos, muito frágeis, e o comprometimento dos cursos d'água, pela contaminação com agrotóxicos e assoreamento.

Diante deste quadro, urgem medidas de proteção para o Buraco do Padre e vários sítios próximos com rico patrimônio natural, como a Escarpa Devoniana, as Furnas Gêmeas, a Furna Grande, o Sumidouro do Rio Quebra-Perna, a Cachoeira da Mariquinha, a Caverna das Andorinhas e outros. Dentre as alternativas possíveis para a proteção deste significativo patrimônio natural, a que se apresenta como mais eficaz é a transformação da região num parque nacional, conforme projeto do IBAMA apresentado à população local em fevereiro de 2005, visando a criação do Parque Nacional dos Campos Gerais. Com cerca de 23.000 ha de superfície, a área proposta para o parque estende-se desde florestas de araucária no Primeiro Planalto Paranaense até a região de campos nativos nas cercanias do Buraco do Padre, já no Segundo Planalto, portanto englobando parte da Escarpa Devoniana. Embora muito bem concebida do ponto de vista ambiental, a proposta de criação do parque nacional tem encontrado muita resistência por parte de produtores e empresas que ainda não perceberam a importância da preservação para o equilíbrio da região, com benefícios, a médio prazo, para as próprias forças econômicas que hoje colocam-se contra ela.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Assine, M.L. 1996. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil. Tese de Doutoramento, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 207p.
- Chmyz, I. 1976. Nota prévia sobre o sítio PR PG 1: abrigosob-rocha Cambiju. Curitiba, *Estudos Brasileiros*, 2: 231-246.
- De Ros, L.F. 1998. Heterogeneous generation and evolution of diagenetic quartzarenites in the Silurian-Devonian Furnas Formation of the Paraná Basin, southern Brazil. *Sedimentary Geology*, 116(1-2): 99-128.

- Estreiechen, L.; Ritter, L.M.O.; Maia, D.C.; Moro, R.S. 2001. Caracterização da vegetação da área do Buraco do Padre, Ponta Grossa, PR. *In*: UEPG, Jornada Científica de Geografia, 3, Ponta Grossa, *Boletim de Resumos*, p.73-74.
- Maack, R. 1946. Geologia e geografia da região de Vila Velha e considerações sobre a glaciação carbonífera do Brasil. Curitiba, *Arquivos do Museu Paranaense*, v.5, 305p.
- Maack, R. 1956. Fenômenos carstiformes de natureza climática e estrutural de arenitos do Estado do Paraná. Curitiba, *Arquivos de Biologia e Tecnologia*, 11: 151-162.
- Melo, M.S. 2002. Lagoa Dourada, PR Furna assoreada do Parque Estadual de Vila Velha. *In*: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (Eds.), *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. Brasília, DNPM-CPRM-SIGEP, p.289-298 (SIGEP 99).
- Melo, M.S. 2004. Controle estrutural e litológico da erosão subterrânea e superficial de arenitos da região dos Campos Gerais do Paraná. Relatório de pesquisa de pósdoutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, 61p.
- MINEROPAR Minerais do Paraná S/A. 1989. *Mapa Geológico do Estado do Paraná*: escala 1:650.000. MINEROPAR, Curitiba.
- Moro, R.S. 1998. Interpretações paleocológicas do Quaternário através da análise de diatomáceas (Bacillariophyta) nos sedimentos da Lagoa Dourada, Ponta Grossa, PR. Tese de Doutoramento, Instituto de Biociências da Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 141p.
- Silva, A.G.C.; Melo, M.S.; Parellada, C.I. 2006. Pinturas rupestres em abrigo sob rocha no Sumidouro do Rio Quebra-Perna, Ponta Grossa, PR. *Revista Publicatio UEPG. Ciências Exatas e da Terra, Ciências Agrárias e Engenharias*, Ponta Grossa, 12(1): 23-31.
- Soares, O. 1989. *Furnas dos Campos Gerais, Paraná*. Scientia et Labor, Curitiba, 82p. (Editora da UFPR, Série Didática).
- Trein, E.; Marini, O.J.; Fuck, R.A. 1967. *Folha geológica de Itaiacoca 1:50.000*. Comissão da Carta Geológica do Paraná.
- Veloso, H.P.; Góes Filho,L. 1982. Fitogeografia brasileira classificação fisionômica-ecológica da vegetação neotropical. Salvador, *Bol.etim Técnico do Projeto RADAM-BRASIL*, série vegetação, n.1, p.1-80.

<sup>\*1</sup>UEPG-DEGEO, Av. Gal. Carlos Cavalcanti 4748, CEP 84.030-900, (42)3220-3046, Ponta Grossa, Brasil.

\*2Colégio Marista Pio XII, Rua Rodrigues Alves 701,CEP 84.015-440, (42)3224-0374, Ponta Grossa, Brasil.

- \*1Mário Sérgio de Melo (msmelo@uepg.br)
   \*2Mario Cezar Lopes (mlopes@marista.org.br)
   \*2Martin Antonio Boska (relevo@ig.com.br)
- Trabalho divulgado no site da SIGEP <http:/ www.unb.br/ig/sigep>, 8/10/2005, também com versão em inglês.



#### MÁRIO SÉRGIO DE MELO

Graduado em Geologia (1975 - IGUSP), com pós-doutorado em Geologia Sedimentar (2004 - IGUSP). Atuou como geólogo pesquisador do IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (1976-1996). Transferiu-se para a UEPG - Universidade Estadual de Ponta Grossa - em 1996, onde é professor associado do Departamento de Geociências. Sua atuação tem focado o estudo de monumentos geológicos, patrimônio natural e unidades de conservação, com vistas à disseminação do conhecimento das Geociências e suas implicações práticas e de conceitos de conservação e desenvolvimento sustentável.



#### MARIO CEZAR LOPES

Possui graduação em Geografia pela Universidade Estadual de Ponta Grossa (1989) e mestrado em Educação pela Universidade Estadual de Ponta Grossa (2004). Atualmente é Professor Assistente em Estágio Curricular Supervisionado em Geografia na UEPG e Assessor Psicopedagógico do Colégio Marista Pio XII, da Associção Brasileira de Educação e Cultura.



#### MARTIN ANTONIO BOSKA

Graduado em Geografia pela Universidade Estadual de Ponta Grossa em 1998. Atualmente é professor da Sociedade Educacional Positivo e Coordenador do Ensino de Geografia da mesma instituição.

# Gruta do Lago Azul, Bonito, MS

Onde a luz do sol se torna azul

A GRUTA DO LAGO AZUL, localizada no município de Bonito, Mato Grosso do Sul, desenvolve-se em rochas carbonáticas do Grupo Corumbá (Ediacarano), no contexto geomorfológico da Serra da Bodoquena, e destaca-se, no cenário espeleológico nacional, pelos seus atributos cênicos e biológicos. Nos meses do verão, a luz solar atinge diretamente o lago subterrâneo a cerca de 150 m da superfície, conferindo-lhe intensa cor azul, o que motiva o nome do sítio espeleológico. No piso do lago foram encontradas concentrações de fósseis de mamíferos pleistocênicos. A gruta apresenta espeleotemas de nesquehonita na forma de coralóides e crostas frágeis de rara beleza. Juntamente com a Gruta Nossa Senhora Aparecida é bem tombado como Patrimônio Nacional pelo IPHAN, constituindo o Monumento Natural Gruta do Lago Azul (unidade de conservação estadual) um dos mais importantes atrativos turísticos de Mato Grosso do Sul, com guias capacitados tanto para conceitos de geociências como demais relativos ao turismo da região.

**Palavras-chave:** Gruta do Lago Azul; Serra da Bodoquena; Bonito; Mato Grosso do Sul

# **SIGEP 107**

Paulo Cesar Boggiani<sup>1</sup> William Sallun Filho<sup>3</sup> Ivo Karmann<sup>1,2</sup> Ana Lúcia Desenzi Gesicki<sup>4</sup> Nicoletta Moracchioli Philadelphi<sup>5</sup> Marcos Philadelphi<sup>5</sup>

## Lago Azul Cave, Bonito, State of Mato Grosso do Sul – Where the sunshine becomes blue

The Gruta do Lago Azul (Blue Lake Cave), located at the Bonito municipality, Mato Grosso do Sul State, is developed in carbonate rocks of the Corumbá Group (Ediacaran) in the Serra da Bodoguena geomorphological context. Along the September to February, the sunlight penetrates the wide chamber, going down 150 meters from the surface, to the subterranean lake, turning the colour of the water intensely blue, what is the motivation for the site's name. At the floor of the subterranean lake occur bones of pleistocenic mammals and the cave is also important due to the presence of nesquehonite speleothems. This cave and the neighboring Gruta Nossa Senhora Aparecida are considered national heritage and a formal conservation unit of the Mato Grosso do Sul state is concerned by the Monumento Natural Gruta do Lago Azul, a conservation unit of the Mato Grosso do Sul State. The Gruta do Lago Azul is one of the most important touristic attraction of the region with touristic guides prepared to geoscience education.

**Key words:** Lago Azul Cave; Planalto da Bodoquena; Bonito; Mato Grosso do Sul

#### INTRODUÇÃO

A Gruta do Lago é uma das mais importantes cavernas do patrimônio espeleológico nacional e um dos mais importantes atrativos naturais de Mato Grosso do Sul, com destaque para o lago subterrâneo que adquire a cor azul intensa sob incidência dos raios solares (Fig 1). O excepcional valor paisagístico foi motivo para seu tombamento pelo IPHAN - Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional, juntamente com a Gruta Nossa Senhora Aparecida situada nas proximidades.

Além da inusitada paisagem subterrânea, a Gruta do Lago Azul apresenta concentração de fósseis de mamíferos pleistocênicos (Salles *et al.*, 2006) e conjunto de minerais raros (nesquehonita), na forma de frágeis aglomerados. É também local da presença de crustáceos endêmicos que habitam o lago subterrâneo.

Trata-se de uma caverna em área de fácil acesso com excepcional potencial para atividades de geoturismo, em parte já realizada pelos guias de turismo com relativo intenso fluxo turístico (44.786 visitantes em 2003 segundo a Secretaria de Turismo de Bonito). Em função de ser uma caverna com grande abertura para o exterior, possibilita iluminação natural, o que proporciona atividade turística de baixo impacto ambiental, a qual pode ser ainda mais aprimorada com a definitiva implantação do Monumento Natural Gruta do Lago Azul, unidade de conservação estadual criada em 2001, e das medidas e infra-estrutura propostas no EIA– Estudo de Impacto Ambiental, e plano de manejo espeleológico, submetido à análise pelo IBAMA em fevereiro de 2002 e que recebeu autorização ambiental através a Portaria IMASUL nº 073 de 14 de julho de 2008, para a definitiva implementação.

#### LOCALIZAÇÃO

A Gruta do Lago Azul localiza-se a oeste da cidade de Bonito, entre os córregos Anhumas, ao norte e Taquaral, ao sul, nas coordenadas 56°35'27"W e 21°08'41"S. Seu acesso é feito através de 19 km de estrada de terra, a partir da cidade de Bonito (Fig 2).



**Figura 1** - Aspecto do lago subterrâneo ao fundo da Gruta do Lago Azul (Bonito, MS) que adquire a cor azul sob incidência dos raios solares. Fotografia de J. Sabino.

**Figure 1** - General view of the Gruta do Lago Azul (Blue Lake Cave - Bonito, MS), wich subway lake becomes blue under the incidence of sunlight. Phtotography of J. Sabino.



Figura 02 - Localização e acesso à Gruta do Lago Azul. Figure 02 - Location and access of Lago Azul Cave.

O acesso até Bonito é feito por estrada asfaltada a partir de Campo Grande, capital do Estado, pelo trajeto Campo Grande – Sidrolândia – Guia Lopes da Laguna – Bonito, no total de 280 km. A cidade de Bonito tem acesso por linha regular de ônibus e possui aeroporto, restrito ainda a vôos fretados. Por ser uma cidade turística, apresenta inúmeras agências de turismo, hotéis e atendimento profissional através de guias de turismo bem preparados.

#### **HISTÓRICO**

A Gruta do Lago Azul, assim como a de Nossa Senhora Aparecida, já era conhecida pela população local por volta de 1940, por serem de fácil acesso e próximas à cidade de Bonito.

A informação freqüentemente divulgada de que a gruta teria sido descoberta por um índio terena em 1924 não tem fundamentação histórica, mas já se tornou uma lenda, de tanto que essa informação foi propagada localmente e pela imprensa.

Em 1957 as cavernas receberam pela primeira vez uma publicação científica (Mendes, 1957). Nesse trabalho, as grutas do Lago Azul e Nossa Senhora Aparecida foram denominadas, respectivamente, Gruta da Fazenda Anhumas e Gruta da Fazenda Três Irmãos. Digno de nota é o fato de, naquela época, o lago ao fundo da Gruta do Lago Azul ter sido considerado relativamente raso, com um a dois metros de profundidade.

Segundo histórico de Lino *et al.* (1984), a visitação turística teria sido iniciada somente em 1970, com o trabalho do Sr. Hélio Loureiro, como Secretário Muni-

cipal de Turismo, e do Guia de Turismo Sr. Sérgio Ferreira Gonzáles, mais conhecido como "Sérgio da Gruta".

Ainda em 1970, estudos visando o aproveitamento da água do lago subterrâneo da Gruta do Lago Azul foram realizados pela Turismat (Empresa Turística do Mato Grosso). O abandono da idéia de extração de água mineral foi sucedido pelo estudo realizado pelo Prof. Ronaldo Teixeira da Universidade Federal de Minas Gerais (UFMG) que resultou, em 1978, na proposta do "Programa para utilização de um turismo científico-cultural na área sudeste do Estado de Mato Grosso", apresentada por técnicos da Secretaria de Indústria e Comércio de Mato Grosso, com envolvimento da Embratur.

O encaminhamento do pedido de tombamento das duas grutas foi realizado pelo Secretário de Estado, Sr. David Balaniue, tendo sido o processo aprovado pelo Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional -IPHAN e homologado no Ministério da Educação e Cultura em 13/10/1978 (processo nº 979-T-1978).

Em abril de 1982, as duas grutas foram compradas pelo Governo do Estado de Mato Grosso do Sul em nome da Empresa de Turismo de Mato Grosso do Sul -MSTUR. Naquela época, não havia distinção clara quanto às cavernas serem ou não pertencentes ao proprietário do terreno, o que apenas foi resolvido na Constituição Federal, segundo a qual, as cavidades naturais subterrâneas são consideradas pertencentes à União. A área adquirida para a Gruta do Lago Azul foi de 25 hectares e 1700 m<sup>2</sup>, parte da antiga Fazenda Anhumas e para a Gruta Nossa Senhora Aparecida a área foi de 10 hectares e 2 m<sup>2</sup>, parte da Fazenda Jaraguá.

Em 1984 foi realizado projeto, coordenado pelo arquiteto Clayton Ferreira Lino, no qual, juntamente com equipe técnica multi e interdisciplinar, foram realizados os levantamentos topográficos das grutas e apresentadas as diretrizes para um plano de manejo turístico da região (Projeto Grutas de Bonito - Lino et al. 1984). O principal resultado do Projeto Grutas de Bonito, além da caracterização e mapeamento das grutas tombadas, foi o zoneamento do tipo de uso das cavernas tombadas e proposta, em linhas gerais, do tipo de infra-estrutura a ser implantado nas grutas do Lago Azul e Nossa Sra. Aparecida. A partir desta proposta, foi construído caminhamento no interior da Gruta do Lago Azul com utilização de blocos calcários rejuntados com massa de cimento e areia. A proposta era de facilitar o caminhamento com o mínimo de impacto visual. Durante a realização desse projeto, foram exploradas e mapeadas outras cavidades, entre elas o Abismo Anhumas, situado próximo à Gruta do Lago Azul e também de grande significado paisagístico.

A Gruta do Lago Azul passou a ser mais conhecida, assim como o potencial em belezas naturais, após a Expedição Franco-Brasileira BONITO/92, organizada pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas e realizada em setembro de 1992, quando, ao fundo do lago da Gruta do Lago Azul, foram descobertos fósseis de mamíferos pleistocênicos (Fig. 3) correspondentes a ossos de preguiça-gigante e de tigre-dente-de-sabre, provavelmente representados pelos gêneros *Eremotherium* e S*milodon*, identificados pelo Prof. Castor Cartelle a partir de imagens subaquáticas realizadas pelos mergulhadores.



**Figura 3** - Imagem do piso do lago subterrâneo da Gruta do Lago Azul, com ossadas desarticuladas de mamíferos fósseis do Pleistoceno (fotografia Ismael Escote).

**Figure 3** - View from the floor of the subterranean lake of Lago Azul cave whith pleistocenic mammals fossils (photography by Ismael Escote).

Dois cursos de formação de guias de turismo foram realizados pela Universidade Federal de Mato Grosso do Sul - UFMS e Serviço de Apoio às Micro e Pequenas Empresas no Mato Grosso do Sul - Sebrae em 1993 e 1994, a partir dos quais a visitação à Gruta do Lago Azul passou a ser realizada apenas com o acompanhamento do guia (Boggiani, 2001). Desde essa época, é notável a forma dedicada e profissional como os guias desenvolvem sua atividade no interior da gruta, onde explanam desde a formação geológica da Serra da Bodoquena até aspectos da espeleogênese até características culturais da região.

No dia 11 de junho de 2001 foi criado o Monumento Natural da Gruta do Lago Azul pelo Governo de Estado de Mato Grosso do Sul, através do Decreto n. 10.394, constituído por duas áreas não contínuas que totalizam 260 hectares, cuja definitiva implantação já tem autorização do CECAV - Instituto Chico Mendes, do órgão estadual de licenciamento ambiental e autorização do IPHAN.

# GEOLOGIA E GEOMORFOLOGIA DA SERRA DA BODOQUENA

A Gruta do Lago Azul insere-se no contexto geológico e geomorfológico da Serra da Bodoquena (Almeida, 1965), feição de relevo localizada na porção centro-sul do Estado de Mato Grosso do Sul, na borda do Pantanal do Nabileque, onde se localizam as cidades de Bonito e Bodoquena e parte dos Municípios de Jardim, Guia Lopes, Porto Murtinho e Miranda. Essa serra é sustentada essencialmente por rochas carbonáticas do Grupo Corumbá (Almeida, 1965; Boggiani *et al.*, 1993; Boggiani, 1998) de idade Ediacarana, e apresenta forma alongada, na direção norte-sul, com 200 km de comprimento e largura entre 10 e 70 km.

O Grupo Corumbá insere-se na unidade geotectônica denominada Faixa de Dobramentos Paraguai, relacionada ao evento orogenético Pan - Africano – Brasiliano. Essa faixa apresenta extensão de 1.500 km, desde o sudoeste de Goiás até Mato Grosso do Sul, passando pelo Estado de Mato Grosso, na forma de característico arco de convexidade voltada para o cráton Amazônico (Almeida, 1984). Esse grupo situa-se em posição intermediária, recobrindo a Formação Puga (glacial) e tem sido correlacionado ao Grupo Araras, porém essas duas unidades carbonáticas apresentam contextos paleoambientais e estratigráficos distintos (Boggiani & Alvarenga, 2004). O Grupo Corumbá (Almeida, 1965; Boggiani *et al.*, 1993; Boggiani, 1998), aflorante no Maciço do Urucum e na Serra da Bodoquena, com aproximadamente 1.000 m de espessura, é representado por sucessão de conglomerados, arenitos e pelitos basais (formações Cadiueus e Cerradinho) passando a dolomitos, silexitos e rochas fosfáticas (Formação Bocaina) e calcários e pelitos grafitosos fossilíferos (Formação Tamengo), recobertos por espesso pacote pelítico no topo (Formação Guaicurus).

São reconhecidos dois compartimentos geomorfológicos principais na Serra da Bodoquena. O primeiro é o Planalto da Bodoquena (Alvarenga et al., 1982) ou Serra da Bodoquena (Almeida, 1965) propriamente dita, na forma de maciço calcário elevado, e o segundo é a Depressão do Rio Miranda (Alvarenga et al., 1982), região topograficamente rebaixada a leste. O Planalto da Bodoguena é inclinado para leste, com a borda oeste escarpada com desnível de 200 m, voltada para o Pantanal. Neste maciço rochoso, afloram calcários e, nas porções com cobertura de solo, desenvolveu-se densa floresta ainda preservada o que possibilitou a criação do Parque Nacional da Serra da Bodoquena. A Depressão do Rio Miranda (Alvarenga et al., 1982) inclui a Zona Serrana Oriental de Almeida (1965) e constitui vasta superfície rebaixada (cota de 100-350 m) limitada à leste pelo Planalto de Maracaju-Campo Grande, que pode ser visto no caminho para Bonito, entre Sidrolândia e Nioaque.

Tanto no Planalto da Bodoquena quanto na Depressão do Rio Miranda a paisagem é influenciada pela presença das rochas carbonáticas do Grupo Corumbá, com inúmeras cavernas, dolinas e demais feições típicas de relevo cárstico. Nesse contexto a Gruta do Lago Azul situa-se na Depressão do Rio Miranda em dolomitos do Grupo Corumbá (Formação Bocaina), em domínio de planícies cársticas com morros residuais (Sallun Filho & Karmann, 2007).

Os rios que drenam o planalto têm suas cabeceiras em nascentes cársticas, em função do que apresentam águas límpidas e bicarbonatadas com crescimento abundante de depósitos carbonáticos fluviais denominados tufas calcárias (Boggiani & Coimbra, 1995). Estes rios e tufas calcárias têm grande valor cênico e constituem atrativos turísticos intensamente explorados.

Além do valor paisagístico, as tufas proporcionam estudos paleontológicos e paleoambientais, motivos pelos quais, as Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena foram incluídas em Lista Mundial Indicativa de Sítios Geológicos e Paleobiológicos para concorrerem ao processo de decretação como Patrimônio da Humanidade pela UNESCO (Boggiani *et al.*, 2001). Além dos rios e das tufas, as inúmeras feições de relevo cárstico, aliadas às porções de mata ainda preservada, insere a Serra da Bodoquena num contexto de paisagem de excepcional beleza que vem sendo recentemente muito procurada para atividades turísticas (Boggiani & Clemente, 1999).

As cavernas no domínio das planícies cársticas ocorrem nos morros residuais como salões de abatimento de grandes dimensões, com a presença de cavidades submersas com lagos e raras que apresentam condutos e rios subterrâneos (Sallun Filho, 2005). A profundidade das cavidades subaquáticas, na ordem de dezenas de metros, é uma característica da região. Na primeira expedição de exploração dessas cavidades subaquáticas, organizada pelo Grupo Bambuí de Pesquisas Espeleológicas em 1992, foi atingida a profundidade de 55 metros para o lago existente ao fundo da Gruta do Lago Azul; posteriormente, a profunidade foi medida em 90 m (Navarro Júnior, 2002). As demais cavidades subterrâneas apresentaram profundidades superiores a 60 metros, como o Abismo Anhumas. Ao sul de Bonito, situa-se a Lagoa Misteriosa, originada numa dolina de dissolução onde, em recente exploração, foi determinada coluna de água de 220 m de profundidade. Tais características têm chamado a atenção de mergulhadores brasileiros e estrangeiros, o que vem permitindo classificar a região como uma entre as melhores do mundo para atividades de espeleomergulho.

#### DESCRIÇÃO DA GRUTA DO LAGO AZUL

A Gruta do Lago Azul é composta por um grande salão principal de 224 metros na direção NW-SE, 184m na direção NE-SW e 150m de desnível (Fig. 4), que, em sua maior parte, encontra-se submerso (cerca de 65%). Desenvolve-se em dolomitos (CaO, 29,7% e MgO, 20,2%) da Formação Bocaina (Grupo Corumbá), de coloração cinza claro, rico em veios de quartzo e mergulho médio da inclinação das camadas de 24º para sudeste. O intenso fraturamento com veios de quartzo confunde-se, à primeira vista, com o acamamento da rocha, mas ambos são praticamente ortogonais (Almeida, 1965).

Logo na entrada da gruta, encontra-se o Salão do Lago, com 143 m de comprimento e 50 metros de desnível. O Salão do Lago possui piso rico em espeleotemas, principalmente na lateral noroeste, onde se localiza o caminhamento turístico atual, além de inúmeros blocos e espeleotemas abatidos do teto. O teto deste salão, com alturas que variam de 20 a 25 m e com estalactites esparsas, é inclinado, e acompanha o piso, com o lago



**Figura 4** - Mapa e perfis da Gruta do Lago Azul compilado por Sallun Filho (2005) a partir das seguintes fontes: 1) Parte seca - Lino *et al.* (1984), Topografia de Ivo Karmann e Paulo César Boggiani; 2) Parte submersa - Marcos Augusto Philadelphi (Inédito), Topografia de Ismael Escote; Fernando Martins; Jaime Navarro Jr.; Marcos Augusto Philadelphi; Nicoletta Moracchioli; Ricardo Meurer.

**Figure 4** - Map and seccions of the Lago Azul Cave compiled by Sallun Filho (2005) from: 1) Dry part of the cave is from Lino *et al.* (1984), topography by Ivo Karmann e Paulo Cesar Boggiani; 2) Submerged part is from Marcos Augusto Philadelphi (unpublished work), Topography by Ismael Escote; Fernando Martins; Jaime Navarro Jr.; Marcos Augusto Philadelphi; Nicoletta Moracchiolli; Ricardo Meurrer.

ao seu fundo com mais de noventa metros de profundidade (Navarro Junior, 2002). A gruta apresenta entrada circular pelo Salão do Lago, com aproximadamente quarenta metros de diâmetro, o que permite a entrada de luz até o lago.

A água do lago é totalmente incolor e a cor azul que adquire é um fenômeno óptico conhecido como Espalhamento ou Dispersão *Rayleigh*. A luz branca é uma somatória de várias cores, mas a azul, em função de ter o menor comprimento de onda, é a que se espalha mais ao atravessar as partículas em suspensão na água, o que dá a coloração azul, da mesma forma que o céu fica azul durante o dia.

A variação sazonal do nível do lago é de cerca de 3 metros (Sallun Filho, 2005) o que tem provocado o recobrimento de blocos do piso por carbonato de cálcio na sua borda. Em estalagmite com cerca de 12 metros de altura e 4 m de diâmetro, observa-se entalhes de dissolução a 6 m do nível médio atual do lago, o que indica nível pretérito superior ao atual, após a formação de estalagmites.

Ao fundo da gruta, próximo ao nível do lago, encontra-se a entrada de um pequeno conduto conhecido como Salão do Quartinho, com 10 metros de comprimento, paralelo a fratura presente no teto. O piso desse salão é coberto por camada de 5 a 10 cm originada pelo acúmulo de cristais submilimétricos de carbonato em arranjos laminares milimétricos que flutuam nas águas ao se formarem e, por isso, conhecidos como "jangadas".

Um salão lateral (Salão Superior) tem acesso no extremo oeste da caverna, onde a visitação é permitida apenas com autorização prévia. Esse salão se divide e existe um declive que acompanha o teto numa descida abrupta até próximo ao nível do lago, onde se atinge o Salão dos Corais, com concentração de belos espeleotemas que lembram cogumelos, ou corais formados pelo mineral nesquehonita. O Salão Superior, de onde se avista todo o Salão do Lago, é muito ornamentado por estalactites, estalagmites e colunas cobertas por espeleotemas do tipo "couve-flor".

No lago ocorre espécie troglóbia da Ordem Spelaeogriphacea (Pires, 1987; Moracchioli, 2002), crustáceos milimétricos cegos e despigmentados, que se concentram na parte iluminada do lago.

A Gruta do Lago Azul destaca-se no âmbito da bioespeleologia por ser localidade tipo do *Potiicoara brasiliensis*, descrito por Pires (1987) e o Amphipoda *Megagidiella azul*, descritos por Koenemann & Holsinger (1999), da ordem Spelaeogriphacea, a qual se destaca mundialmente por ser um grupo exclusivamente subterrâneo de crustáceos de água doce, cegos e despigmentados, cuja distribuição abrange o Brasil, a África do Sul e a Austrália (Moracchioli, 2002).

#### ORIGEM DA GRUTA DO LAGO AZUL

Uma hipótese formulada para origem da Gruta do Lago Azul foi proposta por Kohler et al. (1998) com base na semelhança entre os perfis de condutos inclinados da Gruta do Lago Azul e Nascente do Rio Formoso. Segundo essa hipótese, estes salões teriam sido antigas nascentes ativas numa época onde a escarpa leste, entre o Planalto da Bodoquena e a Depressão do Rio Miranda, estaria situada mais a leste, que progressivamente recuou para oeste. Segundo estes autores a evolução do carste do Planalto da Bodoquena teria se dado através de duas diferentes formas, segundo a qual a drenagem que surge na base do planalto vem dissecando o relevo com progressivo rebaixamento do relevo e expansão das planícies cársticas deixando morros residuais onde se localizam as grutas do Lago Azul, Nossa Sra. Aparecida e São Miguel, entre outras deste sistema (Fig. 4). Neste processo, as maiores cavernas teriam se formado através de fluxos turbulentos com ressurgências quando a escarpa situava-se mais a leste da sua posição atual. Com o recuo da escarpa para oeste, as cavernas ficaram isoladas nos morros calcários que, através do contínuo rebaixamento do nível d'água, ficaram secas e desmoronamentos ocorreram concomitantes à formação de espeleotemas subaéreos, como seria o caso da Gruta Nossa Sra. Aparecida.

Sallun Filho (2005) avalia que nas grutas do Lago Azul, Nossa Senhora Aparecida, São Miguel e Fazenda América ocorrem testemunhos preservados de condutos originais, ascendentes em forma de fenda, desenvolvidos na intersecção acamamento/ fratura. Essas cavernas de abatimento, como a Gruta do Lago Azul, representam antigos condutos ascendentes de água de circulação profunda, de fluxo lento, que pertenciam a sistemas de condutos profundos e hoje são apenas formas reliquiares nos morros residuais. Condutos ascendentes estão presentes nas nascentes ativas como à do Rio Formoso e a Ceita-Corê. Mas não se observa nenhuma evidência de que as fendas que ocorrem nos salões reliquiares eram nascentes, como proposto por Kohler et al. (1998). As nascentes atuais ocorrem hoje principalmente em calcários da Formação Tamengo, na base da escarpa leste da serra e os salões encontram-se nos dolomitos da Formação Bocaina. Um exemplo é a nascente do Rio Formoso que se desenvolve numa direção E-W e NE-SW, sempre de oeste para leste e exibe um padrão anastomosado o que não é visto em nenhuma caverna nos dolomitos. Já os salões reliquiares têm direções variadas, mas formando entre si um alinhamento a N20E, que parece estar relacionado ao fraturamento regional. O alinhamento na direção N20E pode representar antigos sistemas de condutos ascendentes guiados por uma barreira impermeável, como uma camada de filitos intercalados nos carbonatos.

No trabalho de Kohler et al. (1998), é considerado que o aqüífero da Gruta do Lago Azul não tem conexão atual com cavernas próximas, nem mesmo com o Abismo Anhumas a cerca de 1.200 metros, em função das diferenças hidroquímicas entre as duas águas. Esta suposição necessita ser revista diante da descoberta dos crustáceos antes considerado endêmicos nas duas cavernas, além de outras. Além disso, medições da variação do nível d'água atual mostram uma correlação entre a variação dos lagos da Gruta do Lago Azul e do Abismo Anhumas, sugerindo uma conexão inacessível em ambiente freático (Sallun Filho, 2005). Interpretase que a Gruta do Lago Azul teve a origem na intersecção acamamento/fratura, com posterior desenvolvimento e ampliação da caverna em ambiente freático. Após esta fase houve rebaixamento do nível d'água com deposição de espeleotemas subaéreos e desmoronamentos, seguida de nova fase, mais recente, de subida do nível d'água já no Período Quaternário, com a conformação do lago na forma que o vemos atualmente.

# SINOPSE SOBRE A ORIGEM E EVOLUÇÃO GEOLÓGICA DA GRUTA DO LAGO AZUL

A história geológica registrada na Gruta do Lago Azul tem que ser dividida em dois estágios, o primeiro relativo à origem das rochas onde a caverna vem se formando e o segundo relativo à formação da própria caverna e do relevo associado.

A Gruta do Lago Azul desenvolve-se em dolomitos da Formação Bocaina do Grupo Corumbá, rochas que apresentam a característica de serem solúveis sob a ação das águas ácidas, proporcionando o desenvolvimento de paisagem cárstica da região.

Os carbonatos do Grupo Corumbá formaram-se no Neoproterozóico, provavelmente entre 580 e 540 milhões de anos atrás, após um período sob o qual o planeta encontrava-se sob uma glaciação que se supõe ter sido muito intensa, com a possibilidade de a Terra ter ficado totalmente coberta pelo gelo (Hipótese da Terra Bola de Neve, ou *Snowball Earth Hypothesis* -Hoffann & Schrag, 2002). O registro desta glaciação é encontrado na região, na forma de conglomerados da

Formação Puga. Após a glaciação ter-se-ia aberto um oceano através da separação de massas continentais, antes aglutinadas na forma do supercontinente Rodínia. Nesse oceano ocorriam apenas formas primitivas de vida, na sua maioria microbianas, que proporcionaram intensa sedimentação carbonática do Grupo Corumbá. Ao final da sedimentação dos carbonatos, antes da transição do Pré-Cambriano com o Fanerozóico, teriam surgido as primeiras formas de vida animal na forma dos fósseis Cloudina e Corumbella (Hahn et al., 1982; Zaine & Fairchild, 1985), encontrados em Corumbá (MS). Por volta de 520-530 milhões de anos atrás, as massas continentais, antes separadas, passaram-se a se aproximar e os sedimentos anteriormente depositados foram intensamente dobrados e onde era um oceano se formou-se elevada cadeia de montanhas (Faixa de Dobramentos Paraguai) com as rochas carbonáticas ficando expostas e sujeitas à erosão até os tempos atuais.

Inicia-se assim o segundo capítulo da história geológica do sítio, relacionado ao esculpimento do atual relevo e evolução da fauna e flora e, de uma forma geral, da atual paisagem que caracteriza a região, o qual teria se iniciado por volta de 60 milhões de anos atrás, no início da Era Cenozóica, sem que seja possível definir com precisão quando teria dado início a formação da Gruta do Lago Azul, juntamente com as demais cavernas da região, as quais, por sua vez, continuam ainda em processo de formação.

No processo contínuo de formação da Gruta do Lago Azul, pode-se diferenciar duas importantes fases. A abertura inicial, por dissolução dos calcários e dolomitos, abaixo do nível d'água e uma segunda fase, com o rebaixamento do nível d'água, também chamado de nível freático, quando os salões anteriormente abertos por dissolução ficaram expostos e sujeitos a desmoronamentos de blocos, o que explica a grande quantidade de blocos de rochas no piso das cavernas.

Com os salões desprovidos de corpos de água, inicia-se a segunda fase de desenvolvimento de uma caverna, com a formação de estalactites e estalagmites e inúmeras outras formas de depósitos carbonáticos, cujo conjunto é chamado de espeleotema. Esses espeleotemas têm crescimento muito lento, da ordem de um milímetro por ano, e registram as variações climáticas pela qual a região passou. Por isso, aliado as belas formas que apresentam, são protegidos por lei e sua depredação ou coleta sem autorização é considerada crime.

As mudanças climáticas no Quaternário, durante períodos glaciais e inter-glaciais, ocasionaram a variação do nível d'água nos últimos milhares de anos, com níveis mais altos e mais baixos. Além disso, em determinados períodos o domínio de gramíneas tornava a paisagem semelhante às paisagens da Savana Africana, com campos abertos, por onde transitavam mamíferos de grande porte como as preguiças e tatus gigantes, mastodontes e tigres-dente-de sabre, cujas ossadas encontram-se preservadas no lago da Gruta do Lago Azul (Fig. 4) e em outras da região. Em períodos mais úmidos mais recentes, a atual vegetação instalou-se e deuse início à formação das cachoeiras e represas naturais de tufas calcárias nas drenagens, provavelmente entre 4 e 5 mil anos atrás, a partir de quando as formas de relevo ficaram mais próximas da atual, num processo cuja velocidade permitiu uma harmonia com a dinâmica ambiental vigente. Esta harmonia é hoje drasticamente rompida com a acelerada ocupação que a região vem recebendo, para a qual, se espera, que ainda haja tempo de ser recuperada, se não os futuros visitantes terão apenas as limitadas áreas do Parque da Serra da Bodoquena para saber como era a natureza da região e, na forma ainda mais isolada, as grutas do Monumento Natural da Gruta do Lago Azul (Fig. 5).

#### MEDIDAS DE POTEÇÃO

A Gruta do Lago Azul juntamente com a Gruta Nossa Senhora Aparecida foram tombadas como Patrimônio Natural Nacional, o que as coloca sob proteção do IPHAN, além da proteção do ICMBio, responsável pela conservação das cavidades naturais do território brasileiro. Na área dessas duas cavernas foi criada a unidade de conservação estadual Monumento Natural Gruta do Lago Azul, porém a unidade não foi ainda demarcada e apenas parte do terreno encontra-se sob domínio público. Atualmente a visitação da gruta é administrada pela Prefeitura Municipal de Bonito e com acompanhamento de guia de turismo, o que tem possibilitado a sua preservação.

#### **Medidas Atuais**

Apenas a Gruta do Lago Azul recebe visitação turística e o caminhamento atual na caverna foi construído em 1984 já com orientação de causar mínimo impacto ambiental, principalmente para a paisagem interna da caverna. Na época de sua instalação, houve debate sobre a forma aparentemente rudimentar do caminho, com o objetivo de não causar impacto negativo à paisagem interna. Houve também a proposta de se construir escadaria metálica no seu interior, porém esse projeto foi abandonado.

A atividade turística atual não provoca impacto negativo à cavidade e estudo de impacto ambiental (EIA) e plano de manejo espeleológico foi realizado e submetido à análise pelo IBAMA em fevereiro de 2002, para licenciamento ambiental da atual atividade turística com proposta de ampliação futura, com inclusão de abertura de visitação da Gruta Nossa Senhora Aparecida.

Atualmente é cobrado o valor de R\$ 25,00 para a visitação, valor administrado pela Prefeitura Municipal de Bonito, responsável pela proteção e manutenção da área.



**Figura 05** - Aspecto da parte leste da Serra da Bodoquena, com localização da Gruta do Lago Azul em morro isolado sobre a planície. Notar intenso desmatamento das áreas baixas e preservação das matas apenas no maciço calcário a oeste, no Parque Nacional da Serra da Bodoquena.

**Figure 05** - East part of Serra da Bodoquena, where the Lago Azul cave is located in the isolated hill over the plain. Note the deforestation of the plain area and the preservation of the forest only in the limestone massif at west, in the Parque Nacional da Serra da Bodoquena.

Entre as principais cavernas com potencial turístico na região, apenas as grutas do Lago Azul e Nossa Senhora Aparecida encontram-se em domínio público, e são as únicas tombadas no âmbito federal. As demais cavidades encontram-se em propriedade privada e a Gruta São Miguel e Abismo Anhumas fazem parte de empreendimento turístico privado com processo de licenciamento ambiental ainda em curso.

#### **Medidas Previstas**

No Estudo de Impacto Ambiental (EIA) submetido à análise do IBAMA, é proposto novo caminhamento de visitação para a Gruta do Lago Azul e infra-estrutura externa mais adequada à visitação, inclusive com a instalação de um museu.

O novo caminhamento proposto tem por objetivo impedir o congestionamento de grupo de visitantes que atualmente utilizam o mesmo caminho para adentrar e voltar para a entrada da gruta. A partir dessa nova proposta, o grupo de visitante irá adentrar a caverna e percorre num sentido circular, pelo canto direito da caverna (nordeste), até chegar na proximidade do lago a partir de onde retomará a entrada da caverna pelo antigo caminho. Dessa forma, o visitante terá a possibilidade de contemplação ampliada, e serão evitados os problemas decorrentes de se utilizar o mesmo caminho para entrar e sair do salão.

No mencionado estudo, há ainda a previsão de melhorias no caminhamento, com manutenção do uso de pedras calcárias, a fim de se manter o aspecto mais natural possível no interior da caverna. As melhorias são no sentido de tornar os degraus mais regulares, principalmente com relação à altura, a fim de tornar a transposição mais fácil.

Foram propostas, como infra-estrutura externa, a construção de um centro de visitante de apoio no caminho para a Gruta do Lago Azul, em substituição a atual estrutura existente. Esse centro de apoio estaria ligado a um maior, cuja construção foi proposta para área já desmatada nas proximidades da Gruta Nossa Senhora Aparecida. Nesse centro maior, é previsto a construção de um museu, para colocação de réplicas de ossadas dos mamíferos pleistocênico e melhor apresentação das características naturais não somente das cavernas como da Serra da Bodoquena como um todo.

Encontra-se em formulação proposta de criação de *Geopark* para a região, nos moldes da UNESCO, por iniciativa do IPHAN (Superintendência de Mato Grosso do Sul) no qual as grutas do Monumento Natural seriam um geossítio e o museu poderia ser um centro de apoio e de gerenciamento do *Geopark*.

#### Problemas na Implementação das Medidas

Apesar da criação do Monumento Natural Gruta do Lago Azul, essa unidade de conservação estadual ainda não foi implementada, nem ao menos demarcada. A implementação da infra-estrutura externa (centros de visitação, museu e banheiros) dependem ainda na análise final do EIA-RIMA pelo IBAMA, de estudo submetido ao órgão em fevereiro de 2002, o qual já recebeu 2 pareceres e pedidos de complementação, com sua última versão submetida em maio de 2007.

A unidade de conservação é estadual, mas quem administra atualmente a visitação da caverna é a Prefeitura Municipal de Bonito.

Com base em portaria conjunta IBAMA/SPU n. 001/ 05, de 29/08/2005, que normatiza o licenciamento de cavernas turísticas e os procedimentos para cavernas em unidades de conservação estaduais, o IMASUL – Instituto de Meio Ambiente do Estado de MS publicou autorização (Portaria IMASUL n. 073 de 14 de julho de 2008) para a visitação turística na Gruta do Lago Azul, após aprovação de seu plano de manejo pelo CECAV/ ICMBio. Essa portaria é o primeiro instrumento legal, equivalente ao licenciamento ambiental, para uma caverna turística no Brasil

#### Sugestões dos Autores

Existe a necessidade premente de implementação da unidade de conservação estadual criada, o que depende de entendimento entre os governos municipais e estaduais e os órgãos federais IPHAN e IBAMA, com relação à administração da unidade. Resolvido esse impasse, a unidade deverá ser demarcada e as infra-estruturas internas e externas às cavernas, previstas nos planos de manejos propostos, realizadas, após licenciamento ambiental a partir do EIA-RIMA em análise pelo IBAMA.

Considera-se de grande importância a implementação do museu proposto, pois falta na região de Bonito um local apropriado para que o visitante entenda a evolução da paisagem cultural não somente da caverna, mas da Serra da Bodoquena como um todo.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, F.F.M. de 1965. Geologia da Serra da Bodoquena (Mato Grosso), Brasil. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia*, DNPM, 219:1-96.
- Almeida, F.F.M. de 1984. Província Tocantins, setor Sudoeste. In: O Pré-Cambriano do Brasil (Almeida, F.F.M. & Hasui, Y., coord.). São Paulo, Edgard Blücher, p. 265-281.

- Alvarenga, S.M.; Brasil, A.E.; Del'Arco, D.M. 1982. Folha SF-21, Campo Grande. 2- Geomorfologia, Projeto RADAM-BRASIL, Rio de Janeiro, v.28, p. 125-184.
- Bogggiani, P.C. 1998. Análise Estratigráfica da Bacia Corumbá (Neoproterozóico) – Mato Grosso do Sul. Tese de Doutorado, Instituto de Geociência – USP, São Paulo, 181 p.
- Boggiani, P. C. 2001. Ciência, meio ambiente e turismo em Bonito: a combinação que deu certo? In: A. Banducci Jr. &
  E. C. Moretti (eds.) Qual Paraíso. São Paulo e Campo Grande. Edição Chronos Ltda e Editora da UFMS, p. 151-165.
- Boggiani. P.C.; Clemente, J. 1999. A questão do Licenciamento Ambiental de Empreendimentos Turísticos no Planalto da Bodoquena – Mato Grosso do Sul. *Revista de Geografia*, UFMS, AGB-Dourados, (9): 24-32.
- Boggiani, P. C.; Alvarenga, C.J.S. 2004. Faixa Paraguai In Geologia do Continente Sul-Americano, editado por Virginio Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro e Benamin Bley de Brito-Neves. Vol. 01, 113-118. São Paulo, SP: BECA.
- Boggiani, P. C.; Coimbra, A. M.. 1995. Quaternary limestone of the Pantanal area, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 3(67):343-349. Rio de Janeiro - RJ
- Boggiani, P.C.; Fairchild, T.R.; Coimbra, A.M. 1993. O Grupo Corumbá (Neoproterozóico-Cambriano) na região Central da Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul (Faixa Paraguai). *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3):301-305.
- Boggiani, P.C.; Coimbra, A.M.; Gesicki, A.L.; Sial, A.N.; Ferreira, V.P.; Ribeiro, F.B.; Flexor, J.M. 2001. Tufas Calcárias da Serra da Bodoquena. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet no endereço: http://www.unb.br/ig/ sigep/sitio034/sitio034.htm.
- Boggiani, P.C.; Silva, O.J. da; Gesicki, A,L.D.; Gallati, E.A.B.; Salles, L.O.; Lima, M.M.E.R. 2007. Definição de Capacidade de Carga Turística das Cavernas do Monumento Natural Gruta do Lago Azul (Bonito, MS). *Geociências –* UNESP, 26:333-348.
- Gnaspni Netto, P.; Trajano, E.; Sánchez, L.E. 1994. Província espelológica da Serra da Bodoquena, MS: exploração, topografia e biologia. *Espelo-Tema*, 17:19-44.
- Hahn, G.; Hahn, R.; Pflug, H.D.; Leornardos, O.H.; Walde, D.A.G. 1982. Körpelich erhaltene scyphozoen - reste aus

dem Jungpräkambrium Brasiliens. *Geologica et Paleontologica*, 16:1-18.

- Hoffman, P. & Schrag, D.P., 2002. The snowball Earth hypothesis: testing the limits of global change. Terra Nova, 14(3): 129-155.
- Koenemann, S. & J. R. Holsinger. 1999. *Megagidiella azul*, a new genus and species of cavernicolous amphipod crustacean (Bogidiellidae) from Brazil, with remarks on its biogeographic and phylogenetic relationships. Proc. Biol. Soc. Wash., 112(3): 572-580.
- Kholer, H. C.; Auler, A. Cattanio, M.B. 1998. The Subtropical Karst of Bonito, Western Brazil. Yuan Daoxian and Liu Zaihua (eds) Global Karst Correlation, chapter 14, p. 257-267, Science Press and VSP BV.
- Lino, C.F.; Boggiani, P.C.; Cortesão, J. Godoy, N.M, Karmann, I. 1984. Projeto Grutas de Bonito. Diretrizes para um plano de manejo turístico. Relatório inédito, SPHAN/MS-TUR. 212 p, mapas.
- Mendes, J.C. 1957. Grutas calcárias na Serra da Bodoquena, Mato Grosso. *Boletim Paulista de Geografia.*, 25: 70-77.
- Moracchioli, N. 2002. Estudo dos Spelaeogriphacea brasileiros, crustáceos Peracarida subterrâneos. Tese de Doutoramento (IB-USP), 133 p.
- Navarro Junior, J.P. 2002. Gruta do Lago Azul mais profunda. *Informativo SBE*, 80: 9.
- Pires, A.M.S. 1987. *Potiicoara brasiliensis*: a new genus and species of Spelaeogriphacea (Crustacea: Peracarida) from Brazil with a phylogenetic analysis of the Peracarida. *Journal of Natural History*, 21: 225-238.
- Salles, L.O.; Cartelle, C.; Guedes, P.G.; Boggiani, P.C.; Janoo, A.; Russo, C.A.M. 2006. Quaternary Mammals from Serra da Bodoquena, Mato Grosso do Sul, Brazil. *Boletim do Museu Nacional*, 521: 1-12.
- Sallun Filho, W. 2005. Geomorfologia e geoespeleologia do carste da Serra da Bodoquena, MS. Tese de doutoramento (IG-USP), 196 p.
- Sallun Filho, W.; Karmann, I. 2007. Geomorphological map of the Serra da Bodoquena karst, west-central Brazil. *Journal of Maps*, 282-295.
- Zaine, M.F. & Fairchild,, F.R. 1985. Comparison of Aulophycus lucianoi, Beurlen & Sommer from Ladário (MS) and the genus Cloudina, Germs, Ediacarian of Namíbia. Anais de Academia Brasileira de Ciências, Resumo das Comunicações, 57(1): 130.

<sup>1</sup>Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental – Instituto de Geociências, USP – Rua do Lago, 562, 05508-900 São Paulo – SP, boggiani@usp.br

<sup>2</sup> ikarmann@usp.br

<sup>3</sup> Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo – Av. Miguel Stefano 3900, 04301-903 São Paulo – SP, wsallun@igeologico.sp.gov.br <sup>4</sup>DNPM – Departamento Nacional da Produção Mineral – São Paulo - Rua Loefgren, 2225, CEP 04040-033 – São Paulo – SP, ana.gesicki@dnpm.gov.br

- <sup>5</sup>Neotrópica, mphiladelphi@uol.com.br
- Trabalho divulgado no site da SIGEP
- <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 23/02/2008, também com versão em inglês.



#### PAULO CÉSAR BOGGIANI

Mestre e Doutor em geologia pela Universidade de São Paulo, docente e pesquisador no Instituto de Geociências da USP desde 2002. Foi professor da Universidade Federal de Mato Grosso do Sul, e coordenador do primeiro curso de formação de guia de turismo em Bonito, em 1992.



#### WILLIAM SALLUN FILHO

Geólogo, Mestre e Doutor em Geociências pelo Instituto de Geociências da USP. Tem como áreas de atuação a Paleontologia do Pré-cambriano e a Geologia de Terrenos Cársticos. Pesquisador Científico do Instituto Geológico da Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, desde 2005.



#### **IVO KARMANN**

Mestre e Doutor em geologia pela Universidade de São Paulo, docente e pesquisador no Instituto de Geociências da USP desde 1982, coordenador do Grupo de Pesquisa em Dinâmica de Sistemas Cársticos (CNPq), com pesquisas na área da geologia, hidrologia e de registros paleoambientais em terrenos cársticos.



#### ANA LÚCIA DESENZI GESICKI

Mestre e Doutora em geologia pela Universidade de São Paulo, especialista em recursos minerais do Departamento Nacional de Pesquisa Mineral (São Paulo) desde 2006.



#### NICOLETTA MORACCHIOLI

Bióloga, Mestre e Doutora em zoologia pela Universidade de São Paulo, com pesquisas na área de ecologia de populações subterrâneas, docente da Universidade Federal do Ceará de 2004 a 2007.



#### MARCOS PHILADELPHI

Geólogo pela USP com atuação em exploração subaquática em cavernas e projetos educacionais em Geociências

# Parte Sítios Estratigráficos


# Coluna White, Serra do Rio do Rastro, SC

Seção Geológica Clássica do Continente Gonduana no Brasil

A *COLUNA WHITE* constitui certamente uma das mais clássicas colunas estratigráficas elaboradas no Brasil. Sua origem remonta ao relatório da "Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil", apresentado pelo ilustre geólogo Israel Charles White, em 1908, ao então Ministro da Indústria, Viação e Obras Públicas do Brasil, Dr. Lauro Severiano Müller, que hoje é nome do município onde foi definida esta seção geológica do Gonduana mundial. Nesta ocasião, White era já um geólogo consagrado internacionalmente, tendo sido o primeiro geólogo a definir a formação e reservas de carvão da Pennsylvania e Ohio e ter sido, em 1897, o primeiro presidente do West Virginia Geological and Economic Survey - USA.

O significado do trabalho de White e seus colaboradores, executado entre 1904 e 1906, na região da Serra do Rio do Rastro em Santa Catarina, é da maior relevância para a estratigrafia da Bacia do Paraná, tendo lançado um embasamento científico que permanece atualizado. Às vésperas do centenário deste trabalho, os presentes autores rendem tributo à memória deste grande geólogo, que em muito contribuiu para as ciências de nosso País.

A Serra do Rio do Rastro constitui uma paisagem ímpar na geomorfologia brasileira, pois através da rodovia SC-438 parte-se do embasamento cristalino a cerca de 200m de altitude e percorre-se toda a seqüência gonduânica ao longo dos caracóis da Serra, até os 1.467m de altitude dos derrames basálticos no topo, desfrutando-se em todo o caminho de um deslumbrante panorama.

O roteiro geológico ilustrado neste trabalho, além de apresentar a rara peculiaridade de estar demarcado no terreno, ao longo da Rodovia SC-438, por um conjunto de 17 marcos de concreto descritivos das feições mais características da geologia local, propicia uma excepcional rota geoturística no cenáVitório Orlandi Filho<sup>\*1</sup> Antonio Sílvio Jornada Krebs<sup>\*2</sup> Luís Edmundo Giffoni<sup>\*3</sup>

White Column, Serra do Rio do Rastro, State of Santa Catarina – Classic Geologic Section of the Gondwana Continent in Brazil

The White Column certainly is one of the more classic stratigraphic columns ever elaborated in Brazil. Its origin comes from the Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra no Brasil (Commission for Studies on the Mineral Coal Mines in Brazil) report that was presented by the distinguished geologist Israel Charles White in 1908 to the former Brazilian Ministro da Indústria, Viação e Obras Públicas (Ministry of Industry, Road System and Public Works), Dr. Lauro Severiano Müller. By the way, Lauro Müller is the present name of the municipality where this worldwide Gondwana geological section was defined. By that time White was already an internationally acclaimed geologist who primarily defined the formation and the resources of the Pennsylvania and Ohio coal and who was, back in 1897, the first president of the West Virginia Geological and Economic Survey – USA.

The work done by White and collaborators between 1904 and 1906 in the Serra do Rio do Rastro region, Santa Catarina state, is highly relevant to the Paraná Basin stratigraphy, since it created a scientific basement that still keeps up-to-date. In the eve of the centennial of this work, the authors pay homage to the memory of this eminent geologist who so significantly contributed to the science of our country.

The Serra do Rio do Rastro is one unique landscape in the Brazilian geomorphology. Through the SC-438 Road one rides from the crystalline basement at about 200m in altitude, crosses the whole gondwanic sedimentary sequence along the S-curves of the mountains and reaches the basaltic lava flows at the top, 1,467m high, enjoying a wonderful panorama all the way long.

# **SIGEP 024**

rio nacional e internacional, pela exuberância da suas paisagens, riquezas naturais e condições favoráveis de acesso e alojamento. Esta seção constitui um dos melhores registros mundiais da seqüência gonduânica, embasando litoestratigraficamente a teoria da deriva continental - um importante evento da evolução do nosso Planeta - através da comparação com unidades cronocorrelatas do sul do continente africano, como aliás o fez White, em 1908, ao correlacionar o "Systema de Santa Catharina" ao "Systema Karroo" da África do Sul.

**Palavras-chave:** Bacia do Paraná; Coluna White; estratigrafia; *Gonduana*; Serra do Rio do Rastro

The geologic itinerary illustrated in this work presents the rare peculiarity that it is directly marked on the very terrain, along the SC-438 Road, by a set of 17 concrete posts where the main characteristics of the local geology are described. More than this, it offers an exceptional geotourist route for the national and international interest due to the exuberance of its landscape and natural resources and to its very handy access and lodging conditions. This section constitutes one of the best worldwide records of the gondwanic sequence which lithostratigraphically supports the continental displacement theory - a fundamental event in the evolutions of our Planet - through the comparison with the chrono-correlative units of the southern African continent, as did White in 1908, when he correlated the Sistema de Santa Catarina (Santa Catarina System) to the Karroo System of South Africa.

**Key words:** Paraná Basin; White Column; stratigraphy; Gondwana; Serra do Rio do Rastro

## INTRODUÇÃO

Ao longo da rodovia SC-438, na Serra do Rio do Rastro, no sul do estado de Santa Catarina, próximo à cidade de Lauro Müller, ocorre um dos melhores conjuntos de afloramentos da coluna estratigráfica da borda sudeste da Bacia do Paraná, representando uma das colunas clássicas da estratigrafia do Gonduana mundial.

Esta coluna foi descrita pela primeira vez pelo geólogo americano Israel C. White (Fig. 01), em 1908, quando da publicação do Relatório Final dos levantamentos desenvolvidos durante o período de 1904 a 1906, para a "Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil". Colaboraram John H. Mac Gregor e David White, apoiados por uma equipe composta por técnicos e funcionários brasileiros.

Os estudos realizados resultaram num vastíssimo acervo de dados sobre os carvões sul-brasileiros, estratigrafia e paleontologia da Bacia Sedimentar do Paraná, tendo esta coluna estratigráfica ficado consagrada como Coluna White, em homenagem àquele pioneiro.

A obra de White representa, sem dúvida, um marco que tem servido de referência a todos os trabalhos que tratam da geologia da Bacia Sedimentar do Paraná e dos carvões associados às suas formações sedimentares. A partir das observações realizadas ao longo da Serra do



Figura 01 - Geólogo Israel Charles White (1848-1927). Figure 01 - Geologist Israel Charles White (1848-1927). Rio do Rastro (Fig. 02) foram definidas todas as unidades estratigráficas que constituem as "séries" (Tubarão, Passa Dois e São Bento) da sua coluna padrão, subdividindo-as em unidades menores que, dentro dos preceitos do Código de Nomenclatura Estratigráfica, são enquadradas nas categorias de "grupos", "formações" e "membros". As denominações por ele introduzidas para a designação destas unidades ficaram consagradas, tendo sido pouco modificadas na sua concepção ao longo

dos tempos, demonstrando o excepcional conhecimento da ciência geológica, a perspicácia e a metodologia de trabalho do autor.

O Relatório Final de White foi reeditado pelo Departamento Nacional da Produção Mineral, em 1988, em comemoração ao 80° aniversário de sua publicação, por iniciativa desse órgão.

O roteiro geológico da Serra do Rio do Rastro foi cuidadosamente implantado ao longo da rodovia SC-



Figura 02 - Serra do Rio do Rastro (foto Varlei Mariot). Figure 02 - Serra do Rio do Rastro (photo by Varlei Mariot).

438, sinalizado por um conjunto de 17 marcos de concreto com a caracterização das feições mais significativas da geologia em cada ponto, através de patrocínio de minerador local (Mineração Brandão, de Pomerode), tendo sido detalhadamente descrito por Joel Carneiro Castro, Carlos Alfredo Bortoluzzi (então diretor do 11º Distrito do DNPM), Francisco Caruso Júnior e Antonio Sílvio J. Krebs (Castro *et al.*, 1994), abordando cada um dos afloramentos demarcados e os aspectos da estratigrafia regional.

100

80°

609

40

200

Em 2002, os autores prepararam uma "excursão virtual" para este roteiro (Orlandi F<sup>o</sup> *et al*, 2002), acessível através do *site* http://www.cprm.gov.br/coluna/ index.html).

## LOCALIZAÇÃO

A Serra do Rio do Rastro acha-se ligada a muitos aspectos históricos, econô-micos e turísticos da região de Orleans - Lauro Müller, onde o nome de diversos de seus topônimos tornou-se bastante familiar aos geólogos brasileiros, por terem passado a designar unidades estratigráficas de ampla distribuição na Bacia do Paraná, como a própria Formação Rio do Rasto, e os topônimos rios Bonito e Passa Dois, as localidades de Guatá e Palermo, além de outras designações como Tubarão e Estrada Nova.

Deve ser ressaltado que em 1908 o topônimo era referido como "rio do Rasto", diferentemente da designação atual "rio do Rastro", o que leva a que a denominação da unidade geológica "Formação Rio do Rasto" seja aparentemente discrepante do topônimo.

A estrada que percorre a Serra é um trecho da rodovia SC-438, que, partindo de Tubarão, próximo ao litoral de Santa Catarina, e passando por Orleans, Lauro Müller, Bom Jardim da Serra e São Joaquim, chega até Lages, no planalto catarinense (Figs. 03, 04 e 05).

A relação da região com o setor mineral brasileiro data de 1841, quando a presença de "carvão de pedra" foi constatada por técnicos e cientistas brasileiros e es-



Figura 04 - Localização da área detalhada. Figure 04 - Situation of the detailed área.



**Figura 05** - Roteiro geológico da Serra do Rio do Rastro, com a indicação dos afloramentos demarcados. **Figure 05** - Geologic itinerary of the Serra do Rio do Rastro with indication of the marked outcrops.

trangeiros em missão do Governo Imperial Brasileiro. Em 1903, o então Governador Vidal Ramos inaugura uma estrada que, partindo da atual localidade de Lauro Müller, permite o acesso até São Joaquim e Lages (a "Estrada Nova").

No início dos anos 80 a rodovia foi pavimentada e, posteriormente, no trecho do aclive mais espetacular, passou a contar com iluminação noturna de belo efeito (Fig. 07).

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A seção geológica, a partir da qual White propôs a coluna estratigráfica consagrada com seu nome, desenvolve-se ao longo de 17 km na rodovia SC-438, na Serra do Rio do Rastro (Figs. 06, 07 e 08), partindo da cota 200m junto ao Ponto 1, na cidade de Lauro Müller, subindo aos 780m junto ao ponto final, Ponto 17, e até cerca de 1.470m no topo dos derrames basálticos, no município de Bom Jardim da Serra.

#### Coluna Estratigráfica

A primeira coluna estratigráfica da Bacia Sedimentar do Paraná foi estabelecida por White (1908), que definiu a constituição das Séries São Bento, Passa Dois e Tubarão (Fig. 09). Desde então, surgiram diversas propostas para agrupamentos e denominações destas fácies, membros, formações e grupos que a compõem.

Neste sentido, um dos mais importantes trabalhos foi realizado por Schneider *et al.* (1974), que estabeleceu uma correlação regional entre as descontínuas unidades estratigráficas gonduânicas presentes na bacia, desenvolvendo uma coluna crono-ambiental para a mesma (Fig. 10).

#### Seção Geológica da Serra do Rio do Rastro

A seção geológica ao longo da rodovia SC-438 é representada por afloramentos sinalizados por 17 marcos de concreto afixados nos seguintes pontos:

Ponto 1 - Zona de contato entre os folhelhos sílticos cinza pertencentes à Formação Rio do Sul, do Grupo Itararé, e os arenitos sigmoidais do Membro Triunfo da Formação Rio Bonito, Grupo Guatá, representando a progradação deltaica do Rio Bonito sobre as fácies de prodelta do Grupo Itararé. Local: início do roteiro (km 0) da Serra do Rio do Rastro. O marco está situado junto à ponte sobre o rio Tubarão, na entrada da cidade de Lauro Müller, com placa com o seguinte texto (Fig. 11): "ROTEIRO COLUNA WHITE - PONTO 1 - Km 0 Cota 200 m - Contato entre folhelhos da Formação Rio do Sul com arenito da Formação Rio Bonito (Membro



Figura 06 - Serra do Rio do Rastro (foto Varlei Mariot). Figure 06 - Serra do Rio do Rastro (foto by Varlei Mari).



**Figura 08** - Estrada da Serra do Rio do Rastro (foto Varlei Mariot).

Figure 08 - Serra do Rio do Rastro road (photo by Varlei Mariot).

Triunfo). Ambiente: sub-aquoso (Rio do Sul) passando a deltáico fluvial (Triunfo). Idade: Permiano Inferior (± 250 milhões de anos) (Mineração Brandão -Pomerode)".



**Figura 07** - Estrada da Serra do Rio do Rastro à noite (foto Varlei Mariot).

**Figure 07 -** Serra do Rio do Rastro road by night (photo by Varlei Mariot).

<u>Ponto 2</u> - Seqüência de siltito argiloso cinza, bioturbado, gradando no topo para arenitos claros com ondulações truncantes, pertencentes ao Membro Paraguaçu da Formação Rio Bonito do Grupo Guatá, representando ambiente marinho raso da Formação Rio Bonito. Local: 0,5 km na rodovia SC-438 (cota 230 m).

<u>Ponto 3</u> - Pacote de arenitos claros, marinhos, bioturbados e retrabalhados por ondas, do Membro Paraguaçu, recobertos, através de superfície erosiva, por arenitos fluviais do Membro Siderópolis da Formação Rio Bonito, Grupo Guatá. Local: 0,9 km do Ponto 1 (cota 235m).

Ponto 4 - Arenitos argilosos do Membro Siderópolis, com estratificação tangencial representando a fácies marinha praial da Formação Rio Bonito, Grupo Guatá. Nota-se na porção superior do perfil parte da "camada de Carvão Bonito", explotada em grande escala na região. Esta camada de carvão representa as turfeiras associadas a barreiras litorâneas. Local: 1,9 km do ponto inicial (cota 280m).



**Figura 09** - Reprodução da coluna estratigráfica proposta por White, com base nos afloramentos da Serra do Rio do Rasto. **Figure 09** - Reproduction of the stratigraphic column proposed by White based on the Serra do Rio do Rastro outcrops.



**Figura 10** - Coluna estratigráfica da Bacia do Paraná, seg. Schneider *et al.* (1974) adaptada por Aboarrage e Lopes (1986), e correlacionada graficamente com atualizações de Milani (1997) e Assine (1994), conforme Lopes *et al* (2003).

**Figure 10** - Stratigraphic column of the Paraná Basin adapted from Schneider *et al.* (1974) by Aboarrage and Lopes (1986) and graphically correlated by using Milani (1977) and Assine (1994) modernizations, from Lopes *et al.* (2003).

Ponto 5 - O afloramento originalmente associado a este ponto, com a exposição da camada de carvão Barro Branco, foi minerado, não mais sendo possível portanto observá-lo.

<u>Ponto 6</u> - Pacote de siltitos e folhelhos arenosos, amarelados, bioturbados, representando o ambiente marinho raso da Formação Palermo, Grupo Guatá, transgressivos sobre a Formação Rio Bonito. Local: km 8,1 (cota 400m).

Ponto 7 - Folhelhos escuros, betuminosos, da Formação Irati - Membro Assistência, do Grupo Passa Dois, representando ambiente subaquoso restrito, de águas calmas, abaixo do nível da ação das ondas. Local: km 9,2 (cota 420m).

Ponto 8 - Atualmente, este afloramento acha-se de-

composto e encoberto, não permitindo mais a observação da feição descrita por Castro *et al.* (1994), qual seja, o "contato por falha entre arenitos e siltitos (com mergulho contra a falha) da Formação Teresina (?) e folhelhos escuros (horizontais) da Formação Serra Alta". Local: km 10,7 (cota 475m).

Ponto 9 - Espessa seqüência de folhelhos e siltitos cinza-escuro com laminação plano-paralela, com esparsas concreções calcáreas, da Formação Serra Alta, Grupo Passa Dois, representando, à semelhança da Formação Irati, uma deposição em ambiente de águas calmas abaixo do nível das ondas (Fig. 12). Local: km 11,6 (cota 520m). <u>Ponto 10</u> - Zona de contato transicional entre os folhelhos e siltitos violáceos com concreções calcáreas da Formação Teresina, Grupo Passa Dois, e arenitos avermelhados do Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto, Grupo Passa Dois, representando o início do ciclo progradante da bacia sedimentar. Local: km 13,5 (cota 590m).

Pontos 11 e 12 - Seqüência de folhelhos cinza-escuros, intercalados com espessas camadas de arenitos, Membro Serrinha, Formação Rio do Rasto, Grupo Passa Dois, representando a progradação dos lobos sigmoidais sobre os depósitos argilosos. Local: ponto 12, no km 14,7 (cota 660m).

Ponto 13 - Lobos sigmoidais representados por bancos de arenitos do Membro Morro Pelado, no topo,



**Figura 11** - Placa descritiva do marco do Ponto 1, com texto descritivo do local.

Figure 11 - Point 1 plate with the site description.



**Figura 12** - Ponto 9, destacando-se em primeiro plano o marco de concreto com a descrição do afloramento.

**Figure 12 -** Point 9 concrete post where it is printed the outcrop description.



**Figura 13** - Trecho da rodovia na altura dos pontos 14 e 15 (foto Wilson Wildner).

**Figura 13 -** Section of the road by the 14 and 15 points (photo by Wilson Wildner).

progradando sobre siltitos argilosos, na base, pertencentes ao Membro Serrinha, Formação Rio do Rasto, Grupo Passa Dois. Local: km 14,8 (cota 680m).

Pontos 14 e 15 - Contato aplainado, ao nível da estrada, entre a Formação Botucatu (escarpa) e o Membro Morro Pelado da Formação Rio do Rasto (Fig. 13). Local: ponto 14, no km 15,0 (cota 685m) e ponto 15, no km 16,0 (cota 720m).

<u>Ponto 16</u> - Arenitos com estratificação cruzada acanalada de grande porte da Formação Botucatu, Grupo São Bento, representando a implantação de um amplo ambiente desértico na Bacia. Contato entre os arenitos eólicos da Formação Botucatu e as rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral, ambas pertencentes ao Grupo São Bento. Local: km 16,6 (cota 760m).

Ponto 17 - Ponto final do Roteiro. Afloramento de rochas vulcânicas básicas da Formação Serra Geral, Grupo São Bento, junto ao antigo Museu Geológico da Serra do Rio do Rastro, também conhecido como "da Santinha". Local: Junto ao marco do ponto 17, no km 17,0 (cota 780m).

Além destes pontos demarcados ao longo da SC-438 a partir de Lauro Müller, pode-se ainda considerar como ponto extra-roteiro (Ponto 0) um antigo corte da estrada de ferro Dona Tereza Cristina ao longo da margem esquerda do rio Tubarão, junto à cidade de Orleans, onde foram esculpidas seqüências de cenas bíblicas pelo artista plástico Zeca Diabo. O afloramento é constituído por um pacote de arenitos da Formação Rio do Sul, Grupo Itararé, apresentando caracteristicamente estruturas sigmoidais com marcas de ondas no topo das camadas e, subordinadamente, "*climbing ripples*".

#### SINOPSE DAS UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

A estratigrafia da Bacia do Paraná em Santa Catarina, representada na Coluna White, compreende as unidades a seguir e cujas características principais são ressaltadas em Castro *et al.* (1994), Krebs & Menezes Filho (1984) e Krebs (2002):

# **Grupo Itararé**

White (1908) descreveu espessos pacotes de conglomerados na região da Serra do Rio do Rastro, denominando-os Conglomerado Orleans e considerando-os de provável origem glacial. Oliveira (1916) destacou da Série Tubarão de White as camadas de origem glacial, agrupando-as em uma série distinta, denominando-a Itararé, da mesma forma que Maack (1949). Segundo Schneider *et al.* (1974) esta unidade litoestratigráfica compreende pacotes sedimentares equivalentes em tempo e formados em diferentes ambientes deposicionais. A parte inferior do grupo é constituída pela **Formação Campo do Tenente**, a intermediária pela **Formação Mafra** e a superior pela **Formação Rio do Sul**. No conjunto, parece representar um sistema deposicional flúvio-lacustre e marinho que esteve sob influência de geleiras.

#### • Formação Campo do Tenente

A Formação Campo do Tenente, parte inferior do Grupo Itararé, é constituída principalmente por pelitos de cor castanho-avermelhado e secundariamente por ritmitos e diamictitos. Os diamictitos, neste caso, constituir-seiam em tilitos e os arenitos e conglomerados em depósitos flúvio-glaciais. É atribuída uma origem gláciolacustre às porções argilosa e rítmica (provavelmente varvito).

#### • Formação Mafra

A Formação Mafra forma a parte intermediária do Grupo Itararé, sendo constituída por arenitos brancos e amarelo-avermelhados, mal selecionados, com diamictitos, conglomerados e argilitos subordinados. Sua deposição deu-se em condições ambientais marinhas e continentais, com influência glacial.

#### • Formação Rio do Sul

A Formação Rio do Sul constitui a parte superior do Grupo Itararé, sendo a sua porção basal constituída por espesso pacote de folhelho negro (folhelho Lontras) que representa depósito marinho profundo ou prodeltaico. Segue-se um pacote de turbiditos areno-pelíticos que representam uma sedimentação de leques submarinos, associado a diamictitos e arenitos fluidizados que constituem as fácies de talude. Sobre estes depósitos afloram depósitos várvicos e de franja de frente deltaica, indicando o início da progradação do sistema flúvio-deltaico da Formação Rio Bonito.

Daemon & Quadros (1969), com base no estudo de palinomorfos, situaram a Formação Campo do Tenente no Carbonífero Superior, a Formação Mafra no Permiano Inferior e a Formação Rio do Sul no Permiano Médio.

#### Grupo Guatá

O termo foi proposto por Gordon Jr. (1947) para agrupar os siltitos e arenitos aflorantes nas imediações da cidade de Guatá, no sul do Estado de Santa Catarina, englobando as "camadas" **Rio Bonito** e **Palermo** de White (1908).

#### • Formação Rio Bonito

White (1908) propõe a denominação de "camadas do Rio Bonito" para caracterizar o conjunto de rochas areníticas associadas a pelitos e camadas de carvão descritas na seção padrão, entre as cidades de Lauro Müller - Guatá - São Joaquim, em Santa Catarina. Schneider *et al.* (1974) propõem a formalização das denominações de **Triunfo, Paraguaçu** e **Siderópolis** para os membros desta formação, tendo ampla aceitação e uso em toda a Bacia Sedimentar do Paraná.

O Membro Triunfo caracteriza a porção basal de Formação Rio Bonito, sendo constituído por arenitos e conglomerados cinza-claro. As principais estruturas sedimentares são representadas por estratificações paralelas, cruzadas tabulares e acanaladas. Secundariamente ocorrem folhelhos, argilitos e siltitos cinza-escuro a pretos, carbonosos, leitos e camadas de carvão (Camada Bonito) comercialmente explotadas na Região Carbonífera de Santa Catarina. Este conjunto litológico representa o sistema deltaico, com domínio fluvial progradante sobre os lamitos do pró-delta, representados pelo Grupo Itararé.

O Membro Paraguaçu recobre abruptamente o Membro Triunfo e constitui a porção central da Formação Rio Bonito, sendo caracterizado por uma sedimentação predominantemente pelítica representada por siltitos e folhelhos cinza a esverdeados e subordinadamente arenitos finos exibindo laminação plano-paralela e ondulada e bioturbação. Representa uma fácies marinha transgressiva sobre os arenitos flúvio-deltaicos do Membro Triunfo, culminando com o afogamento do sistema deltaico implantado anteriormente.

O Membro Siderópolis recobre o Membro Paraguaçu e constitui o terço superior da Formação Rio Bonito, sendo caracterizado por um espesso pacote de arenitos com intercalações de siltitos, folhelhos carbonosos e carvão (Camada Barro Branco) amplamente explotado na Região Carbonífera de Santa Catarina. Apresenta comumente laminação plano-paralela, truncada por onda, cruzada cavalgante ("climbing"), acamadamento "flaser" e "drapes" de argilas, bioturbação e fluidização, "wavy", "linsen" e "hummocky".

Segundo Medeiros & Thomaz (1973) esta seqüência foi depositada em ambiente litorâneo que progradou sobre a sedimentação marinha do Membro Paraguaçu. Os arenitos representam depósitos de barras e barreiras, com interdigitações de sedimentos flúvio-deltaicos, tendo os sedimentos carbonosos sido originados em lagunas e mangues costeiros, posteriormente recobertos por areias litorâneas.

O conteúdo fossilífero da Formação Rio Bonito é caracterizado pela abundância de restos vegetais (im-

pressões de plantas - *flora Glossopteris*) e palinomorfos, encontrados nos carvões e rochas associadas, o que permitiu situar esta formação no Permiano Inferior, mais especificamente entre o Artinskiano e a base do Kunguriano.

**Carvão Mineral** - As maiores jazidas de carvão mineral do País situam-se nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. As menores, no Paraná e em São Paulo. As reservas brasileiras totalizam 32 bilhões de toneladas de carvão *in situ*. Deste total, o estado do Rio Grande do Sul possui 89,25%, Santa Catarina 10,41%, Paraná 0,32% e São Paulo 0,02%. Somente a Jazida de Candiota, situada no sudoeste do estado do Rio Grande do Sul, possui 38% de todo o carvão nacional, distribuído sob a forma de 17 camadas de carvão. A mais importante destas é a camada **Candiota**, com 4,5m de espessura, em média, composta por dois bancos de carvão.

Em todos estes estados, as camadas explotadas acham-se associadas às litologias da Formação Rio Bonito. Estas camadas recebem diferentes denominações regionais em cada jazida (Fig. 14), tais como: Camada Candiota, na Mina de mesmo nome; S2 e I na Mina do Leão; CL4 na jazida Chico Lomã, no Rio Grande do Sul. Em Santa Catarina são conhecidas a Camada Barro Branco, Camada Bonito e Camada Irapuá, enquanto no Paraná ocorre a Figueira/Sapopema. A maioria do carvão riograndense é do tipo betuminoso alto volátil C, enquanto o carvão catarinense é do tipo betuminoso alto volátil A, considerado de melhor qualidade.

O carvão brasileiro foi descoberto em Santa Catarina em 1827, na localidade de Guatá, município de Lauro Müller e foi inicialmente explotado por empresa inglesa que construiu a ferrovia ligando Lauro Müller ao porto de Laguna. Como o carvão catarinense era considerado de baixa qualidade, sua explotação deixou de despertar interesse para os ingleses, obrigando o Governo Federal a repassar a concessão para indústrias brasileiras.

No Rio Grande do Sul, a produção de carvão iniciou em 1855, em Arroio dos Ratos. A mineração de carvão nas localidades de Candiota e Hulha Negra, no sudoeste do estado, data de 1863.

Em 1904, o Governo Brasileiro criou a "Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brazil" com o objetivo de avaliar a potencialidade das ocorrências de carvão do sul do Brasil. Neste mesmo ano, o Ministro da Indústria, Dr. Lauro Müller, nomeou o geólogo americano Dr. Israel C. White como chefe da Comissão. White e sua equipe desenvolveram trabalhos no Brasil no período de 1904 a 1906 e os resultados de Principais Camadas de Carvão no Rio Grande do Sul e Santa Catarina



**Figura 14** - Principais camadas de carvão no Rio Grande do Sul e Santa Catarina (adaptado de: Brasil. CPRM - Pesquisa de Carvão no Brasil,, 1972).

**Figure 14** - Main coal beds in Rio Grande do Sul and Santa Catarina states (adapted from: Brasil. CPRM – Pesquisa de Carvão no Brasil, 1972).

seus estudos foram reportados no Relatório Final da Comissão em 1908.

Com o advento da Primeira Guerra Mundial, o carvão nacional assistiu seu primeiro surto de explotação, época em que foram ampliados os ramais ferroviários e inauguradas novas empresas.

O segundo surto veio no Governo Getúlio Vargas, com a construção da Companhia Siderúrgica Nacional - CSN em 1946, e com o decreto determinando a utilização de 20% de carvão nacional em sua operação, na composição do coque. Seguiu-se a construção de termoelétricas, que impulsionaram o consumo do carvão. Com a crise do Petróleo na década de 70, novo impulso foi dado para o consumo do carvão nacional. No início da década de 90 o setor foi desregulamentado por decreto federal, mergulhando-o em profunda crise. (fonte das informações: Gomes, 2002)

#### • Formação Palermo

White (1908) empregou pela primeira vez o termo "schistos do Palermo" para descrever uma seqüência de siltitos cinza-amarelos, com intensa bioturbação e raras lentes de arenitos finos a conglomeráticos, aflorantes na região sudeste de Santa Catarina. Na região da bacia carbonífera, onde foi definida, ela aparece com as suas feições mais típicas.

Segundo Aboarrage & Lopes (1986) o intervalo basal da Formação Palermo, em algumas áreas da Bacia do Paraná, é formado predominantemente por uma interlaminação de silte e areia fina a muito fina com laminação ondulada "wavy", "linsen", localmente "flaser", formando um conjunto com intercalações de leitos e lentes de arenitos finos a médios, ortoquartzíticos, com marcas de onda. Neste conjunto são encontradas estratificações

onduladas "*hummockies*" e pequenas lentes de conglomerados de grânulos com abundante cimento carbonático.

O contato com os sedimento litorâneos da Formação Rio Bonito é normalmente concordante, porém abrupto, freqüentemente de caráter erosivo. O conteúdo fossilífero da Formação Palermo é representado pela freqüência de troncos fósseis silicificados (Dadoxilon) e abundância de palinomorfos, representados principalmente por esporomorfos.

Gordon Jr. (1947) localizou a presença de pelecípodes em Santa Catarina e Putzer

(1954) relatou a ocorrência do gênero Loxomma na região de Criciúma. Lopes *et al.* (1986) e Lavina & Lopes (1986) admitiram para a Formação Palermo um ambiente marinho transgressivo, de plataforma, sob influência de ondas e marés, que cobrem o ambiente deltaicolagunar da Formação Rio Bonito, fazendo a linha de costa recuar, em sucessivos pulsos, de oeste para leste. Esta formação é considerada de idade Permiano, entre o Kunguriano e a base do Kazaniano.

#### **Grupo Passa Dois**

Este Grupo compreende as formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto, estando todas estas unidades muito bem representadas em afloramentos em Santa Catarina.

#### • Formação Irati

White (1908) utilizou o termo "Iraty" para designar os "schistos, camadas areentas e calcáreos" que afloram no rio Passa Dois, na Serra do Rio do Rastro. Segundo Schneider *et al.* (1974) esta formação pode ser subdividida em dois membros: **Taquaral** e **Assistência**, denominações empregadas para o Irati do estado de São Paulo por Barbosa & Gomes (1958). Esta subdivisão é passível de ser efetuada praticamente em toda a Bacia do Paraná (Aboarrage & Lopes - 1986).

O Membro Taquaral consiste de siltitos e folhelhos cinza-claros e azulados, representando, segundo Schneider *et al.* (*op. cit.*), deposição em ambiente marinho de águas calmas, abaixo do nível das ondas. Esta formação é cronoestratigraficamente situada no Permiano Superior, no andar Kazaniano.

A Formação Irati mostra normalmente contato transicional com a Formação Serra Alta que lhe sobrepõe e com a Formação Palermo, que lhe é subjacente. Entre os seus membros o contato é concordante.

O Membro Assistência é constituído por folhelhos cinza-escuros nos quais se intercalam folhelhos pretos pirobetuminosos associados a horizontes de calcários creme e cinza-escuros, dolomíticos. Seu conteúdo fossilífero compreende os répteis *Mesosaurus brasiliensis* e *Stereosternum tumidum*, restos de vegetais, de peixes e de crustáceos, além de palinomorfos. Segundo Schneider *et al.* (*op. cit.*) estas litologias representam um ambiente marinho de águas calmas, do que discordam Petri & Fúlfaro (1983), por falta de fósseis tipicamente marinhos, atribuindo para deposição deste membro um ambiente lagunar.

*Mesosaurus Brasiliensis* - O *Mesosaurus brasiliensis* foi assim denominado por Mac Gregor (1908) estudando os fósseis de répteis encontrados nos folhelhos pretos betuminosos da Formação Irati, coletados próximos à estação de Iraty, da Estrada de Ferro São Paulo - Rio Grande, no Paraná. Trata-se de um pequeno réptil, com corpo esguio e uma longa cauda deprimida lateralmente, medindo quando adulto aproximadamente 1 metro (Fig. 15). O crânio, em forma triangular, contém um número considerável de dentes delgados, apropriados a uma dieta carnívora. Os membros anteriores e posteriores, em forma de nadadeiras, permitiam o seu rápido deslocamento nas águas dos mares de 250 milhões de anos atrás que existiram no sul da América do Sul (Brasil, Uruguai e Paraguai) e sul-sudeste do continente afri-



**Figura 15** - *Mesosaurus brasiliensis* - Mac Gregor, 1908.

**Figure 15** - *Mesosaurus brasiliensis* - Mac Gregor, 1908.

cano (África do Sul), tornando-o um eficiente predador.

O primeiro mesosauro foi encontrado no sul da África, na localidade de Griquas e foi estudado

pelo cientista Paul Gervais, em 1864, que o denominou de *Mesosaurus tenuidens*. Em 1886, Cope, baseado em fósseis coletados pelo Prof. Derby em diferentes locais dos estado de São Paulo (Rio Claro, Limeira, Itapetinga e Tietê), descreveu a espécie *Stereosternum tumidum*.(Fig. 16) Em 1966, Shikama & Osaki descreveram gênero e espécie novos, denominado de *Brazilosaurus sanpauloensis*. Apesar da denominação consagrada, estudos recentemente realizados sobre a espécie *Mesosaurus brasiliensis*, descrita por Mac Gregor em 1908, sugerem tratar-se da mesma espécie que o *Mesosaurus tenuidens*, descrito por Paul Gervais em 1864.

A presença deste fóssil no Continente Americano e no Africano, em unidades cronoestratigráficas equivalentes, tem sido expressivamente utilizada como forte indício da existência da deriva continental. (fonte das informações: Barberena & Timm, 2000).

• Formação Serra Alta

White (1908) incluiu parte dos sedimentos que formam a atual Formação Serra Alta na unidade designada de "schisto Iraty". Gordon Jr. (1947) propôs o termo Serra Alta para designar como membro da Formação Estrada Nova um pacote de folhelhos cinza-escuros, situado entre as atuais formações Irati e Teresina. Sanford & Lange (1960) elevaram esta unidade à categoria de formação, onde ela tem sido mais comumente usada. A Formação Serra Alta compreende uma seqüência de folhelhos e siltitos cinza-escuros a pretos, tendo como principal estrutura a fratura conchoidal. Quando intemperizados mostram coloração cinza-claro a cinza-

esverdeado, e amarelada. Normalmente são maciços ou possuem uma laminação plano-paralela incipiente, às vezes são micáceos. Localmente contêm lentes e concreções calcíferas com formas elipsoidais que podem alcançar até 1,50m de comprimento com 50cm de largura. Os contatos da Formação Serra Alta com a Formação Teresina que lhe é sobrejacente e com a Formação Irati, subjacente, são transicionais. Seu conteúdo fossilífero é representado por restos de peixes, pelecípodes, conchostráceos e palinomorfos, o que, cronoestratigraficamente, a situa no Permiano Superior, mais especificamente entre o topo do andar Azaniano e a base do andar Tatariano.

#### • Formação Teresina

White (1908) denominou "camadas Estrada Nova" (numa alusão à recém-aberta estrada na Serra do Rio do Rastro) a uma seqüência formada por folhelhos cinza e variegados e arenitos, na qual se encontram inclusos os sedimentos pertencentes à Formação Teresina. Moraes Rego

(1930) foi quem empregou pela primeira vez o termo Teresina, sob a designação de Grupo Teresina, aos sedimentos encontrados na seção-tipo, expostos na margem direita do rio Ivaí, próximo à localidade de Teresa Cristina (antiga Teresina), no Paraná. Schneider *et al.* (1974) denominaram esta seqüência de Formação Teresina.

A Formação Teresina é constituída por argilitos, folhelhos e siltitos cinza-escuros e esverdeados, ritmicamente intercalados com arenitos muito finos, cinzaclaros. Quando alterada, esta unidade mostra cores diversificadas em tons cremes, violáceos, bordôs e avermelhados. Comumente apresenta lentes e concreções carbonáticas, com formas elípticas e dimensões que podem atingir 2 m de comprimento por 80 cm de largura. As principais estruturas sedimentares encontradas nesta seqüência são a laminação "*flaser*", plano-paralela, ondulada e convoluta, estratificação "*hummocky*", marcas onduladas e gretas de contração.

As características litológicas e estruturas sedimentares exibidas por esta formação indicam uma deposição em ambiente marinho de águas rasas e agitadas, dominado por ondas e pela ação de marés (infra-maré a supra-maré). Os contatos da Formação Teresina com a Formação Rio do Rasto, que lhe sobrepõe, e com a Formação Serra Alta, subjacente, são transicionais.

Seu conteúdo fossilífero é representado por restos de plantas, lamelibrânquios e palinomorfos, permitindo situá-la no Permiano Superior, no andar Tatariano.

#### • Formação Rio do Rasto

White (1908) utilizou pela primeira vez o termo Rio do Rasto para uma sucessão de camadas vermelhas, expostas nas cabeceiras do rio do Rastro, situado ao



**Figura 16** - *Stereosternum tunidum* - foto Instituto Geológico, SP (www.igeologico.sp.gov.br).

**Figure 16** - *Stereosternum tunidum* - photo by Instituto Geológico, SP (www.igeologico.sp.gov.br).

longo da estrada Lauro Müller - São Joaquim, em Santa Catarina, como a seção padrão desta formação (note-se que em 1908 o topônimo era referido como "rio do Rasto", diferentemente da designação atual). Gordon Jr. (1947) elevou o Rio do Rasto à categoria de Formação, dividindo-a em dois membros, o inferior, denominado **Serrinha**, e o superior, **Morro Pelado**, conceito atualmente utilizado pela maioria dos autores.

O Membro Serrinha é constituído por arenitos finos, bem selecionados, intercalados com siltitos e argilitos cinza-esverdeados, amarronados, bordôs e avermelhados, podendo localmente conter lentes ou horizontes de calcário margoso. Os arenitos e siltitos possuem laminação cruzada, ondulada, "climbing" e "flaser", sendo, às vezes, maciços. As camadas síltico-argilosas mostram laminação plano-paralela, "wavy" e "linsen". Os siltitos e argilitos exibem desagregação esferoidal bastante desenvolvida, a qual serve como um critério para a identificação desta unidade. Schneider et al. (1974) referiram que as litologias deste membro resultaram de avanços progradacionais de clásticos de planícies de marés, caracterizando um ambiente de transição entre os depósitos de águas rasas da Formação Teresina e os continentais do Membro Pelado. Aboarrage & Lopes (1986) atribuíram um ambiente marinho transicional para a deposição deste membro. As cores progressivamente mais avermelhadas do Serrinha indicam, claramente, condições ambientais mais oxidantes da base para o topo da unidade.

O Membro Morro Pelado é constituído por lentes de arenitos finos, avermelhados, intercalados em siltitos e argilitos arroxeados. O conjunto mostra também cores em tonalidades verdes, chocolate, amareladas e esbranquiçadas. Suas principais estruturas sedimentares são a estratificação cruzada acanalada, laminação plano-paralela, cruzada, e de corte e preenchimento. As camadas apresentam geometria sigmoidal ou tabular. O ambiente deposicional deste membro foi considerado por Schneider *et al.* (1974) como estritamente continental, com sedimentos de lagos e planícies aluviais sendo recobertos por dunas de areia sob condições climáticas áridas. Aboarrage & Lopes (1986) consideraram este membro como depositado em ambiente flúvio-deltáico.

A deposição da Formação Rio do Rasto é atribuída inicialmente a um ambiente marinho raso (supra a inframaré) que transiciona para depósitos de planície costeira (Membro Serrinha) e passa posteriormente à implantação de uma sedimentação flúvio-deltaica (Membro Morro Pelado).

A Formação Rio do Rasto apresenta contato por discordância erosiva com a Formação Botucatu que lhe é sobrejacente e transicional com a Formação Teresina, que lhe é subjacente. O contato entre os seus Membros Serrinha e Morro Pelado é concordante e gradacional.

O conteúdo fossilífero desta formação é representado, principalmente, por pelecípodes, conchostráceos, palinomorfos, restos de plantas e pelo anfíbio Labirintodonte. Impressões de folhas e caules foram descritas por Bortoluzzi (1975), que identificou os espécimes "Dichophyllites" e "Paracalamites", e por Klepzig (1978), que descreveu "Schizoneura", "Paracalamites", "Dizeugotheca", "Pecopteris", "Neoggerathiopsis" e "Glossopteris". White (1908) citou a presença de Scaphonix nos sedimentos do Rio do Rasto, descoberto pelo Dr. Jango Fischer em 1902 na localidade de Santa Maria, no estado do Rio Grande do Sul. Estes fósseis permitem posicionar esta formação entre o Permiano Superior (topo do andar Tatariano) e o Triássico Inferior (andar Anisiano).

Scaphonix fischeri - O Scaphonix fischeri é um típico representante do grupo dos rincossauros. Os maiores exemplares encontrados no Brasil atingiram 2,50m de comprimento por 0,55m de altura máxima(Fig. 17). Os rincossauros compõem um dos grupos de répteis mais abundantes, mas possuem uma distribuição temporal limitada ao Triássico. As primeiras formas surgiram no Scitiano (Eo-Triássico) da África do Sul, vindo o grupo a se extinguir como um todo na transição do Carmiano - Noriano (Neo-Triássico). No Brasil, os rincossauros são encontrados exclusivamente nas rochas sedimentares aflorantes próximo a cidade de Santa Maria, no estado do Rio Grande do Sul.

O Scaphonix fischeri foi o primeiro vertebrado descrito para o Mesozóico brasileiro e o primeiro réptil Triássico descrito na América do Sul. Assim, seja por sua importância histórica, seja pela representatividade da espécie, os rincossauros sul-riograndenses constituem um dos mais importantes grupos de fósseis brasileiros (Fig. 18). (fonte das informações: Barberena, 1987 e Langer & Schultz, 2000).

Figura 17 - Reconstituição de *Scaphonyx fischeri* Smith-Woodward, 1907 (ilustração de M.C. Barberena.(http://acd.ufrj.br/mndgp/rincoss.htm). Figure 17 - Reconstitution of the *Scaphonyx fischeri* 

Smith- Woodward, 1907 (illustration by M. C. Barberena). (http://acd.ufrj.br/mndgp/rincoss.htm).





**Figura 18 -** Crânio de um *Scaphonix sulcognathus*, com 35 cm, do Neotriássico (Carniano - cerca de 228 a 224 milhões de anos) do Rio Grande do Sul. UFRGS, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia - Setor de Paleovertebrados (http://www.ufrgs.br/geociencias/paleo).

**Figure 18** - Skull of the *Scaphonyx sulcognathus* measuring 35 cm, from the NeoTriassic epoch (Carnian age - about 228 to 224 million years) of the Rio Grande do Sul state. UFRGS, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia - Setor de Paleovertebrados (http://www.ufrgs.br/geociencias/paleo).

#### Grupo São Bento

White (1908) usou este termo para reunir as rochas vulcânicas e eólicas que ocorrem na Serra do Rio do Rastro, sul do estado de Santa Catarina. Fazem parte deste grupo as formações **Botucatu** e **Serra Geral**.

#### • Formação Botucatu

Gonzaga de Campos (1889) descreveu como Gres de Botucatu um pacote de arenitos vermelhos aflorantes na Serra do Botucatu, entre a cidade de São Paulo e a cidade de Botucatu, SP. White (1908) intitulou "Gres de São Bento" a seqüência atualmente designada Formação Botucatu. Litologicamente, é constituída por arenitos bimodais, médios a finos, localmente grossos e conglomeráticos, com grãos arredondados ou subarredondados, bem selecionados. Apresentam cor cinza-avermelhado e é freqüente a presença de cimento silicoso ou ferruginoso. Constituem expressivo pacote arenoso, com camadas de geometria tabular ou lenticular, espessas, que podem ser acompanhadas por grandes distâncias.

No terço inferior apresenta finas intercalações de pelitos, sendo comuns interlaminações areia-silte-argila, ocorrendo freqüentes variações laterais de fácies. À medida que se dirige para o terço médio, desaparecem as intercalações pelíticas, predominando espessas camadas de arenitos bimodais, com estratificação acanalada de grande porte, indicando que as condições climáticas se tornavam gradativamente mais áridas, implantando definitivamente um ambiente desértico. A persistência de estruturas sedimentares, tais como estratificação cruzada acanalada de grande porte, estratificação cruzada tabular tangencial na base e estratificação plano-paralela, a bimodalidade dos arenitos, evidenciada por processos de "grain fall" e "grain flow" e, ainda, as freqüentes intercalações pelíticas, "ripples" de adesão e marcas onduladas de baixo-relevo, sugerem ambiente desértico com depósito de dunas e interdunas.

Os contatos da Formação Botucatu com as rochas basálticas da Formação Serra Geral, que lhe sobrepõe, e com a Formação Rio do Rasto, subjacente, são discordantes.

Esta formação, juntamente com outras unidades gonduânicas, constitui-se no maior aquífero da América do Sul, conhecido como "Aquífero Guaraní".

#### Formação Serra Geral

White (1908) utilizou pela primeira vez a denominação "eruptivas da Serra Geral" para indicar como seção padrão as exposições de rochas vulcânicas que ocorrem na Serra Geral, ao longo da estrada que liga as cidades de Lauro Müller e São Joaquim, em Santa Catarina (Fig. 19). Leinz (1949), também na mesma estrada Lauro



Figura 19 - Topo da Serra do Rio do Rastro e rodovia SC-438 Lauro Müller - São Joaquim (foto de Varlei Mariot). Figure 19 - SC-438 road from Lauro Muller to- São Joaquim and the top of the Serra do Rio do Rastro.

Müller - São Joaquim (Serra do Rio do Rastro), estabelece um perfil clássico e individualiza o caráter interno de um derrame em: zona vítrea basal, com disjunção horizontal; zona intermediária, com juntas verticais; zona superior, com disjunção vertical e horizontal; e basalto vesicular, no topo. Gordon Jr. (1943) denominou esta seqüência vulcânica de Formação Serra Geral.

Litologicamente é constituída por uma sucessão de derrames de lavas, predominantemente básicas, com domínios subordinados intermediários e ácidos, principalmente no terço médio e superior. Geralmente se encontram bastante fraturados, exibindo fraturas conchoidais características. Esta formação é conseqüência de um intenso magmatismo fissural, correspondendo ao encerramento da evolução gonduânica da bacia do Paraná.

O contato da Formação Serra Geral com as unidades sedimentares mais antigas da Bacia do Paraná é determinado por discordância. É muito freqüente a intrusão de diabásios em rochas sedimentares gonduânicas. Na região de Treviso (SC) estas intrusões ocorrem principalmente nas unidades Formação Rio Bonito e Formação Irati.

Mühlmann *et al.* (1974) situaram a Formação Serra Geral no Cretáceo Inferior (entre 120 e 130 milhões de anos), através de dados radiométricos obtidos por diversos autores.

#### **Embasamento Indiferenciado**

Na região de Lauro Müller - Orleans o embasamento da Bacia Sedimentar do Paraná acha-se representado por rochas granitóides pertencentes à Suíte Pedras Grandes, do domínio lito-estrutural do Batólito de Pelotas. São granitos de coloração rósea avermelhada, cuja composição varia de sieno a monzogranítica. Normalmente não apresentam deformação tectônica e são de idade neoproterozóica.

O único local de ocorrência destes granitóides no Roteiro da Excursão situa-se no Ponto 0, onde rochas do Grupo Itararé assentam-se discordantemente sobre granitos isótropos da Suíte Pedras Grandes.

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A região encontra-se em bom estado de conservação ambiental e paisagística. O potencial turístico da porção serrana desta região tem sido bastante explorado nas localidades de São Joaquim, Urubici, Bom Jardim da Serra e outras, apresentando condições de incremento notável. A infraestrutura é apreciável e, se a rede hoteleira convencional é ainda precária, destacam-se inúmeras pousadas com atendimento qualificado. O turismo da região é vocacionado para o período de inverno, quando a ocorrência de neve não é incomum, mas o potencial abrange todas as estações do ano.

O padrão de vida na região merece destaque por sua boa qualidade e chama a atenção o fato da seção geológica implantada em 1994 permanecer com todos os seus marcos íntegros, sem qualquer ocorrência do vandalismo ainda comum nas rodovias do nosso país.

Embora situada numa região com diversas unidades de conservação já implantadas (a sudeste do Parque Nacional de São Joaquim, ao norte da Reserva Biológica Estadual do Aguaí e ao sul do Parque Estadual da Serra Furada), não se conhece qualquer estudo visando adotar medidas especiais de proteção, o que, no entanto, seria aconselhável para evitar-se a eventual degradação desta área de excepcional potencial turístico.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Aboarrage, A.M.; Lopes, R.C. 1986. *Projeto a Borda Leste da Bacia do Paraná*: integração geológica e avaliação econômica. DNPM/CPRM, Porto Alegre. 18 v. (Inédito).
- Assine, M.L; Soares, P.C.; Milani, E.J. 1994. Seqüências tctonosedimentares mesopaleozóicas da Bacia doParaná, sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **24**(2): 77-89.
- Barberena, D.C.A.; Timm, L.L. 2000. Características dos mesosaurus e suas adaptações ao meio aquático. In: Holz, M.; Ros, L.F. *Paleontologia do Rio Grande do Sul*. UFRGS/CIGO, Porto Alegre, pp.:194-209.
- Barberena, M. 1987. Cinodontes e rincossauros no sul do Brasil *Ciência Hoje*, Porto Alegre v.6, n.34 p.44-60.
- Barbosa,O.; Gomes,F.A. 1958. Pesquisa de petróleo na bacia do rio Corumbataí, estado de São Paulo. DNPM/ DGM, Rio de Janeiro, 40pp.(Bol. nº 171)

- Bortoluzzi, C.A. 1975. Étude de quelques empreintes de la flore gonwanienne du Brézil, Reims, France, *In*: Cong. Nat. Soc. Savantes, 95, *Actes*, v. 3 p.171-187.
- Brasil. Ministério de Minas e Energia. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM. 1972. *Pesquisa de Carvão no Brasil*. Rio de Janeiro , 1 v. (Inédito)
- Castro, J.C.; Bortoluzzi, C.A.; Caruso Jr., F.; Krebs, A.S.J. 1994. *Coluna White*: estratigrafia da Bacia do Paraná no sul do estado de Santa Catarina - Brasil. Secretaria de Estado de Tecnologia, Energia e Meio Ambiente, Florianópolis, 1 v. (Série Textos Básicos de Geologia e Recursos Minerais de Santa Catarina, 4).
- Daemon,R.F. ; Quadros,L.P. 1969. *Bioestratigrafia e Palinologia do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná.* PETROBRÁS/DESUL, Ponta Grossa, 1 v. (Relatório Interno nº 384).
- Gomes, A.J. 2002. *Carvão do Brasil Turfa agrícola*: geologia, meio ambiente, e participação estratégica na produção de eletricidade no sul do Brasil. EST, Porto Alegre, 164 p.
- Gonzaga de Campos,L.F. 1889. Secção geológica. *In*: São Paulo, Comissão Geographica e Geológica. *Relatório*, São Paulo, pp. 21-34.
- Gordon Jr., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. *Notas Preliminares e Estudos*, DNPM/DGM, Rio de Janeiro, (38):1-20.
- Klepzig, M.C. 1978. Estudo da tafoflora do Membro Morro Pelado na sua localidade-tipo. *Pesquisas*, Porto Alegre, (11):225-303.
- Krebs, A.S.J.; Menezes F°, N.R. 1984. *Projeto Mapeamento Geológico para Carvão área de Taió-Rio do Sul, SC ;* relatório final. DNPM/CPRM ,Porto Alegre, 1 v. (Inédito).
- Krebs,A.S.J. 2004. Contribuição ao conhecimento dos recursos hídricos subterrâneos da área correspondente à bacia Hidrográfica do Rio Araranguá, SC. 1 v. Tese de Doutorado, Universidade Federal de Santa Catarina, 2 v.
- Langer, M.C.; Schultz, C.L. 2000. Rincossauros herbívoros cosmopolitas do Triássico. In: Holz, M.; Ros, L. F. *Paleontologia do Rio Grande do Sul*. UFRGS/CIGO, Porto Alegre, pp:246-272.
- Lavina, E.L. ; Lopes, R.C. 1986. A transgressão marinha do Permiano Inferior e a evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão no Estado do Rio Grande do Sul. *Paula Coutiana*, Porto Alegre, (1):51-103.
- Leinz, V. 1949. Contribuição à geologia dos derrames basálticos do sul do Brasil. DNPM ,Rio de Janeiro, 52 pp. (Boletim DFPM, n. 21).
- Lopes,R.C.; Lavina,E.L.; Faccini,U.F.; Milani,E.J.; Wildner,W. 2003. *Geologia da Província Paraná*. CPRM, Porto Alegre. (Inédito)
- Lopes, R.C.; Lavina, E.L.; Signorelli, N. 1986. Fácies sedimentares e evolução paleoambiental do Supergrupo Tubarão na Borda Leste da Bacia do Paraná; uma seção regional nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: Cong. Bras. Geol. 34, *Anais.*, v.1, pp.206-218.
- Maack, R. 1949. Die Gondwanaschichten Breves noticias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Inst. Biol. Pesq.*, Curitiba, 1 (9):129-176.

- Mac Gregor, J.H. 1908 Mesosaurus brasiliensis nov. sp., Parte II. In: White, I.C. 1908. *Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. DNPM, Rio de Janeiro, Parte II, p. 303-617. (ed. Fac-similar de 1988)
- Mariot, V. s.d. *Serra do Rio do Rastro*; fotografia. (fotógrafo e responsável pelo antigo Museu Geológico da Serra do Rio do Rastro(Museu da Santinha) - Rodovia SC-438, junto ao ponto 17 do roteiro).
- Medeiros, R.A.; Thomaz F°, A. 1973. Fácies e ambientes deposicionais da Formação Rio Bonito. In: Cong. Bras. Geol., 27, Aracaju. *Anais*, Aracaju : SBG , v.3, p.3-11.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gonduana Sul-Ocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 2 v.
- Moraes Rego, L.F. 1930. A geologia do petróleo no Estado de São Paulo. B. Serv. Geol. Mineral Bras. Rio de Janeiro : Serv. Geol. Mineral. Brasil. 110 p. (Boletim nº 46).
- Mühlmann, H.; Schneider, R.L.; Tommasi, E. ; Medeiros, R.A.; Daemon, R.F. ; Nogueira, A.A. 1974. *Revisão Estratigráfica da Bacia do Paraná*. PETROBRÁS/ DESUL, Ponta Grossa, 186 pp. (Relatório DESUL, 444).
- Oliveira, E.P. 1916. Geologia do Estado do Paraná. Minist. Agric. Indúst. Com., Rio de Janeiro, p. 67-143.
- Orlandi F°,V.; Krebs,A.S.J.; Giffoni, L.E. 2002. *Coluna White* - *Excursão virtual pela Serra do Rio do Rastro, SC* : seção padrão das unidades do Gondwana no sul do Brasil. CPRM, Porto Alegre, 55 pp. Disponível em http:// www.cprm.gov.br/coluna/index.html.

- Petri,S.; Fúlfaro,V.J. 1983. *Geologia do Brasil (Fanerozóico)*. USP, São Paulo, 631 pp.
- Putzer, H. 1954. Divisão da Formação Palermo no sul de Santa Catarina e tentativa de interpretação genética. *Boletim SBG*, v. 3, n. 1.Sanford, R.M. ; Lange, F.W. 1960. Basinstudy approach to oil evaluation of Paraná miogeosyncline, south Brazil. *AAPG Buletin*, **44**:1316-1370.
- Schneider, R.L.; Mühlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R.A.; Daemon, R.F.; Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. In: Cong. Brasil. Geol., 28, Anais, p.41-65.
- West Virginia Geological and Economic Survey. [Fotografia do Geol. Israel Charles White] Disponível em:<http:// www.wvgs.wvnet.edu>
- White, I.C. 1908. *Relatório final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. DNPM, Rio de Janeiro, Parte I, p.1-300; Parte II p. 301-617. (ed. Fac-similar de 1988).
  - (\*) CPRM Serviço Geológico do Brasil
  - <sup>1</sup> vitorio@pa.cprm.gov.br
  - <sup>2</sup> krebs@pa.cprm.gov.br
  - <sup>3</sup> In memoriam
  - Trabalho divulgado no site da
  - SIGEP <http://www.unb.br/ig/sigep>,
  - em 22/12/2006, também com versão em inglês.



#### VITÓRIO ORLANDI FILHO

Geólogo (UFRGS-1967) - Especialização em sensoriamento remoto e fotointerpretação no Panamá e Estados Unidos. De 1970 a 2007 exerceu suas atividades junto ao Serviço Geológico do Brasil, onde desenvolveu projetos ligados ao mapeamento geológico regional, prospecção mineral e gestão territorial. Em 2006 participou da elaboração do Mapa de Geodiversidade do Brasil – CPRM.



#### ANTONIO SÍLVIO JORNADA KREBS

Geólogo formado pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul em 1970. Doutor em hidrogeologia pela Universidade Federal de Santa Catarina em 2004. Geólogo da CPRM desde 1971; até 1975 trabalhou na Superintendência de Belém. Nesta ocasião, participou da descoberta da jazida de caulim do Rio Capim. De 1975 até 2004 trabalhou na Superintendência de Porto Alegre, nas áreas de mapeamento geológico, pesquisa de carvão mineral e recuperação ambiental. De 2004 a 2008 foi chefe do Núcleo da CPRM em Criciúma, SC. Em 2005 e 2007 coordenou pela CPRM dois projetos de cooperação internacional em Cuba. Atualmente participa do Projeto de Recuperação Ambiental das Áreas Degradadas da Região Carbonífera de Santa Catarina.



#### LUÍS EDMUNDO GIFFONI

Formado em 1966 pela Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, iniciou a carreira no 1° Distrito do DNPM, em Porto Alegre, em atividades de mapeamento geológico nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina e, posteriormente, no 5° Distrito, em Manaus. Passou a trabalhar na CPRM em Belém, em 1970, a partir de sua criação, em atividades de gerenciamento técnico e administrativo, tendo se transferido posteriormente para o Escritório do Rio de Janeiro desta empresa. Desde 1975 sediado na Superintendência Regional da CPRM em Porto Alegre, onde foi Coordenador de Recursos Minerais, Superintendente Regional e, ultimamente, Supervisor da Área de Informática, com atividades voltadas especialmente para a coordenação da editoração eletrônica de relatórios técnicos. Luís Edmundo Giffoni faleceu em 21/12/2009.

# Parte Sítios Geomorfológicos



# Monte Roraima, RR

Sentinela de Macunaíma

# **SIGEP 038**

Nelson Joaquim Reis<sup>1</sup>

O MONTE RORAIMA, ponto de fronteira tríplice entre Brasil, Venezuela e Guiana, com altitude em 2.734 metros, constitui característica feição morfológica em forma de mesa, também chamada tepuy na línguagem indígena Macuxi local. Suas escarpas verticais com mais de 500 metros de altura, da base ao topo, são formadas por arenitos com quase 2 bilhões de anos. A base do monte foi atingida pela primeira vez em 1595 pela expedição inglesa comandada por Sir Walter Raleigh, mas somente em 1884 o botânico Everard Im Thurn alcançou o topo do legendário monte pelo lado venezuelano. O relatório desse botânico serviu de fonte de inspiração para Arthur Conan Doyle escrever o livro "O Mundo Perdido". O monte tem para os indígenas Macuxi do Brasil grande significado espiritual, sendo referido como a "Casa de Macunaíma". Geologicamente, representa um marco da estratigrafia do Supergrupo Roraima, uma bacia sedimentar de idade paleoproterozóica do Escudo das Guianas, norte do Cráton Amazônico. A Formação Matauí representa a unidade de topo do Supergrupo Roraima e registra três principais fácies sedimentares, essencialmente areníticas a conglomeráticas: maré a marinho raso, eólico e fluvial anastomosado indicando uma regressão marinha. O Monte Roraima permanece como grande atrativo ao turismo ecológico (trekking), contudo, com acesso possível apenas pelo lado venezuelano, apesar de também pertencer ao Brasil. Anualmente um grande contingente de turistas tem acesso ao monte, tornando-se necessária a preservação deste monumento estratigráfico no que se refere à manutenção de seu estado primitivo, considerandose (i) suas únicas e belas feições erosionais (esculturas naturais em rochas), assim como (ii) as feições sedimentares abundantemente retratadas em litologias areníticas e indicativas de paleoambientes formados a centenas de milhões de anos atrás.

**Palavras-chave:** Monte Roraima; Supergrupo Roraima; Matauí; Paleoproterozóico; Escudo das Guianas

# Mount Roraima, State of Roraima – The sentinel of Macunaíma

The Mount Roraima represents a triple frontier landmark between Brazil, Venezuela and Guyana with 2,734 meters a.s.l. It shows a fascinating morphological table shaped pattern, also called tepuy in the local Macuxi indian language. Its more than 500 meters vertical scarps from bottom to top are formed by nearly 2 billion years old sandstones. The base of Mount Roraima was reached at first in 1595 by Sir Walter Raleigh, but only in 1884 the botanist Everard Im Thurn reached the top of the legendary mount, arriving from its venezuelan side. The report of this botanist was a source of inspiration of Sir Arthur Conan Doyle's fiction novel "The Lost World". The table shaped mount has a spiritual meaning for the brazilian Macuxi indians, who called it the "House of Macunaíma", a legendary god. Geologically, it represents a stratigraphical landmark of the Roraima Supergroup, being the register of a paleoproterozoic sedimentary basin in the Guyana Shield, the orthern portion of the Amazon Craton. The top stratigraphic unit of Mount Roraima, the Matauí Formation, represents the uppermost part of the Roraima Supergroup that is built up mainly by sandstones and conglomerates representing three sedimentary facies: tidal to shallow marine, eolic and braided fluvial that indicate a marine regression. Mount Roraima remains as an important attraction for ecotourism (trekking), although with a permanent trail only accessible at the venezuelan side. Throughout the year a great number of trekking tourists visit the mount. Preservation of the area must be regarded taking in account (i) its unique and beautiful landscape of sandstone erosional forms, as well (ii) the preserved sedimentary structures that represent the register of a atural environment of the Earth that occurred several hundreds of million years ago.

**Key words:** Mount Roraima, Roraima Supergroup; Matauí Formation; Paleoproterozoic; Guyana Shield

# INTRODUÇÃO

O Monte Roraima (Fig. 1) constitui uma mesa ou *tepuy*, cujas rochas sedimentares assinalam a fronteira tríplice entre o Brasil, Venezuela e Guiana. De sua área total, apenas 5% encontra-se no Brasil, cabendo 10% à Guiana e 85% à Venezuela. Importantes bacias hidrográficas têm nessa localidade suas nascentes, citando os rios Arabopó na Venezuela, Cotingo no Brasil e Paikora e Waruma, afluentes da margem esquerda do rio Mazaruni na Guiana.

Na porção brasileira, o Parque Nacional Monte Roraima foi criado pelo Governo Federal através do Decreto 97.887 de 28 de junho de 1989 e ocupa uma área de 116 mil hectares. Como parque, tem assegurado pelo Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade – ICMBio a preservação integral de sua flora, fauna e demais recursos naturais, mantendo



**Figura 1 - (a)** Vista do Monte Roraima (à direita) e Monte Cuquenán (à esquerda); (**b**, **c**) Topo do Monte Roraima e vista dos paredões do Monte Cuquenán; (**d**) paredões do Monte Roraima; (**e**) cavidades métricas no topo do Monte Roraima.

**Figure 1** - (a) View of Mount Roraima (at right) and Mount Cuquenán (at left); (b, c) Top of Mount Roraima and view of Mount Cuquenán; (d) cliffs of Mount Roraima; (e) metric sinkholes at the top of Mount Roraima.



Figura 2 - Feições de erosão ruiniformes em rochas areníticas no topo do Monte Roraima.Figura 2 - Ruinform erosion features in arenitic rocks on the topo of Mount Roraima.

suas características geológicas, geomorfológicas e cênicas e proporcionando oportunidades controladas para visitação, educação e pesquisa científica. Seus limites se fazem a oeste e leste respectivamente através da fronteira com a Venezuela e Guiana. É uma região recoberta em grande parte por vegetação de savana estépica, entrecortada por rios e cachoeiras, onde destacam-se os rios Cotingo, Canã, Uailã e Maú. O extremo norte da área é recoberta por Floresta Ombrófila Densa, predominante sobre a savana.

O Parque Nacional Canaima, na Venezuela, que contempla grande parte da região dos montes Roraima e Cuquenán, tem uma área aproximada de 30.000 km<sup>2</sup>, maior que as áreas dos estados de Alagoas ou Sergipe.

Roraima é um dos estados brasileiros que conta com uma das maiores populações indígenas do país. Em sua porção setentrional reúne as etnias Ingaricó, Taurepang, Patamona, Uapixana e Macuxi. Na bacia do rio Cotingo, no seu alto curso, concentram-se os indígenas Ingaricós. Para leste, em direção à divisa com a Guiana e bacia do rio Maú ou Ireng, concentram-se os índios Taurepang, Patamona e Uapixana e mais para sul, os índios Macuxi.

A região registra histórica atividade auridiamantífera que por décadas ocupou parte da bacia do rio Cotingo, dentre outras importantes drenagens. Contudo, a atividade garimpeira praticamente extinguiuse a partir da demarcação e homologação da Terra Indígena Raposa – Serra do Sol pelo Governo Federal em 15 de abril de 2005.

#### LOCALIZAÇÃO

O Monte Roraima tem o Estado de Roraima como seu ponto locacional em território brasileiro, na porção territorial mais setentrional do país. Situado na serra Pacaraima, o monte revela característica fisiografia de mesa ou *tepuy*, cujas escarpas verticais com mais de 500 metros de altura são formadas por rocha arenítica. Com uma altitude em r.n.m. de 2.734,06 metros (IBGE 2005), representa o sétimo ponto mais elevado do país. Em junho de 2005 o Instituto Militar de Engenharia do Exército - IME, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE (Coordenação de Geodésia) e a Primeira Comissão Demarcadora de Limites - PCDL sediada em Belém, realizaram uma expedição aos montes Roraima e Caburaí, tendo sido realizadas respectivamente medições com GPS de alta precisão, da altitude do Monte Roraima e a determinação do extremo norte do país. O recente dado altimétrico obtido no Monte Roraima veio revelar que essa elevação é 5,24 metros menor do que o valor oficial anterior.

O ponto mais alto do Monte Roraima é a Pedra Maveric, onde encontra-se o marco de fronteira entre Brasil e Venezuela (BV-0). Seu topo perfaz uma área de aproximadamente 31 km<sup>2</sup>, cuja superfície de aplainamento encontra-se por volta de 2.500 metros. Elevações rochosas residuais e de dimensões variáveis, normalmente isoladas, ocorrem acima da superfície de aplainamento. As maiores elevações situamse mais ao norte do monte.

As coordenadas geográficas do marco de fronteira, com datum em SAD 69, são: 05°12'13,57" N e



Figura 3 - Mapa de situação do sítio geológico Monte Roraima, porção extremo norte do Estado de Roraima. Na imagem de radar, a linha vermelha representa a fronteira entre Brasil, Guiana e Venezuela. A linha branca mostra o limite da Formação Matauí, Supergrupo Roraima.

Figure 3 - Location map of the Mount Roraima and surrounding areas at the northernmost portion of the State of Roraima. At the radar image the red line represents the frontier between Brazil, Guyana and Venezuela. The white line represents the limit of the Matauí Formation, Roraima Supergroup. 60°42'55,08" W. Está inserido na porção sudeste da Folha NB.20-Z-B-V (escala de 1:100.000).

Situa-se a aproximadamente 50 km a oeste do Monte Caburaí (1.456 m), ponto mais setentrional do país (05°17'19,77" N e 60°11'54,51" W). Para leste, em território venezuelano, encontra-se próximo ao Monte Cuquenán. Para sudeste, pela linha de fronteira, dista algumas centenas de metros da serra do Sol (2.110 m) (Fig.2).

### **HISTÓRICO**

O Monte Roraima foi conquistado pela primeira vez em 1595 quando da expedição inglesa comandada por Sir Walter Raleigh. Por outras fontes, Raleigh teria chegado apenas à base do monte, contudo, com material suficiente para escrever a obra que denominaria "Montanha de Cristal". Pelo lado ocidental sua conquista deveu-se ao botânico Everard Im Thurn ao revelar sua rota de acesso pelo lado venezuelano. Os relatórios dessa expedição serviram de fonte de inspiração para o inglês Sir Arthur Conan Doyle – celebrado criador do detetive Sherlock Holmes - escrever o livro "O Mundo Perdido".

O Estado de Roraima atesta desde o início do século XVI a disputa de suas terras por espanhóis, portugueses, holandeses e ingleses. Parte de suas terras já esteve sob posse da ex-Guiana Inglesa, hoje República Cooperativista da Guiana. Disputas territoriais levaram a Royal Geographical Society of London a enviar em 1838, a pedido da coroa britânica, o geógrafo Robert Schomburgk para mapear a Guiana Inglesa, oportunidade em que cartografou o Monte.

Roraima. Em 1943, o Governo Brasileiro criou o Território do Rio Branco cuja área foi desmembrada do Estado do Amazonas. Em 1962 o território passou a chamar-se Roraima e em 1988, por decisão da Assembléia Nacional Constituinte, tornou-se Estado da Federação. Já o Monte Roraima integra o município de Pacaraima (antigo BV-8), cuja emancipação deuse através de Lei Estadual n.º 96 de 17 de Outubro de 1995. Na época de criação do município, a vila Pacaraima encontrava-se no interior da Terra Indígena São Marcos.

O Monte Roraima tem para os indígenas Pemón da Venezuela e Macuxi do Brasil grande significado espiritual, sendo referido respectivamente como a "mãe de todas as águas" e a "casa de Macunaíma". Conta a lenda que: "nas terras de Roraima havia uma montanha muito alta onde um lago cristalino era expectador do triste amor entre o Sol e a Lua e que, por

motivos óbvios, nunca os dois apaixonados conseguiam se encontrar para vivenciar aquele amor. Quando o Sol subia no horizonte, a lua já descia para se pôr. E vice-versa. Por milhões e milhões de anos foi assim. Até que um dia, a natureza preparou um eclipse para que os dois se encontrassem finalmente. O plano deu certo. A Lua e o Sol se cruzaram no céu. As franjas de luz do sol ao redor da lua se espelharam nas águas do lago cristalino da montanha e fecundaram suas águas fazendo nascer Macunaíma, o alegre curumim do Monte Roraima. Com o passar do tempo, Macunaíma cresceu e se transformou num guerreiro entre os índios Macuxi. Bem próximo do Monte Roraima havia uma árvore chamada de "Árvore de Todos os Frutos" porque dela brotavam ao mesmo tempo bananas, abacaxis, tucumãs, açaís e todas as outras deliciosas frutas que existem. Apenas Macunaíma tinha autoridade para colher as frutas e dividi-las entre os seus de forma igualitária. Mas nem tudo poderia ser tão perfeito. Passadas algumas luas, a ambição e a inveja tomariam conta de alguns corações na tribo. Alguns índios mais afoitos subiram na árvore, derrubaram-lhe todos os frutos e quebraram vários galhos para plantar e fazer nascer mais árvores iguais àquela. A grande "Árvore de Todos os Frutos" morreu e Macunaíma teve de castigar os culpados. O herói lan-





**Figure 4** - Location of Mount Roraima at the *triple frontier* of Brazil, Guyana and Venezuela, showing the trekking trail to its top.

çou fogo sobre toda a floresta e fez com que as árvores virassem pedra. A tribo entrou em caos e seus habitantes tiveram que fugir. Conta-se que, até hoje, o espírito de Macunaíma vive no Monte Roraima a chorar pela morte da "Árvore de todos os frutos"."

O Monte Roraima permanece como grande atrativo às caminhadas (*trekking*, Fig. 4), contudo, possível apenas pelo lado venezuelano, cujas encostas são suavizadas por ampla zona de colúvio, material este proveniente da erosão das pretéritas rochas areníticas. A parede leste, em território brasileiro, foi escalada apenas em 1991 por três alpinistas brasileiros.

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

No campo da pesquisa geológica, vários estudos foram pioneiros no Monte Roraima, citando-se Tate (1930), Paiva (1939) e Gansser (1954). A proposição original do termo "Roraima" advém de Dalton (1912)

ao referir-se aos arenitos como "Kaiteur" ou Roroimã. O termo "Kaiteur" havia sido introduzido por Anderson & Dunn (1895) para denominar um nível conglomerático ocorrente nas cachoeiras Kaiteur, Guiana.

O Monte Roraima representa uma unidade sedimentar de topo do Supergrupo Roraima (Reis *et al.*, 1998; Reis & Yánez, 1999, 2001), denominada de Formação Matauí por Reid (1972). De acordo com esse autor, a formação também encontra-se representada nos montes Cuquenán, Yuruani, Ayuantepuy e Ueitepuy (Serra do Sol) em território venezuelano. O supergrupo, cujas formações foram depositadas ao longo do período Orosiriano do Paleoproterozóico, revela idades máxima e mínima estabelecidas respectivamente em 1,95 e 1,78 bilhões de anos (cf. Reis *et al.*, 2000, 2003, 2005; Santos *et al.*, 2003).

Na proximidade da base do monte, ocorre uma soleira de rocha básica, a quarta de toda a sucessão sedimentar do Supergrupo Roraima, com aproximados 2.900 metros de espessura. Esta soleira de diabásio tem sido informalmente denominada de "Monte Roraima" (Reis *et al.*, 1990a; Reis, 1990), encontrando-se em parte encoberta por zona coluvionar. Tate (1930) descreveu jaspes esverdeados (na verdade tufos cineríticos) na lapa dessas rochas, revelando, desse modo, a proximidade do contato com a unidade subjacente Uaimapué (Reis & Yánez, 2001).

O Supergrupo Roraima distribui-se em uma área contínua com cerca de 73.000 km<sup>2</sup>, tendo sido denominada de Bloco Sedimentar Pacaraima por Reis & Yánez (1999). O substrato vulcânico, também comum aos três países, recebe diferentes designações geológicas – Surumu (Brasil), Cuchivero (Venezuela) e Iwokrama/Dalbana (Guiana). A bacia Roraima relaciona-se, possivelmente, a um evento distensional com direção geral N-S, responsável pelo desenvolvimento de falhas normais E-W e de transferência. A bacia experimentou fraca inversão positiva a partir da reativação de falhas normais em cavalgamentos, onde as falhas de transferência funcionaram como rampas laterais. Nas adjacências das falhas E-W o supergrupo revela dobras em chevron, contudo, em direção ao centro da bacia, não há registro de deformação acentuada e nesse local as relações estratigráficas iniciais encontram-se bem preservadas (Pinheiro et al. 1990).



**Figura 5** - Seção Esquemática da Formação Matauí, Supergrupo Roraima, no Monte Roraima (modificada de Pinheiro *et al.*, 1990). **Figure 5** - Schematic section of the Matauí Formation, Roraima Supergroup at Mount Roraima Mount (modified from Pinheiro et al., 1990). A Formação Matauí tem sido descrita por Pinheiro *et al.* (1990) como constituída por uma sucessão de arenitos arcoseanos finos a muito finos, quartzo arenitos médios a grossos, arenitos conglomeráticos e conglomerados. Na ocasião, o acesso à área de estudo foi realizado por meio de helicóptero, sendo estimada uma espessura em torno de 440 metros para a formação, existindo ainda a partir da base do monte, pelo menos 160 metros de penhascos verticais e tálus.

Os paleoambientes deposicionais postulados para as litologias da formação envolvem três principais fácies sedimentares, que da base para o topo retratam paleoambientes de maré a marinho raso, eólico e fluvial anastomosado (Fig.6):

A base, a partir da zona coluvionar, está representada por *sets* de arenitos finos a médios, dominante-



**Figura 6 -** Pacote com aproximadamente 8 metros de espessura, composto por quartzo arenitos e arenitos arcoseanos, revelando geometria tabular, laminação plano-paralela e estratificação cruzada acanalada. Topo do Monte Roraima.

**Figure 6** - Quartz and arkosean sandstones of about 8 meters thick, containing tabular geometry, parallel lamination and cross-stratification. Top of Mount Roraima.

mente esbranquiçados e ricos em estratificações cruzadas acanaladas bidirecionais com azimutes de paleocorrentes para os quadrantes SW e NE. Revelam geometria tabular a sigmoidal (Figs. 5 e 6). O pacote medido tem uma espessura aproximada de 120 metros.

Em posição sobrejacente, encontram-se quartzo arenitos médios, róseos, bem selecionados e com estratos cruzados acanalados de grande porte (> 1,0 metro), *foreset* de baixo ângulo e azimute de paleocorrente para 260°. Foram interpretados como depósitos de dunas eólicas, possivelmente depositados na proximidade da zona intermediária entre o mar e o continente. Estima-se uma espessura em torno de 60 a 80 metros.

Sobrepõem-se arenitos quartzosos finos a muito finos, coloração creme, com estratificações cruzadas tangenciais e plano-paralelas respectivamente em sets com 2,0 e 0,80 metros. Na interface entre os sets aparecem finos níveis argilosos de coloração avermelhada escura, com espessura em torno de 8,0cm, e cujo topo assinala marcas onduladas assimétricas não-bifurcadas. Estes estratos são aqueles que revelam menor resistência aos processos erosivos, formando, desse modo, reentrâncias na proximidade dos estratos areníticos inferiores (subjacentes) e superiores (sobrejacentes). Esses processos levam à formação de algumas cavernas. Apresentam uma espessura variável em torno de 8 a 20 metros, expondo paredões verticais (Figs. 7 e 8). Admite-se que o set de estratos plano-paralelos tenha sido gerado em zonas de interdunas.

A sucessão de topo está representada por arenitos de granulação média a grossa, arenitos conglomeráticos e conglomerados, estes sob forma lenticular. Os níveis conglomeráticos repousam na base dos estratos cruzados acanalados de grande porte. Para cima, as estratificações cruzadas acanaladas desenvolvidas em arenitos grossos evidenciam formas festonadas. A espessura máxima do pacote foi calculada em torno de 240 metros.

Outros autores têm revelado para a deposição da Formação Matauí dois principais ambientes deposicionais: fluvial de alta energia (Reid, 1972) e litorâneo com ação de ondas (Ghosh, 1981). As espessuras estimadas para a Formação Matauí variam de 600 a 780 metros.

A Formação Matauí encerra o ciclo de deposição do Supergrupo Roraima, sendo o registro da definitiva regressão marinha sobre o mar "Verde", terminologia esta, empregada em alusão às rochas sedimentares marinhas da Formação Verde, Grupo Suapi (Reis *et al.*, 1990b).



Figura 7 - Arenitos arcoseanos com laminação plano-paralela e estratos cruzados acanalados. Topo do Monte Roraima.Figure 7 - Arkosean sandstones with paralell lamination and cross-stratification. Top of Mount Roraima.



**Figura 8 -** Estratificação cruzada tangencial de porte métrico em arenitos arcoseanos da Formação Matauí, Supergrupo Roraima. Topo do Monte Roraima.

Figure 8 - Through Cross-Stratification in arkosean sandstone from Matauí Formation, Roraima Supergroup. Top of Mount Roraima.

A bacia Roraima registra produtos litoestruturais relacionados às fases de subsidência tectônica (com contribuição magmática) e termal. A unidade Matauí desenvolveu-se em um período relativamente curto sob condições de elevada estabilidade e representa o principal produto da fase termal (Costa, 1990).

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Uma vez que o sitio geológico integra uma área de grande interesse ao turismo ecológico, alvo de excursões periódicas (*trekking*), tanto de nível nacional como internacional, são sugeridas as seguintes ações:

1. confecção de placas explicativas bilíngües (espanhol e inglês) alusivas ao sitio em termos de sua importância como um testemunho sedimentar paleoproterozóico do Escudo das Guianas, com centenas de milhões de anos de existência;

2. proibir atos de desfiguração de suas rochas por meio de escritas diversas e depredação; proibir a amostragem da flora (Fig. 9) e fauna que não atendam a restrita necessidade de estudos científicos;

3. proibir poluição de suas águas cristalinas, já que constitui cabeceira natural de importantes rios que drenam o Brasil, Venezuela e Guiana, corroborando com o nome que lhe é dado de "mãe de todas as águas";

4. não permitir adequações habitacionais e de lazer que levem à descaracterização do seu topo.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Anderson, C.W.; Dunn, W.A. 1895. *Report on the Conglomerates Prospection Expedition*. Gov. of British Guiana, Lib. of G.S.G., n. 280 (480).
- Dalton,L.V. 1912. On the geology of Venezuela. *Geol. Mag.*, London, England, 9: 203-210.
- Costa, J.B.S. 1990. Geologia Estrutural. *In*: Pinheiro *et al.* 1990, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima.Escala 1:100.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Cap. 3.



**Figura 9** – Flora do Monte Roraima (espécie, família): (a) *Brocchinia tatei, Bromeliaceae;* (b) *Bonnetia roraimae, Theaceae;* (c) *Orectanthe sceptrum, Xyridaceae;* (d) *Stegolepis guianensis, Rapateaceae;* (e) *Drosera roraimae, Droseraceae* (carnívora); (f) *Schfflera rugosum, Araliaceae;* (g) *Stegolepis guianensis, Rapateaceae.* 

Figure 9 – Flora of Mount Roraima (species, family): (a) Brocchinia tatei, Bromeliaceae; (b) Bonnetia roraimae, Theaceae;
(c) Orectanthe sceptrum, Xyridaceae; (d) Stegolepis guianensis, Rapateaceae; (e) Drosera roraimae, Droseraceae (carnívora);
(f) Schfflera rugosum, Araliaceae; (g) Stegolepis guianensis, Rapateaceae.

- Gansser, A. 1954. Observations of the Guiana Shield (South America). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 47: 77-112.
- Ghosh, S.K. 1981. Geology of the Roraima Group and its Implications. *In*: Simp. Amaz., 1., Puerto Ayacucho, Venezuela, *Memória*: 22-30.
- I.B.G.E. 2005. Projeto Pontos Culminantes. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Página: www.ibge.gov.br
- Paiva, G. 1939. Alto Rio Branco. Bol. Serv. *Geol. Min.*, Rio de Janeiro, 99:1-44p.
- Perez E., Warren A. Tepuis Of Venezuela, A Traveller's Guide Map of Mount Roraima. First Edition. 8 p. *www.lastrefuge.co.uk/tepuis.*
- Pinheiro, S.S.; Reis, N.J.; Costi, H.T. 1990. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima, Estado de Roraima. Escala 1:100.000. DNPM/CPRM. Superintendência Regional de Manaus, 1v., il., 100 p.
- Reid, A.R. 1972. Stratigraphy of Type Area of the Roraima Group, Venezuela. *In*: Interguiana Conf. Geol., 9, Georgetown, Guyana. *Memoria*: 32-33.
- Reis, N.J. 1990. Carta Geológica das Folhas Rio Quinô/ Monte Roraima, Rio Cotingo/Monte Caburaí e Rio Viruaquim (parte), 1:100.000. Manaus, DNPM/CPRM, *Geologia da Região de Caburaí*.
- Reis, N.J.; Costi, H.T.; Pinheiro, S.S. 1990a. Diabásio Avanavero. In: Pinheiro et al. 1990, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Geologia da Região de Caburaí, Nordeste de Roraima. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. DNPM/CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 2 - 2.6.
- Reis, N.J.; Pinheiro, S.S.; Costi, H.T.; Costa, J.B.S. 1990b. A Cobertura Sedimentar Proterozóica Média do Supergrupo Roraima no Norte do Estado de Roraima, Brasil: Atribuições aos seus Sistemas Deposicionais e Esquema Evolutivo da sua Borda Meridional. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, RN, Anais: 66-81.
- Reis, N.J.; Lugo, E.; Rivero, N. 1998. Projeto Conjunto Brasil - Venezuela para o Ordenamento Territorial e o Zoneamento Ecológico - Econômico da Região Fronteiriça entre Pacaraima e Santa Elena de Uairén. *Geologia*. Tomo II, Volume I, Capítulo III, p. 143-178.
- Reis, N.J.; Yánez,G. 1999. Estratigrafia do Bloco Sedimentar Pacaraima (BSP) ao longo da Fronteira Brasil - Venezuela (Santa Elena de Uairén - Monte

Roraima). In: SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz., 6, Manaus, AM. *Resumos Expandidos*: 427-430.

- Reis, N.J.; Santos, J.O.S.; Fletcher,I. 2000. Two Distinctive Proterozoic Sedimentary Covers in the Northern Amazonian Craton, Roraima State, Brazil. *In*: Int. Geol. Congr., 31, Rio de Janeiro, *Expanded Abstract*.
- Reis, N.J.; Yánez, G. 2001. O Supergrupo Roraima ao longo da Faixa Fronteiriça entre Brasil e Venezuela (Santa Elena de Uairén - Monte Roraima). *In*: N.J. Reis & M.A.S. Monteiro (ed.). *Contribuição à Geologia da Amazônia*, volume 2, Manaus, SBG/Núcleo Norte, p. 115-147.
- Reis, N.J.; Fraga, L.M.; Faria, M.S.G.; Almeida, M.E. 2003. *Geologia do Estado de Roraima, Brasil. In*: Geology Of France and Surrounding Areas – Special Guiana Shield. No. 2-3-4, BRGM, p. 121-134.
- Reis, N.J.; Faria, M.S.G.; Almeida, M.E.; Oliveira, M.A. 2005. Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20-Roraima. *In*: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de (eds.). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas - SIG*. Programa Geologia do Brasil. CPRM, Brasília. CD-ROM.
- Santos, J.O.S.; Potter, P.E.; Reis, N.J.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R.; McNaughton, N.J. 2003. Age, Source and Regional Stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like Sequences in Northern South América, based on U-Pb Geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, **115** (3): 331-348.
- Tate, G.H.H. 1930. Notes on the Mount Roraima Region. *Geogr. Rev.*, **2** (1): 53-58.

<sup>1</sup> Serviço Geológico do Brasil – CPRM. Avenida André Araújo 2160 – Aleixo CEP 69.060-001 Manaus – Amazonas Tel: 55 (92) 2126-0308 Fax: 55 (92) 2126-0319 reis@ma.cprm.gov.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP
 <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 10/02/2006, também com versão em inglês.



#### NELSON REIS

É natural de Petrópolis, RJ (1953) e formado em Geologia pela UFRRJ (6/1977). Atua no Serviço Geológico do Brasil – CPRM há 30 anos, tendo participado de importantes projetos de mapeamento geológico e de pesquisa mineral em Roraima. Sua maior contribuição científica (dos mais de 50 trabalhos publicados como autor) está na estratigrafia do Supergrupo Roraima. Foi coordenador da Folha NA.20-Boa Vista para a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004). Participou dos programas de Zoneamento Ecológico – Econômico Brasil – Venezuela (1999) e Roraima Central (2002). Foi coordenador dos livros "Contribuição à Geologia da Amazônia" (2003) e "Geologia e Recursos Minerais" para o SIG-AM (CPRM, 2006). Ocupou a Gerência de Geologia e Recursos Minerais da CPRM- Manaus por seis anos (2002-2008).

# Itaimbezinho e Fortaleza, RS e SC

Magníficos *canyons* esculpidos nas escarpas Aparados da Serra do planalto vulcânico da Bacia do Paraná

A EXPRESSÃO APARADOS DA SERRA é aplicada, popularmente, ao trecho mais recortado das escarpas basálticas sublitorâneas da Serra Geral, que se situa entre o sudeste do estado de Santa Catarina e o nordeste do estado do Rio Grande do Sul. Para os que querem conhecer a região e procedem do altiplano basáltico ondulado da região posicionada entre as cidades de Gramado e Cambará do Sul, a chegada à beira do planalto equivale ao encontro de inusitados desfiladeiros, caídos para o imenso vazio em direção ao Oceano Atlântico. Ao inverso, para os que vêm da planície litorânea em direção ao continente, o encontro com as vertentes verticais e retilíneas da Serra Geral equivale a um contato visual com a mais extensa muralha rochosa de todo o extenso Planalto Brasileiro. Na visão popular dos primeiros desbravadores, existiu realmente a idéia de que ali a natureza recortou e aparou caprichosamente a pilha de rochas duras da Serra Geral, formando os Aparados da Serra. Para algumas das gargantas estreitas e profundas dos vales que entalham a elevada frente das escarpas foram concedidos nomes locais e híbridos, como Itaimbezinho, designação que deriva da língua tupiguaraní, onde o radical ita representa qualquer tipo de ocorrência de pedras ou rochedos, independentemente de lugar ou escala, somado ao nome *itaimbé* reservado para rebordos rochosos de altiplanos e chapadas, e Fortaleza, que leva este nome pela configuração de suas paredes entalhadas verticalmente na rocha e de formas sinuosas ao longo de sua frente, lembrando uma imensa fortaleza. Estes são dois dos maiores e mais espetaculares acidentes ligados à erosão de talvegue que os muitos cursos de rios obseqüentes regionais efetuaram transversalmente às escarpas basálticas, expondo o ventre rochoso contínuo da extraordinária pilha de rochas vulcânicas datadas do Triássico Superior. Na concepção geral, os Aparados da Serra constituem o mais elevado e imponente sistema de escarpas de todo o território brasileiro, e em tudo que diz respeito às condições geológicas, geomorfológicas e fitogeográficas, tem sido caracterizado como o mais alto degrau tectônico, relicto dos eventos distensivos que se produziram na fachada atlântica, durante o mega-

# **SIGEP 050**

Wilson Wildner<sup>\*1</sup> Vitório Orlandi Filho<sup>\*2</sup> Luís Edmundo Giffoni<sup>\*3</sup>

Itaimbezinho and Fortaleza, States of Rio Grande do Sul and Santa Catarina – Magnific canyons sculpted in the Aparados da Serra scarps of the volcanic plateau of the Paraná Basin

Aparados da Serra is a popular designation to the Serra Geral basaltic escarpment that faces the Atlantic Ocean, in the southeastern part of Santa Catarina and northeastern part of Rio Grande do Sul states. For those who want to visit the basaltic plateau from Gramado to Cambará do Sul towns, the canyons are an unforgettable landscape, and those who come from the flat coastal plain to the continent meet one of the most expressive and longest cliffs in Brazil. Some canyons have a particular name such as Itaimbezinho, that comes from the native Tupi-Guarani language, meaning sharp (imbé) rocks (ita), and Fortaleza, that got its name from the vertical canyon front, that looks like a huge fortress wall. These are two of the biggest escarpments formed on the basaltic rocks that could be visited in the Upper Triassic volcanic sequence. In a broad sense, Aparados da Serra is one of the highest escarpment systems in the Brazilian coastal area. Taking into account the geological conditions, geomorphology and physiographic situatiprocesso de geração do oceano Atlântico e separação do Brasil em relação ao continente Africano. Apenas os basaltos dos morrotes de Torres constituem um documento concreto das deformações mais antigas que atingiram a área situadas a leste dos gigantescos *Aparados*, invocando-se a longevidade do tempo decorrido entre o soerguimento do campo de lavas do Planalto Nordeste do Rio Grande do Sul e os processos erosivos mutantes da era terciária, podendo-se aceitar a idéia de uma generalizada remoção dos antigos testemunhos dos blocos falhados, outrora localizados a leste da escarpa principal.

**Palavras-chave:** vulcanismo; Bacia do Paraná; Aparados da Serra; *Canyon* Itaimbezinho; *Canyon* Fortaleza; Rio Grande do Sul; Santa Catarina

INTRODUÇÃO

Os canyons do Itaimbezinho e Fortaleza constituem a paisagem mais espetacular da região conhecida como Aparados da Serra, situada no rebordo litorâneo da Serra do Mar, extremo sudeste do Brasil, entre os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, onde se deslumbra um formidável conjunto de canyons escavados no platô vulcânico da Serra Geral voltados para a planície litorânea quase mil metros abaixo. Esta denominação deriva da notável feição geomorfológica formada pelo corte abrupto do planalto dos Campos de Cima da Serra, formado por rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, cuja estruturação geológica possibilitou a formação de paredões verticalizados, que por uma extensão de cerca de 250 km mostram uma formidável sucessão de canyons de até 900 metros de altura que se contrapõem à planície do litoral atlântico.

Esta região apresenta aspectos ambientais e infraestrutura qualificados que a transformaram num pólo turístico dos mais procurados do sul do País, abrigando um precioso ecossistema cuja preservação levou à criação de dois Parques Nacionais, o primeiro criado em 1959 - Parque Nacional de Aparados da Serra - e o segundo, criado em 1992 - Parque Nacional da Serra Geral, ambos administrados pelo ICMbio - Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade. Nestas Unidades de Conservação destacam-se os objetivos de preservação da flora e fauna, paisagens naturais e demais recursos bióticos e abióticos associados. A cobertura vegetal predominante é caracterizada pela transição dos *Campos de Cima da Serra* para a *Floresta Pluvial Atlântica*. on, this is one of the most important relicts from the Atlantic splitting that created the South American and African continents. In Torres beach it remains one of the last testimonies of the escarpment retraction and of the faulting system that uplifted the basalts, which regressed due the erosional processes along the geological time, shaping the present sandy coastal line.

**Key words:** volcanism; Paraná Basin; Aparados da Serra; Itaimbezinho Canyon; Fortaleza Canyon; Rio Grande do Sul; Santa Catarina

Esta paisagem de grandes *canyons* e espigões em direção ao litoral estende-se ainda ao norte da região abordada, com admiráveis feições, como no Monte Negro, no município de São José dos Ausentes, que com seus 1.403 metros de altitude constitui o ponto mais elevado do Rio Grande do Sul, prosseguindo até Urubici, em Santa Catarina, onde a Pedra Furada é um deslumbrante espetáculo paisagístico.

#### LOCALIZAÇÃO

Estes Parques Nacionais situam-se na região compreendida entre o nordeste do estado do Rio Grande do Sul e o extremo sul de Santa Catarina, cuja divisa interestadual acha-se definida justamente pela quebra do gradiente topográfico do terreno (Fig.1), abrangendo parte dos municípios de Cambará do Sul e São Francisco de Paula, no Rio Grande do Sul, e Praia Grande e Jacinto Machado, em Santa Catarina.

O Parque Nacional de Aparados da Serra possui uma área de 10.250 ha e abriga o Canyon do Itaimbezinho, o mais visitado desta região, com cerca de 5,8 km de extensão e paredões verticalizados com até 720 metros de profundidade, através dos quais se lança o Arroio Perdizes em uma cascata de cerca de 200 metros. Este parque conta com infra-estrutura disponibilizada pelo ICMbio, incluindo cerca de 8,5 km de trilhas demarcadas e acessíveis com guias credenciados, onde ainda encontra-se o Canyon do Faxinalzinho.

O Parque Nacional da Serra Geral, criado em 1992, possui uma área de cerca de 17.300 ha e abriga o espetacular Canyon Fortaleza, destacando-se outros canyons como o Malacara, Churriado, Josafaz, Índios Coroa-



**Figura 1** - Mapa de localização apresentando os limites do Parque Nacional Aparados da Serra e do Parque Nacional Serra Geral (fonte: IBAMA).

**Figure 1** - Location map showing the limits of the Aparados da Serra National Park and Serra Geral National Park.

dos, Molha Coco, Leão, Pés de Galinha, das Bonecas e Macuco, que se encaixam nesta paisagem constituída por 63 gigantescas escarpas.

O acesso ao *Canyon* Fortaleza se faz a partir de Cambará do Sul por 23 km da rodovia municipal (não pavimentada) CS-08, enquanto o *Canyon* Itaimbezinho dista 18 km de Cambará do Sul pela rodovia CS-360 e cerca de 22 km de Praia Grande - SC, pela rodovia SC-450 e pela mesma CS-360 (percursos não pavimentados).

Cambará do Sul acha-se a cerca de 180 km de Porto Alegre, enquanto Praia Grande acha-se a 21 km da BR-101 e a cerca de 36 km de Torres, na divisa com o Rio grande do Sul.

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

As formas de relevo da região dos Aparados da Serra foram esculpidas em rochas efusivas ácidas da Fácies Palmas da Formação Serra Geral, que nesta posição ocupa o topo da seqüência de derrames. A maior resistência ao intemperismo e a degradação física destas litologias reforçam o processo de regressão da escarpa por queda de blocos, enquanto em áreas onde os processos de dissecação do relevo se desenvolvem em rochas efusivas básicas, predoformas minam mais dissecadas. desenvolvendo um escarpamento mais rebaixado e festonado, gerando um contato gradacional, onde o limite inferior dos basaltos com os sedimentos da Bacia do Paraná se dá através de uma ruptura de declive.

A região dos Aparados da Serra foi objeto de trabalho dos autores em 2004, sob a forma de uma excursão virtual, englobando os aspectos geológicos (http://www.cprm. gov.br/Aparados/index.htm) e turísticos, num roteiro de 21 pontos na região (Wildner *et al.*, 2004).

Os Patamares da Serra Geral correspondem ao prolongamento da região de escarpamento remanescentes do recuo da escarpa, que formaram esporões interfluviais de formas alongadas e irregulares que se estendem sobre as regiões geomorfologicamente mais baixas, especialmente a planície costeira. Alguns destes prolongamentos encontram-se isolados da região dos aparados, formando morros testemunhos residuais como os da região de Torres, Morro do Farol e Pedra da Guarita (Fig. 2).

O controle morfológico do terreno dos Aparados da Serra é dado por um denso sistema de lineamentos tectônicos que seccionam a região, possibilitando o profundo entalhamento do sistema de drenagens, um dos agentes exógenos mais importantes para o desenvolvimento dos paredões rochosos e o conseqüente recuo da escarpa, caracterizando o escarpamento abrupto das vertentes com facetas triangulares e o desenvolvimento de vales em "V" apertados (Figs 3 e 5). De um modo geral o sistema de drenagem e o desenvolvimento do entalhamento dos *canyons* desenvolvem-se segundo três direções fundamentais (Umann, 2001), as quais estão associadas a sistemas de falhamentos e fraturamentos conectados a grandes processos de rompimento da crosta:

**a**- a primeira direção, com características regionais de grande porte, segue um padrão geral N30°-50°W,



**Figura 2** - Ilustração dos principais *canyons* da região. Montagem 3D a partir de imagem de radar do Projeto SRTM (Shuttle Radar Topography Mission) - 2000.

**Figure 2** - Principal canyons of Aparados da Serra region. Bird eyes view based on a radar image of the SRTM Project (Shuttle Radar Topography Mission) - 2000.



**Figura 3** - Imagem de satélite LANDSAT 7 (1999) dos rebordos da Serra Geral e a designação dos principais *canyons*, evidenciando os fraturamentos.

**Figure 3** - LANDSAT 7 satellite image (1999) showing the Serra Geral border and the principal canyons, showing the fracture systems.

acompanhando a direção dos arcos de Rio Grande, São Gabriel e Ponta Grossa, direção esta em que estão posicionados os rios Tainhas, Camisas e o alinhamento principal da abertura do *Canyon* do Itaimbezinho;

> **b**- a segunda acompanha grosseiramente a linha de costa, posicionada entre N10°-30°E, e que provoca profundos entalhamentos que delimitam o planalto com as escarpas do Planalto dos Campos Gerais,

> **c**- um terceiro padrão estrutural de direção N60°-70°E responsável pelo entalhamento do *Canyon* Fortaleza e pelos recortes do Itaimbezinho.

### Canyon do Itaimbezinho

O *Canyon do Itaimbezinho* está localizado entre as cidades de Cambará do Sul e Praia Grande, sendo considerado como o mais famoso dos *canyons* que compõem os *Aparados da Serra*. Estende-se por cerca de 5.800 metros com uma largura máxima de 2.000 metros, onde as paredes rochosas erguem-se a uma altura máxima de 720 metros, cobertas por uma vegetação rasteira e pinheiros nativos sobre o Planalto dos Campos da Serra Geral. Para quem nunca se debruçou à beira de um *canyon*, a sensação é realmente indescritível.

A entrada do Parque situa-se a cerca de 18 km da cidade de Cambará do Sul, pela rodovia RS-360 (em estrada de terra) e cerca de 22 km da cidade de Praia Grande (SC), através das rodovias SC-450 e a mesma RS-360, num belíssimo trajeto em estrada de terra através da borda sul do *Canyon* Malacara, através da Serra do Faxinal.

Os Parques Nacionais dos Aparados da Serra e Serra Geral pertencem ao Rio Grande do Sul e Santa Catarina, visto que a 1 metro abaixo da borda dos *canyons* já é Santa Catarina, sendo que os parques englobam também as encostas, rios e matas abaixo das serras, sendo o visual pela parte de baixo dos *canyons* de rara beleza.

O rio Perdizes desce as paredes rochosas formando a Cascata das Andorinhas e no fundo do *canyon* o Rio do Boi se move preguiçosamente entre as pedras, formando uma série de caprichosas cachoeiras, deslizando para o vizinho Estado de Santa Catarina. São 3 trilhas dentro dos limites do parque:

A Trilha do Vértice - de onde se visualiza a Cascata das Andorinhas (Fig. 4), que caindo de uma altura de 700 metros em direção ao fundo do *canyon*, produz uma névoa antes de atingi-lo. A trilha permite uma ótima vista das cascatas das Andorinhas e Véu da Noiva. Tão impressionante quanto as cascatas é a sensação de caminhar na borda do *canyon*. A trilha começa no Centro de Visitantes (Fig. 5) e em menos de 1 hora pode-se percorrer 1,4 km pelas bordas do *canyon*.

**A Trilha do Cotovelo** - vista imperdível dos paredões do *Canyon* Itaimbezinho. Caminhada fácil por estrada até um mirante com a maior visão geral do *canyon* (Fig. 6), percurso de 6,3 quilômetros que leva em torno de 3 horas.

A Trilha do Rio do Boi - por dentro do abismo, para aqueles que gostam de atividades mais radicais.

Esta trilha é uma caminhada entre os paredões de 700 m que formam o *canyon*, seguindo o leito do Rio do Boi. São 8 km (ida e volta) que podem ser percorridos em 7 horas. Trilha longa, com muitas pedras e diversas travessias do rio do Boi (dependendo do nível do rio a água pode estar acima do joelho), com ótimas piscinas naturais para um banho gelado. É a única via de acesso liberado ao interior dos *canyons*, saindo de sua porção basal, a partir da cidade de Praia Grande.

Na saída do Parque Nacional dos Aparados da Serra pela estrada que passa pelo acesso ao *Canyon* do Itaimbezinho e desce os Aparados da Serra até a localidade de Praia Grande, rodovia RS-360/SC-450 (Fig. 7), a cerca de 27 km de Cambará do Sul e a 15 km de Praia Grande/SC, encontra-se a divisa entre os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Na descida do planalto em direção à planície costeira tem-se uma vista



**Figura 4** - Vista da Trilha do Vértice, com a Cascata das Andorinhas à direita. **Figure 4** - A sight of the Andorinhas Fall(right), seen from the Vértice trek.



**Figura 5** - Vista aérea do Itaimbezinho, mostrando a via de acesso principal à sede do IBAMA (pelo norte) e as trilhas do Vértice (acima, contornando o vértice do *canyon*) e do Cotovelo, se dirigindo para o sul. (foto de Renato Grimm - www.acaserge. org.br/fotos/album04).

**Figure 5** - Itaimbezinho aerial view, showing the main access to the IBA-MA office (north), the Vertice Trek (top, contouring the canyon vertex) and the Cotovelo Trek, towards the south (photo by Renato Grimm www.acaserge.org.br/fotos/album04). fantástica da faixa entre a superfície de cumeeira dos *canyons* no topo da Serra do Faxinal, a 1.007 metros de altitude, e a transição para o nível do mar. A partir deste local descortina-se um espetacular panorama, abrangen-do desde o vale do Rio do Boi (a partir do *Canyon* do Itaimbezinho) até o oceano, avistando-se em dias límpidos a cidade de Torres e o litoral sul de Santa Catarina, descendo sobre os Patamares da Serra Geral. Estes patamares correspondem aos terminais rebaixa-dos da área serrana que avança sobre a Planície Costeira, sendo o que resultou da erosão dos terrenos vulcâni-cos após o recuo da encosta que forma os aparados.

#### Canyon Fortaleza

O *Canyon* Fortaleza (Fig. 8) situa-se a cerca de 23 km da cidade de Cambará do Sul, pela rodovia RS-08 (estrada de terra), apresentando uma altitude máxima de 1.157 metros, com cerca de 7,5 km de extensão e paredões com desnível de até 800 metros.

**Figura 6** - Vista aérea ao longo da trilha do Cotovelo (quebra na direção do *canyon*, ao fundo), evidenciando as grandes linhas de fraturamento ortogonal. (foto de Renato Grimm - www.acaserge.org.br/fotos/album04).

**Figure 6** - Aerial view in the Cotovelo Trek (evidence of the orthogonal fracturing) - photo by Renato Grimm - www.acaserge.org.br/fotos/album04.





**Figura 7** - *Canyons* Índios Coroados (primeiro plano) e Malacara (ao fundo), vistos a partir da descida da Serra do Faxinal pela rodovia SC-450.

Figure 7 - Índios Coroados (first plane) and Malacara (in the distance) canyons, seen from the SC-450 road, in the Serra do Faxinal.

Não há qualquer infra-estrutura turística na área; a Trilha do Mirante (Fig. 9) permite o acesso ao topo do Morro Fortaleza (cerca de 1.700 metros de caminhada a partir do estacionamento de veículos), de onde se pode descortinar cerca de 95% do *canyon* e todo o litoral da região limítrofe entre o Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Outras trilhas permitem o acesso à Pedra do Segredo e à Cascata do Tigre Preto, que com suas três quedas atinge mais de 400 metros de altura.

O *canyon* Fortaleza leva este nome pela configuração de suas paredes, entalhadas verticalmente na rocha e de formas sinuosas ao longo de sua frente, lembrando uma imensa fortaleza que se estende por cerca de 5.800 metros de comprimento, por 2.000 metros de largura e uma profundidade de 800 metros. O ponto culminante na região do *canyon* está a 1.157 metros de altura e em dias límpidos pode-se avistar a linha de praia e a cidade de Torres.

Nas paredes do *Canyon* Fortaleza pode ser identificado um conjunto de 13 derrames vulcânicos, de composição ácida (riolitos - riodacitos), com limites perfei-

tamente tabulares e espessuras que variam entre 15 e 55 metros, com espessura média em torno de 25 metros (Figs. 10 e 11). O limite entre derrames é ressaltado pela presença de horizontes vesiculares junto ao topo e disjunção tabular centimétrica junto à base de cada derrame, o que possibilita um maior aporte de água e o desenvolvimento de um perfil de alteração mais acentuado, possibilitando a instalação de uma vegetação arbustiva mais densa ao longo da linha de contato e o surgimento de quebras de relevo, especialmente nos horizontes superiores entre derrames (Fig. 12). A base do canyon está instalada sobre uma intercalação de derrames ácidos e básicos, passando para um pacote essencialmente de basaltos pertencentes à Fácies Gramado. Esta diferença composicional também está caracterizada na transição geomorfológica entre a região do planalto dos Campos de Cima da Serra (Campos Gerais) e os Patamares da Serra Geral, onde predominam basaltos até o limite inferior onde afloram as rochas sedimentares da Formação Botucatu, já a uma cota inferior aos 100 metros.





**Figura 9 -** Ao fundo, a escarpa que leva ao topo do Morro Fortaleza (1.157 m de altitude) pela Trilha do Mirante.

**Figure 9** - At distance, the scarp that leads to the summit (1.157 m), by the Mirante Trek.

**Figura 8 -** Vista aérea do *Canyon* Fortaleza, cujo pico está à direita ao fundo. Em último plano, o oceano (foto de Renato Grimm www.acaserge.org.br/fotos/album01).

Figure 8 - Aerial view of the Fortaleza canyon, with the summit at right. The ocean is at background (photo by Renato Grimm www.acaserge.org.br/fotos/album01).





**Figuras 10 e 11** - Fotomontagem da vista do *Canyon* Fortaleza a caminho do Mirante (acima) e diagrama (abaixo) destacando em tracejado as estruturas que demarcam a seqüência de 13 derrames ácidos ali aflorantes.

**Figures 10 e 11** - Sight of the Fortaleza Canyon where the access road to the Park and its parking lot can be seen. On the diagram the structures in red mark the limits between the 13 acid flows that compose the canyon.

**Figura 12** (abaixo) - Representação esquemática da estruturação dos derrames da Bacia do Paraná.

**Figure 12** (below) - Schematic representation of the flow structures from Bacia do Paraná volcanism.



## GEOLOGIA DA REGIÃO DOS CANYONS

#### Posicionamento Geológico da Região

A Bacia do Paraná-Etendeka, designação geológica da estrutura sobre a qual posiciona-se a região dos Aparados da Serra, recobre toda a porção centro-oriental da América do Sul, estendendo-se até o noroeste da Namíbia, oeste do Continente Africano. Estas áreas apresentam características geológicas semelhantes nos dois continentes, sendo um dos argumentos utilizados como indicador da presença de um continente único, existente antes da abertura do Oceano Atlântico e da deriva continental, que foi denominado como *Gondwana*, cuja fragmentação iniciou-se ao redor de 120 Ma (milhões de anos) atrás.

A ruptura e separação do Gondwana durante o Cretáceo Inferior foi acompanhada por um expressivo

evento vulcânico, o qual recobriu com derrames de lavas a porção centro-sul da América do Sul e o noroeste da Namíbia. Um extensivo magmatismo ao longo das margens recém criadas gerou, entre outras feições, o Platô de Abutment e as cadeias vulcânicas de Walvis Ridge e Rio Grande (Gladczenko et al., 1997 -Fig.13), as quais constituem o traço fóssil da migração dos "fragmentos" do Continente Gondwânico. Este evento, responsável pela geração da Província Paraná - Etendeka, uma das maiores províncias vulcânicas de basaltos de platô (LIPs) do planeta, está relacionado no tempo e espaço com a fragmentação do oeste gondwânico e, mais especificamente, com a geração e extração de magmas relacionado à dinâmica mantélica da pluma de Tristão da Cunha (Hawkesworth et al., 1992; O'Connor & Duncan, 1990; Gallagher & Hawkesworth, 1994).
Testemunhos desta separação entre os continentes estão presentes tanto na Bacia do Paraná quanto na de Etendeka, dos quais abordaremos apenas aqueles relacionados aos episódios finais do preenchimento destas bacias e suas conexões com o rompimento do supercontinente *Gondwana*, especialmente no que diz respeito ao Vulcanismo Serra Geral, um dos maiores eventos vulcânicos ocorridos no planeta e que são o substrato geológico da região dos Aparados da Serra.

A Bacia do Paraná corresponde à porção Sul-Americana desta grande entidade geológica, cuja evolução pode ser entendida em quatro grandes episódios (Almeida, 1981), cada um sendo característico de um ciclo tectono-sedimentar completo (Sloss, 1963). Os dois primeiros ciclos relacionados à sedimentação em uma bacia sinforme subsidente, e os dois últimos correspondendo a fases de soerguimento e extrusão de grande quantidade de lavas toleíticas relacionadas ao intumescimento da crosta ocorrido ao redor de 135 - 120 Ma (milhões de anos) atrás.

Cerca de 730.000 km<sup>2</sup> da parcela brasileira da Bacia do Paraná estão recobertos pela Formação Botucatu e pelos derrames relacionados às lavas toleíticas do Magmatismo Serra Geral, correspondentes às fases finais de preenchimento desta bacia, porção que atinge cerca de 1.700 metros de espessura junto ao seu depocentro, posicionado no oeste do estado do Paraná (Milani *et al.*, 1998).

A designação de Formação Serra Geral (White, 1908), refere-se à província magmática relacionada aos derrames e intrusivas que recobrem a Bacia do Paraná (Melfi *et al.*, 1988), abrangendo toda a região centro-sul do Brasil e estendendo-se ao longo das fronteiras do Paraguai, Uruguai e Argentina. Esta unidade está constituída dominantemente por basaltos e basalto-andesitos de filiação toleítica que constituem cerca de 95% da área recoberta por rochas vulcânicas da bacia, os quais contrastam com cerca de 5% de lavas riolíticas a riodacíticas aflorantes nos contrafortes da Serra Geral, especialmente na região dos Aparados da Serra, caracterizando uma associação litológica bimodal (basalto - riolito).

#### História Evolutiva dos Canyons

A escarpa da Serra Geral é, sem dúvida, um dos mais imponentes acidentes geomorfológicos do sul do Brasil, e a sua origem e seus magníficos *canyons* constituem um capítulo da geologia ainda pouco conhecido do público, que sempre causou curiosidade nas pessoas que visitam estas majestosas esculturas geológicas.

Para uma melhor compreensão de como se formou este escarpamento da Serra Geral e os grandes *canyons* 



Figura 13 - Os continentes e as cadeias no assoalho atlântico (Gladczenco *et al*, 1997).

Figure 13 - The continents and the mountain chains on the Atlantic floor (Gladczenco et al., 1997).

associados, é importante voltarmos cerca de 225 milhões de anos atrás, ao período geológico denominado Permiano, quando os atuais continentes ainda estavam unidos e formavam um supercontinente denominado PANGEA, que mais tarde viria a se subdividir em dois grandes blocos denominados como EURÁSIA e GONDWANA.

Como conseqüência do processo dinâmico da crosta terrestre regido pelas regras da tectônica de placas, em um período de aproximadamente 135-110 milhões de anos, o supercontinente Gondwana começou a fragmentar-se. Esta fragmentação foi acompanhada de um amplo soerguimento de toda a borda leste do recém criado continente da América do Sul e da borda oeste da África (Fig. 14), fazendo com que os derrames vulcânicos e as rochas subjacentes fossem alçadas, formando o que posteriormente denominou-se de Serra Geral e Serra do Mar, no continente sul americano.

Na continuação do processo, a América do Sul foi progressivamente se separando da África e a América do Norte da Europa, dando origem ao Oceano Atlântico e à Cadeia Mesoceânica, formada por derrames vulcânicos submarinos. A semelhança morfológica entre as costas do Brasil e da África fez com que, em 1912, Alfred Wegener elaborasse a teoria da deriva continental, comprovando, através de evidências geológicas e paleontológicas, que a África, a América do Sul, a Austrália e a Índia faziam parte de um supercontintente denominado Gondwana.

A fachada atlântica do litoral dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina tem sua história definida a partir da fase de intensas movimentações tectônicas ocorridas durante o Cretáceo, período durante o qual, à medida em que o Oceano Atlântico ia aumentando de tamanho e a Cadeia Mesoceânica se consubstanciando, potentes falhamentos paralelos à costa faziam com que enormes pedaços da recém formada escarpa da Serra Geral afundassem nas águas do Oceano Atlântico. Este processo de falhamentos escalonados em forma de escada, onde os degraus descem em direção ao mar, é o responsável pela existência de restos da escarpa original em diversas cotas topográficas da plataforma atlântica. A associação entre a tectônica de placas e os processos de erosão e flutuações do nível do mar que ocorreram posteriormente são os responsáveis pela atual distância entre os contrafortes da Serra Geral e as zonas de praias do Oceano Atlântico.

Uma vez formada a escarpa da Serra Geral, as diferenças de composição entre derrames de basalto e riolito, as distintas velocidades de alteração entre rochas de diferentes composições, os profundos fraturamentos existentes e a atuação dos processos de erosão fluvial através dos tempos, foram lentamente esculpindo a paisagem, resultando na atual morfologia dos Aparados da Serra e seus *canyons*.

Fator preponderante no desenvolvimento dos *canyons* é a presença de descontinuidades tectônicas,



**Figura 14** - Esquema mostrando o adelgaçamento da crosta e separação das massas continentais (adaptado de Topinka, USGS/CVO, http://vulcan.wr.usgs.gov/Glossary/ – in Geologic Time Scale/Triassic - The Break-up of the Continent Pangea.

**Figure 14** - Sketch showing the crustal thinning and the continental drift (adapted from Topinka, USGS/CVO, http://vulcan.wr.usgs.gov/Glossary/ – in Geologic Time Scale/Triassic –The Break-up of the continent Pangea).

onde a orientação dos principais *canyons* coincide com as principais direções de fraturas existentes nas rochas vulcânicas da região. Como estas falhas e fraturas são zonas de fraqueza, onde existe uma maior percolação de água, controlando a localização dos cursos de água e facilitando a erosão vertical, admite-se que estas fendas tenham exercido um papel preponderante na formação e localização destas estruturas.

Já nas eras geológicas denominadas Terciário e Quaternário, os sedimentos que provinham da erosão da escarpa da Serra Geral foram depositados no fundo do Oceano Atlântico, formando espessos pacotes e franjas sedimentares ao longo da plataforma continental. O mar avançava e recuava sobre o continente, através de transgressões e regressões alternadas, modelando progressivamente o litoral do Rio Grande do Sul e Santa Catarina até o seu estágio atual. Foi nestas eras que um sistema de grandes barreiras marinhas formou-se no litoral destes estados, aprisionando um grande volume de água salgada, que posteriormente deu origem a um colar de lagoas e lagunas que se distribuem por todo litoral do Rio Grande do Sul e parte de Santa Catarina, chegando à sua forma atual. Como sabemos, os processos geológicos são dinâmicos e mutáveis ao longo do tempo, e por isto a costa atlântica continua numa lenta e progressiva sucessão de modificações, só perceptíveis após longos períodos geológicos.

Ao término de sua formação, o Planalto Basáltico do Nordeste do Rio Grande do Sul resultou em um dorso geral com inclinações para oeste, sudoeste e sul, entalhado por um leque de rios de tipo conseqüente.

Durante o processo de soerguimento do edifício principal, formado pelo conjunto de derrames, aconteceram encaixamentos importantes dos rios que se dirigiam para oeste (rio Pelotas), rios que se dirigiam para o sul (afluentes da margem esquerda do rio Jacuí), enquanto os pequenos cursos que se dirigiam para leste tiveram dificuldades para sua migração, festonando os aparados e entalhando *canyons* curtos e profundos em setores específicos das escarpas. Do lado continental o encaixamento dos rios, como o Pelotas e o Antas, refletiram os estímulos sucessivos de uma hipergênese que atuou por diversos ressaltos durante o decorrer da era terciária, fato que compartimentou o planalto basáltico e criou as magníficas paisagens na Serra Gaúcha.

### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Os *canyons* do Itaimbezinho e Fortaleza acham-se em áreas demarcadas como PARQUE NACIONAL, administrados pelo ICMbio e sujeitos a uma legislação específica. Os Parques Nacionais são áreas geográficas delimitadas, dotadas de atributos naturais excepcionais e de preservação permanente, destinados a fins científicos, culturais, educacionais e recreativos, criados com a finalidade de resguardar características especiais como paisagens de extraordinária beleza, espécies de flora e de fauna raros, em perigo ou ameaçados de extinção, constituindo-se em bens da União.

O Parque Nacional de Aparados da Serra, onde se encontra o Itaimbezinho, é o mais antigo, tendo sido criado como tal em 1959, sobre área já protegida por decreto estadual de 1957, tendo sido ampliado em 1972. Possui Plano de Manejo desde 1984, que previa sua expansão de modo a englobar novas áreas (*canyons* Fortaleza, Malacara, Churriado e outros), que vieram a constituir o Parque Nacional da Serra Geral, criado em 1992.

No Itaimbezinho o IBAMA implantou o ICMbio e mantém uma infra-estrutura administrativa do Parque Aparados da Serra, contando com Portaria, Centro de Visitantes e serviços administrativos de apoio. Há um horário específico de abertura do Parque (ingresso pago), o qual permanece fechado em determinados dias da semana por questões conservacionistas e administrativas. São disponíveis guias particulares para acompanhamento nas trilhas liberadas para visitação. Na parte baixa do parque há muita pressão antrópica, como a invasão do parque para caça, retirada de madeira, plantio e criação de gado. A situação fundiária permanece apenas parcialmente regularizada (58%), restando ainda superficiários interagindo na área de preservação (http://www2.ibama. gov.br/unidades/parques/reuc/65.htm).

No *Canyon* Fortaleza, área do Parque Nacional da Serra Geral, a situação é mais precária, contando apenas com a infra-estrutura de uma guarita que regula a entrada (gratuita) e coíbe atividades não permitidas, como acampamento, fogueiras e trilhas não autorizadas. Os problemas mais freqüentes dizem respeito a atividades de caça, incêndios e desmatamento. A situação fundiária não está regularizada.(http://www2.ibama.gov.br/unidades/parques/reuc/67.htm).

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, F.F.M. 1981. Síntese sobre a tectônica da Bacia do Paraná. *In:* SBG, Simp. Reg. Geol., 3, *Atas*, 1:1-20.
- Gallagher,K.; Hawkesworth,C.J. 1994. Mantle plumes, continental magmatism and asymmetry in the South Atlantic. *Earth Plan. Sci. Letters*, **123**:105-117.
- Gladczenko, T.P.; Hinz, K.; Eldhoim, O.; Meyer, H.; Neben, S.; Skogseid, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *J. Geol. Soc. London*, **154**:465-470.

Hawkesworth, C.J.; Gallagher, L.A.; Kirstein, M.S.M.; Mantovani, D.W.; Peate, O.; Turner, S.P. 1992. Tectonic controls on magmatism associated with continental breakup: an example from the Paraná-Etendeka province. *Earth Plan. Sci. Letters*, **179**:335-349.

IBAMA http://www.ibama.gov.br/

- Melffi,A.J.; Piccirillo,E.M.; Nardi,A.J.R. 1988. Geological and magmatic aspects of the Parana basin : and introduction. *In:* Piccirillo,E.M.; Melffi,A.J. (eds.) *The Mesozoic Flood Volcanism of the Paraná Basin*: petrogenetic and geophysical aspects. USP, São Paulo; pp.1-14.
- Milani, E.J.; Faccini, U.F.; Scherer, C.M.; Araújo, L.M.; Cupertino, J.A. 1998. Sequences and stratigraphic hierarchy of the Paraná Basin (Ordovician to Cretaceous), southern Brazil. *Boletim IG USP*, Série Científica, **29:**125-173.
- O'Connor, J.M.; Duncan, R.A. 1990. Evolution of the Walvis Ridge and Rio Grande Rise hotspot system : implications for África and South América plate motions over plumes. *J. of Geophys. Research*, **95**:17475-17502.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (*Coords.*) 1982. Geologia do Brasil : texto explicativo do mapa geológico do Brasil e área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000. DNPM, Brasília. pp. 321.

- Sloss, L.L. 1963. Sequence in the Cratonic interior of North America. *Geol. Soc. of America Bull.*, **74**:93-114.
- Umann, L.V. 2001. *Vulcanismo ácido da Formação Serra Geral da Região de Cambará do Sul, RS*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 1 v.
- White, I.C. 1908. *Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil*. DNPM, Riode Janeiro, pp.301-617. (Edição Fac-similar de 1988)
- Wildner, W.; Orlandi F°., V.; Giffoni, L.E. 2004. *Excursão Virtual aos Aparados da Serra, RS/SC* : aspectos geológicos e turísticos cânions do Itaimbezinho e Fortaleza. Disponível em: < http://www.cprm.gov.br/Aparados/ index.htm>
  - (\*) CPRM Serviço Geológico do Brasil <sup>1</sup> wwildner@pa.cprm.gov.br
  - <sup>2</sup> vitorio@pa.cprm.gov.br
  - <sup>3</sup> In memoriam
  - Trabalho divulgado no site da
     SIGEP <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>,

em 01/07/2006, também com versão em inglês.



#### WILSON WILDNER

Graduado em Geologia pela UNISINOS (1977), mestrado em Geociências pela UFRGS (1991), doutorado em Geociências pela UFRGS (1999) e pós-doc no Institut für Mineralogie und Kristallchemie (Stuttgart - RFA). Geólogo da CPRM - Serviço Geológico do Brasil e professor nas áreas de petrologia e geoquímica no departamento de geologia da UNISINOS. Trabalha com ênfase em petrologia, geoquímica e metalogenia de seqüências vulcano-sedimentares e prospecção de depósitos de Cu-Ni (EGP). Atua fundamentalmente nos seguintes temas: magmatismo, estratigrafia e petrologia do Magmatismo da Serra Geral; vulcano-plutonismo Neoproterozóico relacionado à Bacia do Camaquã, e identificação de texturas e estruturas relacionadas a terrenos vulcano e metavulcano-sedimentares.



## VITÓRIO ORLANDI FILHO

Geólogo (UFRGS-1967) - Especialização em sensoriamento remoto e fotointerpretação no Panamá e Estados Unidos. De 1970 a 2007 exerceu suas atividades junto ao Serviço Geológico do Brasil, onde desenvolveu projetos ligados ao mapeamento geológico regional, prospecção mineral e gestão territorial. Em 2006 participou da elaboração do Mapa de Geodiversidade do Brasil – CPRM.



#### LUÍS EDMUNDO GIFFONI (In memoriam)

Formado em 1966 pela Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, iniciou a carreira no 1° Distrito do DNPM, em Porto Alegre, em atividades de mapeamento geológico nos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina e, posteriormente, no 5° Distrito, em Manaus. Passou a trabalhar na CPRM em Belém em 1970, a partir de sua criação, em atividades de gerenciamento técnico e administrativo, tendo se transferido posteriormente para o Escritório do Rio de Janeiro desta empresa. Desde 1975 sediado na Superintendência Regional da CPRM em Porto Alegre, onde foi Coordenador de Recursos Minerais, Superintendente Regional e, ultimamente, Supervisor da Área de Informática, com atividades voltadas especialmente para a coordenação da editoração eletrônica de relatórios técnicos. Luís Edmundo Giffoni faleceu em 21/8/2009.

# *Canyon* do Talhado, Região de Porteirinha, Norte de Minas Gerais

Notável feição geomorfológica de travessia completa da Serra do Espinhaço

## SIGEP 128

Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves<sup>1</sup> Leila Benitez<sup>2</sup> Kerley Wanderson Andrade<sup>2</sup> Marcos Aurélio Sartori<sup>3</sup>

O CANYON DO TALHADO localiza-se na Serra do Espinhaço a leste de Porteirinha, no extremo norte de Minas Gerais. Constitui uma feição geomorfológica esculpida inteiramente nos metassedimentos do Supergrupo Espinhaço, composto na região pelas unidades informais de mapeamento: Mato Verde, Talhado, Gerais de Santana, Resplandecente e Serra Nova. Essa sequência, depositada em uma bacia do tipo rifte, foi deformada durante o Ciclo Brasiliano (Neoproterozóico), gerando dobras e falhas em diversas escalas. O canyon instalou-se no Rio Mosquito, ao longo de falha normal, com direção leste-oeste, que afeta inclusive rochas do Embasamento Cristalino a oeste da serra. Essa estrutura é da maior importância por ser a única passagem natural que corta o Espinhaço de lado-a-lado em Minas Gerais. Além dos aspectos geológicos e paisagísticos envolvidos, destaca-se ainda sua importância social, pois tem servido secularmente de passagem para viajantes e tropas de burros entre as margens oeste (municípios de Porteirinha e Serranópolis de Minas) e leste (município de Rio Pardo de Minas) do espigão serrano. Atualmente, o desfiladeiro está inserido em Área de Proteção Ambiental e, assim, o ecoturismo deverá ser estimulado no sentido de divulgar essa feição geomorfológica de caráter tão peculiar bem como a seção estratigráfica do Espinhaço aí exposta.

**Palavras-chave:** *Canyon* do Talhado; Serra do Espinhaço; Porteirinha; Minas Gerais

Talhado Canyon, Porteirinha Region, Northern of Minas Gerais State – Outstanding Geomorphic Feature of a Complete Traverse of the Espinhaço Range

The Talhado Canyon is located in Espinhaço Range, eastern of Porteirinha town, extreme northern of Minas Gerais State. It constitutes a geomorphological feature sculpted completely in the metasediments of Espinhaço Supergroup, which is composed in the region by five informal mapping unities: Mato Verde, Talhado, Gerais de Santana, Resplandecente and Serra Nova, This sequence was deposited in a rift type basin and was deformed during the Brasiliano Cycle (Neoproterozoic), developing folds and faults on several scales. The canyon was installed in the Mosquito river, along a normal east-west fault which also affects the rocks of the Basal Complex, in the west of the range. This structure has great importance because is the unique natural passage that cuts side by side the Espinhaço Range in Minas Gerais. Besides the geological and landscape aspects involved, it has also social importance, once it has served secularly as a passage to travelers and troops of donkeys between the west (Porteirinha and Serranópolis de Minas counties) and the east (Rio Pardo de Minas county). Nowadays the canyon is inserted in an environmental protection area and so the ecotourism should be stimulated to turn public this outstanding geomorphological feature and the stratigraphic section of the Espinhaço there exposed.

**Key words:** Talhado canyon; Espinhaço Range; Porteirinha town; Minas Gerais

## INTRODUÇÃO

A Serra do Espinhaço, assim batizada originalmente pelo barão de origem alemã Wilhelm von Eschwege, constitui uma longa faixa linear nortesul que inicia a leste de Belo Horizonte (MG), desenvolve-se para o norte, margeando o Cráton São Francisco, e adentra o Estado da Bahia, bifurcando-se em vários segmentos até a região limítrofe com o Piauí. Nesse longo percurso, a largura do espigão serrano é extremamente variável. Em Minas Gerais, tal largura varia de 60-80 km, como no paralelo de Diamantina, até pouco mais que 3 km ao norte de Grão Mogol. A leste de Porteirinha, no extremo norte do Estado, embora a largura da serra seja consideravelmente maior (~8 km) que a última mencionada, existe uma passagem natural, única em Minas Gerais, que atravessa o Espinhaço de lado a lado, conhecida apropriadamente como "Talhado". Essa marcante feição estrutural (Fig. 1), geomorfologicamente designada de *canyon* ou desfiladeiro do Talhado, é da maior importância, não somente em termos geológicos e paisagísticos como, também, em termos históricos, comerciais e sociais visto que tem unido, secularmente, as populações de ambas as bordas da serra. Assim, apresenta-se tal *canyon* como um sítio geológico brasileiro a ser preservado por sua importância histórica, sua peculiaridade geológica e por sua beleza paisagística.



**Figura 1** - Vista de oeste para leste da entrada do *Canyon* do Talhado, destacando a muralha dos quartzitos do Supergrupo Espinhao na parte oeste do espigão serrano. Em baixo à direita, trecho inicial a oeste do corte dado pelo *canyon* e a vegetação exuberante ainda preservada no interior dessa feição estrutural.

**Figure 1** - View from west to east of the Talhado Canyon entrance, detaching the wall of the Espinhaço Supergroup quartzites in the west part of the range. At the botton right, initial stretch west of the cut given for canyon and the exuberant vegetation still preserved in the interior of this structural feature.

## LOCALIZAÇÃO

A cidade de Porteirinha está localizada a cerca de 595 km de Belo Horizonte, no extremo norte de Minas Gerais (Fig. 2). O acesso à mesma se faz desde a capital mineira inteiramente por asfalto, inicialmente pela Rodovia BR-040 (Rio-Brasília) até o entroncamento de São José da Lagoa, depois de Paraopeba, guando se toma a BR-135 passando por Curvelo, Buenópolis e Bocaiúva, até alcançar Montes Claros. Daí, toma-se a BR-251 em pequeno trecho (32 km) e depois a MG-122 (à esquerda) passando por Janaúba até se alcançar Porteirinha. O acesso ao recém-emancipado município de Serranópolis de Minas, onde se insere o Canyon do Talhado, é feito por estrada encascalhada com 21 km de extensão; o começo do desfiladeiro encontra-se a cerca de 5 km a leste dessa cidade (42°48'W -15°49'S).

### **BREVE HISTÓRICO**

Os primeiros habitantes da região de Porteirinha foram aventureiros em busca de ouro, no início do século XVIII. Eles não tiveram grande sucesso em tal empreitada; entretanto, tornaram-se proprietários de enormes extensões de terras e designaram o arraial principal, localizado às margens do Rio Mosquito, de São Joaquim da Porteirinha. O município de Porteirinha foi criado em 1937, a partir de desmembramento do território de Grão Mogol. Bem mais recente, o então distrito de Serranópolis foi emancipado de Porteirinha em 1997, com o novo nome de Serranópolis de Minas. Sendo região em geral bastante pobre, o Canyon do Talhado tem servido por séculos como passagem natural a pé ou de tropas de burros com mantimentos entre Porteirinha (e Serranópolis de Minas) e a borda leste da Serra do Espinhaço, ligando estas cidades aos vilarejos de Nova Aurora, Rio Peixe Bravo, Curralinho e diversos outros, pertencentes ao município de Rio Pardo de Minas.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A Serra do Espinhaço no extremo norte de Minas Gerais em geral ainda é pouco conhecida em termos geológicos. Os primeiros estudos específicos sobre a região são devidos a Schobbenhaus (1971, 1972), que levantou longo trecho da serra entre Porteirinha e Monte Azul, já na divisa com a Bahia. No final da década de 1970, o Projeto Porteirinha - Monte Azul, do convênio DNPM/CPRM,



**Figura 2 -** Mapa de localização e acesso à região de Porteirinha – Serranópolis de Minas (MG).

**Figure 2** - Location map and access to Porteirinha – Serranópolis de Minas region (State of Minas Gerais).

mapeou em escala de semi-detalhe a mesma região, entretanto tinha como alvo principal a borda oeste da serra e seus recursos minerais (Drumond *et al.*, 1980). Na década de 1990, o Projeto Espinhaço (COMIG/UFMG) teve por fim levantar e integrar os dados de toda a serra homônima em Minas Gerais na escala de 1:100.000, estando a área do presente trabalho inclusa na Folha Rio Pardo de Minas de tal projeto (Roque *et al.*, 1996). Atualmente, a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço na região é alvo de estudos detalhados (resultados preliminares em Chaves *et al.*, 2005).

## CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

A região de Porteirinha – Serranópolis de Minas, a oeste da Serra do Espinhaço, segundo Mauro *et al.* (1982) está inserida na área de "Planalto das Bordas do

Espinhaço" o qual, por sua vez, está incluído no "Domínio dos Planaltos Cristalinos". Esses planaltos constituem faixas de transição entre unidades situadas em diferentes níveis topográficos, formando um patamar topográfico entre a serra e as áreas mais baixas. O clima é tropical semi-árido a árido e a cobertura vegetal integra diferentes tipos, onde predominam espécies de savana e de floresta estacional. Em geral, o relevo mostra-se bastante dissecado, com o desenvolvimento de uma intensa rede de drenagem, principalmente a oeste da serra no domínio do Embasamento Cristalino. Na zona serrana, o "Planalto do Espinhaço" apresenta degraus esculpidos em rochas quartzíticas, com altitudes que variam entre 700 e 900 m, ocorrendo cristas que se elevam até 1.465 m.

Segundo King (1956), tais degraus correspondem a diferentes superfícies de aplainamento. A oeste da serra, a superfície nivelada entre 600-700 m integra a "Superfície Velhas", enquanto os patamares serranos entre 850-950 m e 1200-1300 compõem distintas superfícies desenvolvidas na zona serrana representadas, respectivamente, pelas superfícies "Sul Americana" e "Pós-Gondwana", do mesmo autor. As cristas elevadas se condicionam pela estrutura do Espinhaço, com padrão marcado por falhas e basculamentos, responsável pela formação de feições no relevo caracterizadas por vales em canyon e escarpas agudas. No mesmo contexto, o Supergrupo Espinhaço possui na base derrames de lavas e intrusões (Unidade Mato Verde), com variações na composição litológica e de resistência à erosão, que resultam em cristas alongadas que ressaltam a existência de dobras sinclinais, anticlinais e estruturas intrusivas de aspecto circular. Os vales maiores, de direção norte-sul, foram entalhados em rochas mais suscetíveis à erosão como filitos, quartzitos friáveis e metaconglomerados (Unidade Gerais de Santana), enquanto as cristas são sustentadas por quartzitos.

Os terrenos metamórficos foram soerguidos a partir de epirogênese cretácica, e as falhas existentes são reativações de antigas linhas herdadas do Pré-Cambriano. Considera-se, assim, que as superfícies de aplainamento que ocorreram a partir de tal soerguimento são o resultado da ação de processos morfogenéticos truncando diferentes litologias e/ou estruturas superimpostas. Assim, a feição conhecida como "Talhado" representa um *canyon* esculpido pelo Rio Mosquito ao longo de uma falha normal que corta as diversas unidades do Supergrupo Espinhaço (Fig.3). As escarpas do *canyon* exibem estruturas superimpostas às rochas, como dobras e falhas de pequeno rejeito. Variações altimétricas que definem os diferentes degraus são bem perceptíveis ao longo do trajeto do Rio Mosquito. Nos planos mais elevados, observa-se uma paisagem de cristas ruiniformes, bem como a presença de grandes matacões isolados.



**Figura 3 -** Imagem do satélite Landsat 7/TM+, onde se vê na parte central o corte leste-oeste na Serra do Espinhaço dado pelo Desfiladeiro do Talhado ao longo do Rio Mosquito (Fonte: www.embrapa.gov.br, 2004, Brasil Visto do Espaço).

**Figure 3** - Landsat 7/TM+ satellite image where can be view in their central part the cut east-west in the Serra do Espinhaço given for the canyon throughout the Mosquito river (Source: www.embrapa.gov.br, 2004, Brazil Seen of the Space).

O desenvolvimento do Canyon do Talhado ao longo do tempo geológico associa-se aos diferentes estágios da evolução geomorfológica anteriormente relatados. O Rio Mosquito pertence à bacia do Rio São Francisco e tem suas nascentes em 1.300m de altitude, na área das "Gerais de Santana", percorrendo cerca de 10 km no sentido norte-sul em vale intra-serrano. Depois disso, faz um cotovelo de 90° para tomar o sentido leste-oeste vindo a desenvolver o canvon. Sugere-se que os processos de soerguimento epirogenético que levaram à formação do modelado serrano, tenham sido mais intensos ou mesmo submetidos a reativações posteriores a leste da serra, na zona de contato do Supergrupo Espinhaço com o Grupo Macaúbas. A porção norte-sul do rio provavelmente corria para leste, em direção ao vale do Rio Pardo (cerca de 700 m separam as duas bacias). O soerguimento citado ocasionou a captura do rio pelo braço leste-oeste e, com isto, permitiu o incremento erosional ao longo da falha que originou o canyon.

## **GEOLOGIA**

Na margem oeste da serra, o Supergrupo Espinhaço recobre em discordância angular e erosiva profunda, rochas graníticas e gnáissicas arqueanas do Complexo Basal, enquanto a leste o pacote quartzítico serrano é sobreposto concordantemente pelo Grupo Macaúbas. A extensão lateral da Serra do Espinhaço, que na região diamantífera de Grão Mogol (ao sul) varia em torno de 3-7 km (Chaves *et al.*, 1999), na área enfocada aumenta para cerca de 8-10 km. Este alargamento, deve-se provavelmente ao incremento de espessura da pilha (vulcano)sedimentar, tendo em vista que a mesma aumenta de 300 m para algo em torno de 1.000 m, considerando-se essas duas áreas.



**Figura 4 -** Geologia da Serra do Espinhaço na região de Serranópolis de Minas, a leste de Porteirinha (MG).

**Figure 4** - Geology of the Serra do Espinhaço in Serranópolis de Minas region, eastern of Porteirinha town (State of Minas Gerais).

Na região são reconhecidas (Chaves *et al.*, 2005) cinco unidades informais de mapeamento, orientadas N-S, que integram o Grupo Diamantina (Figs. 4 e 5), Supergrupo Espinhaço da base para o topo: Mato Verde, Talhado, Gerais de Santana, Resplandecente e Serra Nova. Estudos adicionais encontram-se em curso, para formalizar tais seqüências e propor correlações estratigráficas com unidades estratigráficas que afloram ao sul (Grão Mogol-Itacambira) e ao norte (extremo meridional da Bahia).



**Figura 5 -** Coluna estratigráfica proposta para o Supergrupo Espinhaço na área atravessada pelo *Canyon* do Talhado.

**Figure 5** - Stratigraphic section proposed to the Espinhaço Suprgroup in the area cut by the Talhado Canyon.

## **Unidade Mato Verde**

A Unidade Mato Verde inclui metavulcanitos e metaconglomerados associados, ocorrendo com maior expressão a leste de Mato Verde, ao norte de Porteirinha. A unidade estende-se na borda oeste da serra desde o extremo norte da região estudada (Fig. 4), onde possui maior espessura (»50 m), acunhando daí para sul até cruzar o Rio Mosquito, onde desaparece e as unidades

estratigráficas superiores (Talhado e Gerais de Santana) passam a constituir a base do supergrupo. No *Canyon* do Talhado, possui somente uns poucos metros de espessura, entretanto, em direção a norte apresenta-se mais espessa e subdividida em dois níveis:

- o nível basal é constituído de metaconglomerados polimíticos (e xistos arcosianos associados), com clastos de gnaisses, migmatitos e rochas metabásicas alteradas, além de quartzos de veio; os primeiros atingem as maiores dimensões, com até cerca de 25 cm de diâmetro. Em geral, tais clastos variam de angulosos a sub-arredondados (os de quartzo são preferencialmente sub-arredondados). A matriz é filítica ou xistosa, de tons cinza, rica em óxidos de ferro;

- o nível superior inclui rochas vulcânicas ácidas e intermediárias (riolitos, dacitos e riodacitos) piroclásticas (lavas andesíticas e rochas tufáceas intercaladas), menos abundantes, associadas.

## **Unidade Talhado**

A Unidade Talhado, composta por quartzitos finos e puros, às vezes micáceos, com pequenas intercalações de filito e quartzito ferruginoso, ocorre sobre as metavulcânicas Mato Verde ou, como a sudeste de Serranópolis de Minas, diretamente sobre o Embasamento Cristalino. Tal denominação foi proposta em alusão ao canyon do Talhado, pois se destaca no início do corte no Rio Mosquito a oeste da serra. Em termos geomorfológicos, os quartzitos constituem cristas alongadas, delimitadas por vales paralelos à estruturação regional do conjunto serrano. Esses litotipos têm por característica marcante a presença de pacotes métricos maciços, separados por horizontes ricos em marcas onduladas (Fig. 6). As principais estruturas sedimentares são marcas de ondas de oscilação e, subordinadamente, estratificações cruzadas planares de pequeno porte com terminações



**Figura 6 -** Marcas onduladas de oscilação que separam no topo bancos distintos da Unidade Talhado, aflorando na parte inicial a oeste do *Canyon* do Talhado, às margens do rio Mosquito.

**Figure 6** - Ripple marks of oscillation that separate in the top distinct levels of the Talhado Unit, outcropping in the initial west part of the Talhado Canyon, in the Mosquito river wedges.

assintóticas na base; observou-se que as marcas de ondas tornam-se mais abundantes na parte superior da seqüência, determinando, assim, um adelgaçamento diastêmico das camadas para o topo. A espessura estimada da unidade oscila entre 350-400 m. As rochas e estruturas sedimentares presentes, indicam ambiente litorâneo a marinho raso, concordando com Drumond *et al.* (1980) para rochas situadas na mesma posição estratigráfica nessa região.

#### Unidade Gerais de Santana

Nas aerofotos e em imagens de satélite (Fig. 3), reconhece-se uma nítida queda brusca do relevo e uma textura mais lisa, a leste da Unidade Talhado; tal mudança de textura e de relevo está relacionada a uma seqüência de quartzitos médios a grossos e filitos, com níveis métricos de metaconglomerados (Fig. 7). A designação Gerais de Santana, dada a esta unidade, deve-se ao nome da área aplainada que ocorre a sudoeste do vilarejo de Serra Nova, onde uma série de dobramentos apertados causou, provavelmente, o expressivo "alargamento" lateral da unidade, de cerca de 1 km no perfil do Canyon

do Talhado, para algo em torno de 4-6 km. A espessura do pacote é de cerca de 150-200 m. As litologias e as estruturas sedimentares abundantes, como estratificações cruzadas acanaladas, indicam a origem da unidade em um ambiente fluvial.

sura. Na área do Talhado, rochas desta unidade ocorrem de modo muito restrito. Além da granulometria e textura dos quartzitos, tal unidade apresenta como característica marcante estratificações cruzadas tabulares, assintóticas à base, de pequeno, médio e grande porte que ocorrem de



**Figura 7 -** Nível de metaconglomerado (Unidade Gerais de Santana) com clastos arredondados preferencialmente de quartzo de veio. Esses conglomerados constituem a rocha fonte dos diamantes da região (afloramento na foz do Córrego Água Fria com o Rio Mosquito).

**Figure 7** - Metaconglomerate level (Gerais de Santana Unit) with rounded clasts preferentially of vein quartz. These conglomerates constitute the source rock of diamonds in the region (outcrop in the confluence of the Água Fria stream with the Mosquito river).

#### **Unidade Resplandecente**

A Formação Resplandecente foi proposta por Karfunkel & Karfunkel (1976), para caracterizar um pacote de quartzitos finos e micáceos, brancos a vermelhos, que ocorrem em lâminas delgadas na região de Itacambira (Serra Resplandecente). Esse conjunto litológico foi reconhecido também em Grão Mogol (Chaves *et al.*, 1999),-onde a unidade foi considerada um nível-guia estratigráfico no contexto meridional daquela faixa da Serra do Espinhaço. Rochas idênticas, aqui correlacionadas com essa unidade, afloram de modo descontínuo na região de estudo, principalmente no seu extremo sul, sobrepondo a Unidade Gerais de Santana e apresentando de zero a 200 m de espes-

 médio e grande porte que ocorrem de modo repetido ao longo de todo o perfil.
 Pelas características, esses metarenitos possuem uma origem eólica, provavelmente em contexto litorâneo.

#### **Unidade Serra Nova**

Margeando a leste o espigão serrano, aparece quase continuamente por toda área estudada uma possante seqüência quartzítica, designada "Unidade Serra Nova". Este nome foi tomado da localidade situada junto à borda da serra (município de Rio Pardo de Minas), de onde sai uma importante trilha que cruza inteiramente a serra de leste a oeste pelos seus altos, logo ao norte da área do mapa apresentado (Fig. 4).

A unidade é constituída de modo quase exclusivo por quartzitos brancos, finos, caracterizados por estratificações cruzadas plano-paralelas, entremeadas por estratificações cruzadas gigantes (Fig. 8). Apresenta provável contato gradacional a oeste com a Unidade Resplandecente e contato erosivo, no topo (ainda alvo de estudos), a leste, com diferentes litotipos do Grupo Macaúbas. A espessura estimada é de 250 m, e sua deposição ocorreu, provavelmente, sob condições eólicas desérticas.

## EVOLUÇÃO TECTÔNICA E A FORMAÇÃO DO CANYON

Considera-se que a Bacia Espinhaço tenha se desenvolvido como um rifte continental de direção norte-sul, com vulcanismo inicial e sedimentação iniciada no Paleoproterozóico ( $\pm$ 1,75 Ga), perdurando até meados do Mesoproterozóico ( $\pm$ 1,4 Ga). Entretanto, a orogênese das seqüências metavulcano-sedimentares que integram a bacia ocorreu somente no Neoproterozóico, relacionando-se ao Ciclo Brasiliano (*eg.*, Uhlein *et al.*, 1986; Dussin & Dussin, 1995). Regionalmente, uma fase principal de dobramentos foi responsável pela formação de anticlinais e



**Figura 8** - Estratificações cruzadas de grande porte em quartzitos do topo do perfil do *Canyon* do Talhado, pertencentes à Unidade Serra Nova.

**Figure 8** - Cross stratification of great dimension in quartzites of the top of the profile of the Talhado Canyon, that pertaining to the Serra Nova Unit.

sinclinais seriados, com eixos norte-sul e vergências para oeste, isto é, em direção ao Cráton São Francisco, o qual serviu como anteparo a tais deformações. As estruturas resultantes desta fase são principalmente zonas de cisalhamento (domínio dúctil) e falhas de empurrão (domínio dúctil-rúptil) direcionadas para oeste.

Na região a leste de Porteirinha, o Supergrupo Espinhaço se comporta como uma estrutura homoclinal, com mergulhos suaves a médios para leste. Mais ao norte, a oeste de Monte Azul e Espinosa (MG), e de Guanambi (BA), as serras Central e Palmas do Monte Alto compõem a aba da estrutura com mergulhos para oeste, deixando supor que em Porteirinha o outro flanco da mega-estrutura tenha sido erodido. Falhas de gravidade (domínio rúptil) associam-se a uma fase póstuma de dobramentos, nem sempre intensa, que causou o arqueamento dos eixos norte-sul e a formação de estruturas braquianticlinais e braquissinclinais. O Canyon do Talhado relaciona-se, nitidamente, a uma falha deste último tipo (Fig. 9), a qual afetou, inclusive, rochas do Embasamento Cristalino situado a oeste.

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A Serra do Espinhaço apresenta paisagens de rara beleza onde se associam serrotes, morros isolados, cachoeiras, vales encaixados e vegetação típica com variedades florísticas extremamente especializadas. Em conseqüência, a maioria dos municípios da região do Espinhaço, tem procurado estabelecer normas de controle ambiental, ou mesmo áreas de proteção ambiental nos contrafortes e espigão serranos. Uma das primeiras unidades de conservação de proteção integral nessa cordilheira foi o Parque Nacional da Serra do Cipó, criado em 1984. Desde então, várias outras unidades de conservação foram criadas ao longo da serra com objetivo de preservar a biodiversidade da região. Recentemente, em

2005 a UNESCO reconheceu o Espinhaço como uma Reserva da Biosfera por abrigar inúmeras espécies da fauna e da flora ameaçadas de extinção. Esse reconhecimento abre novas perspectivas para a conservação da biodiversidade aliada ao desenvolvimento sócio-econômico.



**Figura 9** - Detalhe da parte inicial do *canyon* a oeste, ao atravessar a seqüência quartzítica (Unidade Talhado), indicando a direção aproximada da falha normal W-E que gerou a estrutura.

**Figure 9** - Detail of the initial part of the canyon to the west, when crossing the quartzite sequence (Talhado Unit), indicating the approach direction of W-E normal fault that generated the structure.

Além disso, deve-se realçar a importância social do Talhado tendo em vista o fato dele constituir uma paisagem natural que tem servido de rota de comunicação entre as duas margens da serra (Fig. 10).



**Figura 10** - Aspecto da travessia do *Canyon* do Talhado, onde, em trecho sob cotas mais baixas, colocaram-se cabos-de-aço afixados ao paredão quatzítico (Unidade Talhado) para que as pessoas possam se segurar durante as enxurradas repentinas.

**Figure 10** - Aspect of the passage of the Talhado Canyon, where, in stretch under lower levels, they had placed handle-of-steel affixed to the quatzite thick wall (Talhado Unit) so that the people can hold themselves during sudden torrents.

A região abriga ainda parte do Parque Estadual Serra Nova (localizado no município de Rio Pardo de Minas) e a Área de Proteção Ambiental do Serrado (localizada no município de Porteirinha), ambos ao norte docanyon. Novas pesquisas estão sendo realizadas com o propósito de se criar o Parque Nacional do Serrado, que irá abranger áreas dos municípios de Porteirinha, Mato Verde, Monte Azul e Rio Pardo de Minas. Estudos preliminares indicam a presença de quatro espécies da flora que constam no "Livro Vermelho" das espécies ameaçadas de extinção da flora de Minas Gerais (Mendonça & Lins, 2000) além de várias outras espécies endêmicas e/ou restritas. Extremamente privilegiada pela paisagem exibida nas formas do relevo (Fig. 11), pelas fontes de água límpidas, pela vegetação e por um clima serrano relativamente ameno, a região necessita de estratégias de desenvolvimento sustentável voltadas para o turismo, como comércio de artesanatos, clubes recreativos, rede hoteleira, etc. Tais aspectos deverão contribuir para que atividades ecoturísticas sejam facilmente incrementadas na economia regional de forma a estimular a preservação ambiental.



**Figura 11 -** Imagem da Serra do Espinhaço e do corte (ao centro) dado pelo *Canyon* do Talhado, em manhã fria de julho, quando as nuvens se concentram inteiramente sobre a serra.

**Figure 11** - Image of the Serra do Espinhaço with the cut (to the center) given by the Talhado Canyon, in cold morning of Jul, when the clouds are concentrate entirely on the mountain range.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Chaves, M.L.S.C.; Karfunkel, J.; Addad, J. 1999. Geologia da região diamantífera de Grão Mogol (MG). *Geociências*, 18:129-155.
- Chaves, M.L.S.C.; Egger, V.A.; Dussin, T.M. 2005. Diamantes na Serra do Espinhaço entre Serranópolis e Mato Verde (MG): base geológica. In: Simpósio Brasileiro de Geologia do Diamante, 4, Anais do..., Diamantina, p.31-34.
- Drumond, J.B.V.; Von Sperling, E.; Raposo, F.O. 1980. Projeto Porteirinha - Monte Azul. Belo Horizonte, Convênio DNPM/CPRM, Relatório Final, vol. 1, 550p.
- Dussin, I.A.; Dussin, T.M. 1995. Supergrupo Espinhaço: modelo de evolução geodinâmica. *Geonomos*, 3:19-26.
- Karfunkel, B.; Karfunkel, J. 1976. Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira – Botumirim). In: Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Anais do...*, p.169-177.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18:147-265.
- Mauro, C.A.; Dantas, M.; Roso, F.A. 1982. *Geomorfologia*. In: Projeto Radambrasil, Folha Brasília, v.29, p.253-258.
- Mendonça, M.P.; Lins, L.V. 2000. Livro Vermelho das espécies ameaçadas de extinção da flora de Minas Gerais. Belo Horizonte, Fundação Biodiversitas - Fundação Zoobotânica de Belo Horizonte, 223p.
- Roque, N.C.; Guimarães, M.L.V.; Noce, C.M.; Knauer,L.G.; Grossi-Sad, J.H. 1996. Projeto Espinhaço – Folha Rio Pardo de Minas. Belo Horizonte, Conv. COMIG/IGC-UFMG, 1 folha.

- Schobbenhaus, C. 1971. *Mapa geológico da Serra do Espinhaço entre Porteirinha e Monte Azul, norte de Minas Gerais*. Recife, Ministério do Interior, SUDENE, 1 folha.
- Schobbenhaus, C. 1972. Geologia da Serra do Espinhaço entre Porteirinha e Monte Azul, norte de Minas Gerais.

<sup>1</sup>Centro de Pesquisas Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627. Belo Horizonte – MG. CEP 31.270-901. Pesquisador CNPq.

E-mail: mchaves@igc.ufmg.br .

<sup>2</sup> Instituto de Geociências da Universidade
Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627.
Belo Horizonte – MG. CEP 31.270-901.

Recife, Ministério do Interior, SUDENE, Relatório Interno, 19p. (Inédito).

Uhlein, A.; Trompette, R.R.; Egydio-Silva, M. 1986. Estruturação tectônica do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). *Revista Brasileira de Geociências*, 16:212-216.

E-mails: leilabenitez@gmail.com,

kwandrade@yahoo.com.br. <sup>3</sup> Biopreservação Consultoria Ltda. Rua José Apolinário Pena, 5. Guiricema – MG. CEP 36.525-000. E-mail: biopreservar@biopreservar.com.br.

Trabalho divulgado no site da SIGEP
 <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 22/11/2006, também com versão em inglês.



#### MARIO LUIZ DE SÁ CARNEIRO CHAVES

Nasceu no Rio de Janeiro em 1957. Graduou-se em Geologia pela Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (1981). Realizou pós-graduações na Universidade Federal do Rio de Janeiro (Mestrado, 1987), na Universidade de São Paulo (Doutorado, 1997) e tem um Pós-doutorado na Universidade Federal de Minas Gerais (2005). Atualmente é Professor Associado do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, onde ingressou em 1984. Suas principais linhas de pesquisa incluem: Mapeamento Geológico, Prospecção Mineral e Mineralogia, desenvolvidas no Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG), e coordena estudos nas áreas de geologia, mineralogia e prospecção de diamantes. É Editor Regional da Revista Geociências, UNESP (Rio Claro/SP) e Pesquisador CNPq.



#### LEILA BENITEZ

Natural de Cambé (PR), é geógrafa pela Universidade Estadual de Londrina (2000), onde foi professora de geomorfologia (2001-2002). Mestre em Geologia pela Universidade Federal de Minas Gerais, concluiu sua dissertação em 2004 estudando a gênese/datação de depósitos diamantíferos quaternários. Atualmente desenvolve doutoramento nesta Universidade, e pesquisa macrocaracterísticas de lotes de diamantes das províncias diamantíferas mineiras, visando a definição de metodologia que possa auxiliar na identificação da procedência desses lotes, uma das exigências para emissão do "Certificado Kimberley". Tem atuado em diversos projetos de pesquisa, principalmente na área de mapeamento geológico/mineralogia com o Prof. Mario L.S.C. Chaves, participando das propostas, já aceitas, de descriação dos sítios "Morro da Pedra Rica" e "Cachoeira da Casca d'Anta", ambos em Minas Gerais.



#### **KERLEY WANDERSON ANDRADE**

Nascido em Contagem (MG), graduou-se no Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (2008), onde atualmente prepara sua Dissertação de Mestrado. Teve experiência prévia como guia de ecoturismo na região da Serra da Canastra, durante o período 2000-2003. Desde 2005 até o final do curso, foi Bolsista de Iniciação Científica no grupo de pesquisas coordenado pelo Prof. Mario L.S.C. Chaves, efetuando estudos na área de geologia, prospecção e mineralogia do diamante, sendo ainda no presente co-responsável pelo Laboratório de Minerais Pesados do CPMTC/IGC. Participou das propostas, já aceitas, de descriação dos sítios geológicos "Morro da Pedra Rica" e "Cachoeira da Casca d'Anta", ambos em Minas Gerais.



#### MARCOS AURÉLIO SARTORI

Natural de Guiricema (MG), é Engenheiro Florestal formado pela Universidade Federal de Viçosa (1996). Trabalhou na ONG-Centro Brasileiro para Conservação da Natureza de 1996-1998. Desde então é sócio-gerente da Biopreservação Consultoria e Emp. Ltda., coordenando projetos na área de botânica com ênfase nos campos rupestres da Serra do Espinhaço (MG) e nas variações fitofisionômicas da transição da Mata Atlântica para o Cerrado. Trabalhou diretamente na criação da Reserva da Biosfera da Serra do Espinhaço e de 23 Unidades de Conservação de Uso Sustentável e Proteção Integral. Compôs a equipe técnica que elaborou o Plano de Manejo do Entorno da Usina Hidrelétrica de IRAPÉ (Rio Jequitinhonha). Trabalha ainda com Licenciamento Ambiental para empresas dos ramos agroflorestal e mineração.

# Eolianitos de Flecheiras/ Mundaú, Costa Noroeste do Estado do Ceará, Brasil

Registro ímpar de um paleo-sistema eólico costeiro

OS EOLIANITOS (\*), distribuídos ao longo de quase toda a costa noroeste do Ceará, são formados por pacotes de rocha sedimentar arenosa, quartzo-bioclástica, com cimento de carbonato de cálcio. Constituem uma unidade geológica holocênica, rara no litoral brasileiro, com estruturas e composição de características especiais que fornecem importantes informações sobre a dinâmica eólica e as condições climáticas e de ambiente costeiro existentes à época de sua formação. O caráter litificado dos materiais desta unidade propiciou sua preservação ao longo do tempo, embora os níveis mais friáveis da rocha tenham facilitado a ação erosiva do vento e da chuva, contribuindo para o aspecto descontínuo de sua distribuição. Os depósitos de eolianitos invariavelmente exibem estruturas sedimentares primárias internas ou sindeposicionais bem desenvolvidas, observando-se estratificações de grande porte, dominantemente planoparalelas e cruzadas em forma de cunha, embora as acanaladas ou festonadas também sejam relativamente bem representadas, além de outras estruturas menos comuns. Esses depósitos litificados exibem formas de relevo ruiniforme, essencialmente produzidas por abrasão eólica, que são conhecidas pelos nativos sob a denominação de "cascudos" em razão da rigidez que apresentam comparativamente aos demais depósitos eólicos.

A correlação entre as características desses depósitos com os eólicos atuais e seu bem conhecido padrão de evolução e dinâmica, conduziu à interpretação de que a maioria desses eolianitos corresponde a uma fase de baixo nível de mar, com intensa ação eólica, onde predominavam dunas compostas, com formação de grandes dunas parabólicas na fase final dessa evolução. Um aspecto importante desse sistema eólico é a presença de inúmeros registros de ocupações humanas antigas, representadas por fogueiras e fragmentos líticos diversos.

**Palavras-chave:** Eolianitos; Estruturas sedimentares; Morfologia eólica; Área costeira cearense Alexandre Medeiros de Carvalho<sup>1</sup> Vanda Claudino-Sales<sup>2</sup> Luis Parente Maia<sup>3</sup> João Wagner Alencar Castro<sup>4</sup>

Eolianites of Flecheiras/Mundaú, Northwestern Coast of Ceará State, Brazil – An unique record of a coastal aeolian paleo-system

The eolianites, distributed along the northwestern part of Ceará State coast, are formed by arenaceous rock deposits of guartz-bioclastic composition, cemented by calcium carbonate. This unit establishes an unique record of aeolian activity with peculiar features, rare on the brazilian littoral, whose particular characteristics, preserved in its structures and composition, highlight a large potentiality to provide relevant informations about coastal environment conditions at the time of its formation. The lithified character of these deposits has provided its preservation along the time; however, more friable parts have facilitated erosive wind action, contributing for the discontinuity of distribution and morphology of eolianites. The eolianite deposits invariably display outcrops with large scale sedimentary inner structures, mainly plane-parallel and planar cross-strata, although cross-braided and festooned forms are also relatively well represented, besides other less common. The deposits display aeolian abrasion "ruin" morphology and have a high rigidity comparatively to other aeolian deposits. The correlation between them and current active dunes has lead to the interpretation that most of eolianites records are representative of an evolution phase represented by the formation of compound dunes, with parabolic dunes accumulation at the final stage. An important aspect of these deposits is also the presence of ancient human occupation records, represented by man fragments of manufactured lithics tools and fires.

**Key words:** eolianite; sedimentary structures; aeolian morphology; coastal area of Ceará state

(\*) *Nota do editor:* os autores usam o termo "eolianitos" no sentido de "ocorrências de eolianito"

## **SIGEP 118**

## INTRODUÇÃO

A zona costeira do Estado do Ceará estende-se por 570 km, entre os estados do Rio Grande do Norte e Piauí. As principais unidades geomorfológicas presentes nesse trecho de litoral são: baixos platôs sedimentares sustentados pela Formação Barreiras e, acima desta formação, recobrindo parte dos platôs, a planície quaternária, com depósitos de várias origens (fluviais, lagunares e, principalmente, eólicos). Os depósitos eólicos formam extensos campos de dunas, que se dispõem entre a faixa de pós-praia e cerca de 10 km em direção ao continente.

O termo eolianito foi definido por Sayles (1931) como toda rocha sedimentar cuja deposição foi controlada pela ação do vento. Definições genéricas, tais como "rocha de duna" (*dune rock*) e calcarenito eólico, também foram empregadas. Nas regiões costeiras, essa rocha é composta por grande quantidade de carbonato biogênico retrabalhado de sedimentos marinhos rasos (Fairbridge and Johnson, 1978; Tinley, 1985; Brooke, 2001 e Price at al., 2001). Tinley (1985) explica sua cimentação a partir da percolação no solo de água contendo carbonato de cálcio derivado de fragmentos biogênicos.

Na costa noroeste do Estado do Ceará, os eolianitos foram igualmente definidos como depósitos eólicos cimentados por carbonato de cálcio, segundo um pro-



**Figura 1 -** Afloramento de sets sedimentares cruzados, acanalados ou festonados, sobrepostos a um set tabular em eolianitos na praia de Flecheiras. Afloramento com cerca de três metros de comprimento e dois de altura. Foto: A.M. Carvalho.

**Figure 1** - Outcrop of sedimentary crossed, braided and festooned structures over a tabular set, in Flecheiras beach eolinites. The outcrop is longer of 3 m and 2 m high. Photo by A.M. Carvalho.

cesso que (Maia *et al.*, 1997) envolveu a dissolução de carbonatos presentes em fragmentos e carapaças biogênicas marinhas, transferidas da plataforma continental adjacente, onde elas ocorrem em abundância (Coutinho, 1993), para a zona costeira, durante período de baixo nível do mar e/ou de mar em descensão; tal contexto teria permitido a migração e posterior estabilização dos depósitos eólicos. Em seguida, ocorreu saturação por água meteórica e cimentação, a partir da precipitação dos carbonatos solubilizados. Carvalho (2003) considerou que o processo de cimentação teria sido semelhante ao que ocorre na formação de calcretes.

Um aspecto marcante dos eolianitos no Estado do Ceará é o excelente estado de conservação de suas estruturas deposicionais internas (Fig.1), facilitando a interpretação da morfodinâmica costeira à época de sua formação. Acrescenta-se a esse fato a exuberante beleza cênica que tais estruturas apresentam.

O processo de caracterização e mapeamento dos eolianitos no Estado do Ceará encontra-se relativamente avançado, se comparado ao litoral do Rio Grande do Norte, Piauí e Maranhão, onde tais formas também estão presentes. Ainda assim, eles carecem de estudos mais específicos, e necessitam de maior divulgação no âmbito nacional e regional, para que possam despertar interesse da comunidade científica e política. A ausência de proteção adequada para esses depósitos

> sedimentares poderá levá-los a um processo de degradação generalizada, sobretudo se considerarmos a pressão urbana que na atualidade caracteriza o litoral do Estado do Ceará. Caso tal situação se concretize, será inviabilizada a implementação de novos estudos sobre esse importante registro do passado geológico, ainda não completamente desvendado na sua plenitude.

### LOCALIZAÇÃO

Os eolianitos estão distribuídos de forma descontínua ao longo de quase todo o trecho noroeste da costa cearense (Fig.2), numa faixa de terra que varia de algumas dezenas a centenas de metros de largura, sendo mais comuns entre as localidades de Pecém e Acaraú. Tal ocorrência é explicada pela presença de carbonatos na plataforma interna adjacente, próximos da faixa de praia.



Figura 2 - Localização da área estudada e do trecho de maior ocorrência de eolianitos na costa noroeste do Ceará. Figure 2 - Location of the studied area, highlighting the segment of highest presence of eolianites in the Ceará State coast.

Para efeito de individualização de um sítio em particular, foram consideradas a representatividade das estruturas internas das rochas e dos afloramentos, bem como a facilidade de acesso. Tais critérios indicaram com sítio de análise o trecho situado entre as localidades de Flecheiras e Mundaú (Fig.2), com seu centro posicionado nas coordenadas 03°12'07"S – 039°19'21"W.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Três a quatro gerações de depósitos eólicos foram identificadas na costa do Estado do Ceará (Carvalho & Maia, 1990; Maia, 1998; Castro, 2001; Claudino-Sales, 2002; Carvalho, 2003). Em síntese, podem ser descritas nos seguintes termos:

1. palaeodunas do Pleistoceno, sem formas definidas, situadas no topo da Formação Barreiras, formadas por areias quartzosas não consolidadas, variando de grãos finos a grãos médios de uma cor vermelha escura;

2. dunas parabólicas estabilizadas formadas por areias quartzosas inconsolidadas, de granulometria média a fina, com cores que variam de laranja a cinza;

3. eolianitos friáveis ou fortemente litificados, formados por areias quartzosas de granulometria média a fina, cimentadas por carbonato de cálcio, situados acima da planície marinha holocênica, mas abaixo do sistema de dunas móveis atual. Essas dunas teriam sido originadas durante o baixo nível marinho do Holoceno superior. Dessa forma, elas representam um pacote de dunas móveis que, estabilizadas, foram posterioremente parcialmente litificadas por cimentação carbonática;

4. dunas ativas atuais, incluindo barcanas, barcanóides e lençóis de areia, formadas por areias quartzosas de granulometria média a fina. Essas dunas ativas estão separadas da faixa litorânea por uma planície de deflação de 600 m a 2000 m de largura, e migram sobre o topo de gerações de dunas mais antigas.

Os eolianitos estão distribuídos em faixas oblíquas ao longo da costa, numa distância que varia de 3 a 6km da linha de costa, para o seu limite interno. Eventualmente o limite externo desses depósitos situa-se a uma distância de não mais que algumas dezenas de metros, muitas vezes aflorando na praia, quando se apresentam à disposição do ataque das ondas.

Os afloramentos comumente expõem seções verticais que foram postas em evidência em função da ação abrasiva do vento. Tal processo abrasivo expôs estratos bem delimitados, assim como superfícies com topos tabulares de aspecto ruiniforme, caracterizados pela presença de sulcos orientados na direção do vento principal, segmentos de vertentes íngremes e cristas bastante irregulares (Figs. 3 e 4), formando-se feições do tipo "yardang" e "zeugen", como observadas por Carvalho *et al.* (1994) e Claudino-Sales (2002) (Fig.4).

Os eolianitos se apresentam estratificados, com variado grau de litificação - entre friáveis a fortemente litificados. Comumente, estão presentes raízes litificadas (Fig.5), num processo de substituição parcial da matéria orgânica por carbonato de cálcio, indicando terem sido as dunas fixadas por vegetação costeira antes de sofrerem o processo de cimentação. Essas rochas têm uma composição dominantemente quartzosa, além de uma variedade de fragmentos carbonáticos de origem orgânica marinha, com proporções subordinadas, entre os terrígenos, de minerais pesados opacos, turmalinas e feldspatos. Entre os componentes esqueletais, que



**Figura 3 -** Superfície de deflação expondo corpos tabulares de eolianitos. Área com cerca de 2000m<sup>2</sup>. Praia da Baleia-CE. Foto: A.M. Carvalho.

**Figure 3** - Deflation surface exposing tabular eolianites. Area of About 2000 m<sup>2</sup>, Base Beach, Ceará. Photo by A.M.Carvalho.



**Figura 4 -** Eolianitos com estratificações de grande porte e morfologia em *yardang* e *zeugen*. Praia de Flecheiras-CE. Foto: A.M. Carvalho.

**Figure 4** - Large scale estratified eolianites in Fleicheiras beach, Ceará. They expose a yardang and zeugen ruin morphology. Photo by A.M.Carvalho.

correspondem a cerca de 15% do total dos grãos da rocha, os moluscos predominam, seguidos de algas, foraminíferos, comumente dos gêneros *Quinqueloculina* e *Globigerina*, briozoários, além de pequena proporção de *Halimeda*. Esse conteúdo biodetrítico representa o principal diferencial desses depósitos eólicos em relação a seus equivalentes, sejam mais antigos ou mais jovens.

Em lâminas delgadas, o cimento apresenta uma proporção próxima de 50% da rocha, sendo composto principalmente por calcita espática, distribuída entre primária (precipitação) variando em tamanho de 50 a 100 $\mu$  e neomórfica (300 $\mu$ ), esta última mais rara. Maia *et al.* (1997) observaram a predominância de calcita com baixo teor de magnésio cimentando essas rochas, destacando a ocorrência dos tipos de cimentação de formas isópacas e em menisco para uma primeira geração de cimento, correspondendo entre 16 a 31% do conteúdo das amostras. Entre os componentes terrígenos, o quartzo predomina, correspondendo a cerca de 70 a 80% do total dos grãos, com tamanho geralmente de 0,07 a 1,00mm, e formas arredondadas a subarredondadas. Feldspatos, opacos e demais minerais ocorrem como acessórios, em proporções de 2 a 5%. A porosidade dos eolianitos na costa cearense é dominantemente intergranular, distribuída entre primária e secundária por dissolução do carbonato de cálcio.

As estruturas sedimentares internas estão presentes em todos os afloramentos, sendo mais comuns as estratificações plano-paralelas (Fig.6), cruzadas tangenciais em forma de cunha e estratos truncados por superfícies erosivas e cíclicas, gerando formas em ziguezague (Fig.7). Eventualmente, ocorrem estratificações acanaladas ou festonadas (Fig.8), denotando formas de estratos escalar-transladante (*climbing translatent strata*) (Fig. 8).

Os pacotes de eolianitos revelam um predomínio de estratos sub-horizontais com caimento para Az 110°. Os mergulhos dos *sets* se acentuam na extremidade sudeste dos afloramentos balizados e, principalmente, nas suas porções inclinadas para noroeste, definindo, respectivamente, os depósitos das faces de barlavento e sotavento das dunas conforme pode ser visto nas seções GPR



**Figura 5** - Raízes litificadas por CaCO<sub>3</sub> com cerca de 10cm de comprimento dentro do eolianitos. Foto: A.M. Carvalho. **Figure 5** - Pseudomorphosed roots by CaCO<sub>3</sub>, longer than 10cm, in eolinite of Flecheiras beach, Ceará state, Photo by A.M.Carvalho.



**Figura 6 -** Estratificação plano-paralela com pequeno mergulho para SW. Afloramento com pouco mais de 1,5m de espessura de camadas. Flecheiras-CE. Foto: A.M. Carvalho.

**Figure 6** - Plan-parallel estratification, dipping with low angle to SW. Outcrop thick of 1,5m. Flecheiras Beach, Ceará state. Photo by A.M.Carvalho.



**Figura 7 -** Estratificação cruzada, gerada por flutuação na direção de fluxo eólico. Descontinuidades erosionais e cíclicas, em forma de ziguezague. Mundaú, Ceará. Foto: A.M. Carvalho.

**Figure 7** - Cross-bedding stratification, originated by fluctuations in the wind direction. Photo by A.M.Carvalho.



**Figura 8** - Estratificação cruzada acanalada ou festonada sobreposta a estratos plano-paralelos, denotando formas do tipo escalar-transladante. Afloramento com cerca de cinco metros de comprimento e dois de altura. Direção de migração aproximadamente da direita para a esquerda da fotografia. Foto: A.M. Carvalho.

**Figure 8** - Trough cross-beds over planar laminated beds, indicating the presence of climbinb translatent strata. Outcrop longer of 5m and 2 m high. Migration direction rougly from right to left. Photo by A.M.Carvalho.

do perfil P1 (Fig.9), realizadas transversal e longitudinalmente ao eixo dos eolianitos da região de Flecheiras/Mundaú. Observaram-se estruturas que evidenciam estratificações plano-paralelas e cruzadas acanaladas com mergulhos direcionados preferencialmente para noroeste e sudoeste.

Medidas de atitudes realizadas nos afloramentos ao longo dos trechos dessas mesmas seções GPR mostram mergulhos com 16° a 20° SW e 5° a 7° NW na face de sotavento. Na parte central do pacote, os mergulhos foram de 4° a 10°, tanto para SW quanto para NW. A presença de *sets* cruzados em forma de festão também é confirmada em profundidade pelas principais reflexões GPR (Fig.9).

Nesses estudos de seções GPR, Castro *et al.* (2006) consideraram que a cimentação carbonática diminui o fluxo hidráulico nos eolianitos, permitindo o acúmulo de água intersticial, preferencialmente entre os estratos plano-paralelos. Tal situação, segundo esses autores, seria favorável à geração de contrastes de permissividade dielétrica entre os níveis mais e menos saturados, cuja resposta GPR é assinalada por fortes reflexões estratiformes, com picos de amplitude do sinal eletromagnético. Esses estudos, realizados na localidade de Flecheiras-CE por Castro *et al.* (2006), mostraram que a porção mais superficial das seções GPR é dominada por uma faixa contínua de refletores plano-paralelos de baixa amplitude com espessura média em torno de 1,0 a 2,0 m (Fig.9). Esta unidade geofísica superior é representada pelos eolianitos e sedimentos eólicos mais recentes, secos ou pouco saturados. A seqüência subjacente é destacada pelos marcantes refletores de eolianitos saturados com água meteórica, localizando-se a profundidades de 1,5 a 2,0 m (Castro *et al.* (2006).

Esse caráter marcado por seções GPR delimita ou destaca os eolianitos das unidades inferiores e mostra também que eles usaram, em muitos casos, dunas mais antigas e de composição distinta, como substrato de cavalgamento. Essas seções GPR confirmam ainda a boa homogeneidade e continuidade dessas rochas, com centenas de metros ao longo do seu maior alongamento (Fig.9).

As seções GPR, segundo Castro *et al.* (2006), comprovam a pouca espessura dos eolianitos que varia entre 1,0 a 5,0 m na região de Flecheiras, somando-se



**Figura 9** - Seção GPR mostrando sucessão de camadas com estratificação cruzada acanalada ou festonada se destacam dos estratos plano-paralelos. Destaque para o processo de superposição dos estratos truncados. (Reinterpretado de Castro *et al.* (2006).

**Figure 9** - GRP section exposing trough cross-beds differ from the underllieing plan-parellel strata. It also highlights the superposition of truncated strata (re-interpretated after Castro *et al.*, 2006).

várias camadas geoelétricas sobrepostas. Essas características são verificadas também nas demais localidades onde os eolianitos afloram.

O rápido decaimento das amplitudes das reflexões, na base das seções GPR, é devido à diminuição do nível de litificação dos pacotes arenosos. Castro *et al.* (2006) também corroboram a tese de Carvalho (2003) de que os eolianitos são resquícios de um processo de cavalgamento em transgressão eólica de dunas compostas por frações sedimentares ricas em bioclástos carbonáticos sobre outras com baixo teor deste material.

Para Maia *et al.* (1997), os valores de  ${}^{13}C_{PDB}$ , variando de -8,19 e -8,66% com média de -8,46% determinados para os eolianitos, significam a existência de um ambiente de precipitação continental e o cimento do tipo menisco (gravitacional) um indicativo de precipitação na zona vadosa. Dados ainda não publicados de análises isotópicas do cimento dessas rochas, realizadas no LABISE (Laboratório de Isótopos Estáveis-UFPe) em 1992, apontam para resultado semelhante.

A idade desses depósitos tem sido avaliada há algum tempo, no entanto, somente em trabalhos mais recentes se introduziu dados mais precisos de datação, a exemplo do método <sup>14</sup>C do cimento carbonático. Apesar disso, não se tem certeza da época de formação das dunas que deram origem aos eolianitos, pois as datações, até então, têm revelado apenas a época de litificação desses depósitos. Um dos primeiros trabalhos a utilizarem esse método foi o de Castro (2001). Os resultados obtidos revelaram idades entre 1.780 ± 80 a 1.320 ± 50 anos A.P, calibrados pelo programa CALIB 5.0.1 em 736 a 1481 anos A.P (Castro *et al.*, 2006).

A gênese dos eolianitos, assim como a das dunas em geral, frequentemente tem sido relacionada com as oscilações do nível do mar (*e.g.* Cooper, 1958; Rodriguez-Ramirez *et al.*, 1996; Kindler & Mazzolini, 2001; Arbogast *et al.*, 2002; Catto *et al.*, 2002; Pereira & Angelucci, 2004, dentre outros). Na costa cearense, esse tipo de correlação teve início com Carvalho & Maia (1990), seguidos por Maia (1993), Carvalho *et al.* (1994), Claudino-Sales (2002) e Carvalho (2003). A grande maioria desses trabalhos considera que a condição ideal para a formação dessas morfologias eólicas na costa cearense deve estar associada a um nível de mar inferior ao atual.

Esse entendimento acerca do nível de mar baixo à época de formação dos eolianitos ganha respaldo na composição dessas rochas e na sua distribuição espacial ao longo da costa, que Carvalho (2003) e Branco *et al.* (2007) consideram, à luz do padrão dinâmico das dunas atuais, serem incompatíveis com a posição da linha de costa atual. Quanto à direção dominante do vento à época da formação, a análise das estruturas sedimentares indica a predominância de ventos que partiam de sudeste em direção a noroeste. Tal situação é semelhante ao que ocorre na atualidade.

## SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Os eolianitos representam sedimentos de antigas dunas eólicas que passaram por processo de cimentação carbonática de seus grãos constituintes. Esse tipo de depósito é encontrado em zonas costeiras, sendo composto por areias quartzosas e grande quantidade de carbonato originário de organismos (carbonato biogênico). No Estado do Ceará, os eolianitos ocorrem como feições singulares em pequenas elevações que se distribuem obliquamente por quilômetros ao longo da linha de costa, por vezes em contato direto com o mar.

O carbonato biogênico, fragmentos de conchas principalmente, presente nos eolianitos, originou-se em ambientes marinhos rasos. Dentro de um ciclo evolutivo quaternário, pode-se colocar as seguintes etapas necessárias à remoção, acumulação e cimentação do material:

1. Acumulação de carbonato biogênico (fragmentos de conchas, carapaças de organismos) em ambiente marinho raso e litorâneo;

2. Rebaixamento relativo do nível marinho, resultando em recuo do mar. Dessa forma, os sedimentos da plataforma continental, rica em carbonatos biogênicos, ficaram expostos à ação do vento;

3. Os ventos removeram os sedimentos com grande conteúdo de carbonatos biogênicos da plataforma continental descoberta e os transportaram para a zona costeira, onde eles, misturados com outros sedimentos, formaram dunas;

4. Com a descontinuidade da regressão marinha, as dunas cessaram a migração, e foram estabilizadas, ficando sujeitas à ação das chuvas: as águas pluviais dissolveram os fragmentos de conchas e carapaças biogênicas existentes no depósito. Dessa forma, infiltrou na duna água rica em carbonato de cálcio dissolvido;

5. Próximo da superfície, a temperatura mais elevada do ar promoveu evaporação da água, que ascendeu por capilaridade: os carbonatos dissolvidos na água, que não são voláteis, cristalizaram-se nos poros das areias, endurecendo os materiais que formavam as dunas. Nesse processo, eles acabaram atuando como um cimento, que solidificou os sedimentos das dunas;

6. Uma vez cimentados os pacotes eólicos, o vento, agente natural incansável, começou a erodi-los, fato que se processa até hoje. Nesse contínuo desgaste provocado pelo vento - ao qual as dunas cimentadas impuseram certa resistência - surgiram formas curiosas, que lembram ruínas de construções antigas, caracterizando assim o relevo "ruiniforme" exibido pelos eolianitos.

Os eolianitos são, assim, recentes, se colocarmos em análise a longa história evolutiva da Terra, de cerca de 4,6 bilhões de anos. Mas eles são, por outro lado, antigos quando comparados às brancas dunas móveis atuais que os circundam e que caracterizam o litoral do Estado do Ceará.

No Ceará, os eolianitos são identificados pela população de praianos pelo nome de "cascudos", em função do grau de endurecimento de suas areias, fato que faz com que se sobressaiam entre as dunas móveis que os cercam. Essa condição de material endurecido parece ter funcionado como área de apoio importante para os grupos de índios nômades que se deslocavam pelo litoral cearense antes do período de colonização portuguesa. Com efeito, há evidências de formação de fogueiras antigas sobre o material litificado, havendo, no entorno das fogueiras, antigos artefatos humanos, demonstrando que a área era alvo de utilização por parte dessa população, provavelmente para refeições durante paradas, pois deveriam servir de abrigo para proteção contra os fortes ventos, entre translados na zona costeira.

Os cascudos, quando analisados de perto, expõem raízes petrificadas, dando indicativo de que as dunas foram fixadas por vegetação antes de sofrerem o processo de cimentação. Também ocorrem estratos truncados, mostrando camadas com inclinações diferentes umas em relação as outras, o que chamamos de estratos cruzados. Esses fatos denotam a existência, durante o período de sua formação, de sobreposição de dunas, ou seja, de migração de dunas móveis recobrindo dunas pré-existentes. A estratificação cruzada é uma evidência dessa sobreposição. As dunas cimentadas (os cascudos ou eolianitos) resultam de situação particular ocorrida no segmento oeste da zona costeira cearense em tempo geológico pretérito, mas recente, em cujo intervalo aparentemente ocorreu uma regressão marinha, durante a qual os ventos atuaram intensamente, de maneira a remover os carbonatos biogênicos da plataforma continental em direção ao continente. Ali se acumularam, junto com areias quartzosas, na forma de dunas. Tais dunas foram estabilizadas e, na seqüência, cimentadas, e atualmente encontram-se em processo de erosão formando os cascudos.

A estratificação permite também identificar a direção e atuação dos ventos na época de formação dos cascudos. Por estas razões, eles apresentam grande potencial para indicar as condições climáticas e geológicas existentes no passado geológico nas suas áreas de ocorrência. Por exemplo, as areias que formaram os eolianitos parecem ter sido transportadas por ventos que partiam de sudeste em direção a noroeste. Na atualidade, essa é também a situação dos ventos predominantes que moldam os cascudos na zona costeira do Ceará. Nesse contexto, em termos de direção, se analisarmos de onde vêm os ventos na região, parece não haver muita diferença entre o passado recente e a atualidade.

O conhecimento acumulado acerca da dinâmica pretérita contribui para a compreensão dos processos atuais, bem como também auxilia na previsão de cenários futuros. Considerando-se o grau de degradação ambiental que os cascudos sofrem na atualidade, o conhecimento de tais fatos e como conservar essas feições mostramse de grande importância.

### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O caráter frágil dos eolianitos é demonstrado pela suscetibilidade à erosão eólica e à ação antropogênica que eles apresentam (Fig.10). A necessidade da preservação também é indicada pelo fato de existirem inúmeras ocorrências de interesse arqueológico, tais como fogueiras e fragmentos cerâmicos e líticos em geral a eles associados (Fig.11).

Em função da importância dessa unidade geoambiental, o Plano Estadual do Gerenciamento Costeiro do Ceará transforma, no seu Art.15, os eolianitos como feição de preservação permanente, no âmbito do território do Estado do Ceará.

Apesar dos avanços legais, é necessário implantar medidas concretas para sua preservação, dependentes de



**Figura 10 -** Processo de ocupação desordenada com construção de casas sobre afloramentos de eolianitos na costa de Baleia-CE. Foto: A.M.Carvalho.

**Figure 10** - Disorganized occupation with house building in the eolianites outcrops in the Baleia beach, Ceará state. Photo by A.M.Carvalho



**Figura 11 -** Registro de fogueiras (**a**) e fragmentos líticos (**b**) compondo sítios arqueológicos eólicos com ocorrências de cerâmicas na região costeira de Itapipoca-Ceará. Foto: L.P.Maia.

**Figure 11** - Archeological evidences of ancient uses on the eolianites sites, as fire and lithical fragment s, in the coastal area of Itapipoca, Ceará state. Photo by L.P.Maia.

estudos específicos que possam definir métodos de proteção contra a erosão e o avanço da urbanização, assim como medidas que envolvam o interesse das comunidades situadas no entorno dessas unidades naturais.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Arbogast, A.F.; Hansen, E.C.; Van Oort, M.D. 2002. Reconstructing the geomorphic evolution of large coastal dunes along the southeastern shore of Lake Michigan, *Geomorphology* 46:241-255.
- Branco, R.M.G.C.; Carvalho,A.M.; Castro,D.L.; Dominguez, J.M.L. 2007. Padrão de transporte eólico como ferramenta na determinação do posicionamento dos eolianitos e respectiva linha de costa à época de sua formação na costa noroeste do Ceará. In: XII Congresso Latino-Americano de ciências do mar, AOCEANO. Florianópolis.
- Brooke, B. 2001. The distribution of carbonate eolianite, *Earth-Science*, **55**:135-164.
- Carvalho, A.M. 2003. Dinâmica costeira entre Cumbuco e Matões-Costa NW do Estado do Ceará. Ênfase nos processos eólicos. *Tese de Doutorado*, Salvador.188p.
- Carvalho, A.M.; Coutinho, P.N.; Morais, J.O. 1994. Caracterização geoambiental e dinâmica costeira da região de Aquiraz na costa leste do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*, Fortaleza, **7:**55-68.
- Carvalho, A.M.; Maia,L.P. 1990. Estudos dos sedimentos Cenozóicos da região de Paracuru, Ceará, Brasil. *Relatório de Graduação*. Universidade Federal do Ceará. Dep. Geol. Fortaleza. 86p.
- Castro, J.W.A. 2001. Geomorfologia do sistema sedimentar eólico de Paracuru-Ceará. *Tese de Doutorado*, Rio de Janeiro.200p.
- Castro, J.W.A.; Ramos,R.R.C. 2006. Idade das dunas móveis transversais no segmento entre Macau e Jericoacoara Litoral Setentrional do Nordeste Brasileiro. *Arquivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, **64**(4): 361-367.

- Castro, D.L.; Carvalho, A.M.; Branco, R.M.G.C. 2006. Uso do GPR no estudo da estruturação interna de depósitos de eolianitos na região costeira de Uruoca-CE. Fortaleza. Revista de Geologia, **19** (1): 126-134.
- Catto, N.; MacQuarnie, K.; Hermann, M. 2002. Geomorphic response to Late Holocene climate variation and anthropogenic pressure, Northeastern Price Edward Island, Canada. *Quaternary International*, **87:** 101-117.
- Claudino-Sales, V.C. 2002. Les littoraux du Ceará. Géomorphologie de la zone côtière de l'Etat du Ceará: du long terme au court terme. *Thèse de doctorat*, Université Paris-Sorbonne, France, 549p.
- Cooper, W.S. 1958. Coastal dunes of Oregon and Washington. *The Geological Society of America, Memoir* 72, 169pp.
- Coutinho, P. N. 1993. Sedimentos Carbonáticos da Plataforma Continental Brasileira. Revista de Geologia da UFC, 6: 65-75.
- Fairbridge, R.W.; Johnson, D.L. 1978. Eolianites. In. R.W. Fairbridge and Bourgeois, Editors, *The Enciclopedia of Sedimentology*, Dowden, Hutchinson & Ross, Stroudsburg, pp.279-282.
- Kindler, P.; Mazzolini, D. 2001. Sedimentology and petrography of dredged carbonate sands from Stocking Island (Bahamas). Implications for meteoric diagenesis and aeolianite formation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **175**: 369-379.
- Maia, L.P.; 1998. Procesos costeiros y balance sedimentario a lo largo de Fortaleza (NE-Brasil): Implicações para una gestión adecuada de la zona litoral.Universitat de Barcelona. Facultat de Geologia. Dep. D'Estratigrafia i Paleontologia. *Tesis Doctoral. Barcelona*. 269p.
- Maia, L.P.; Sabadia, J.A.; Freire, J.S.S.; Serra, J. 1997. Caracterização geoquímica e diagenética da cimentação carbonática dos bechrocks e eolianitos da região costeira do Ceará. Boletim XVII Simpósio de Geologia do Nordeste: 177-181.
- Pereira, A.R.; Angelucci, D.E. 2004. Formações dunares no litoral português do final do Pleistocenico e inícios do Holocenico como indicadores paleoclimaticos e paleo-

geograficos. *In:* A.A. Tavares, M.J.F. Tavares & J.L. Cardoso, Editores, *Evolução Geohistorica do Litoral Português e Fenômenos Correlativos*, Universidade Aberta, Lisboa, pp. 221-256.

Price, D.M.; Brooke, B.P.; Woodroffe, C.D. 2001. Thermoluminescence dating of aeolianites from Lord Howe Island and South-West Western Australian. *Quaternary Science Reviews*, **20**: 841-846.

Rodriguez-Ramirez,A.; Rodriguez-Vidal,J.; Carceres,L.; Clemente,L.; Belluomini,G.; Manfra,L.; Improta,S.; Andres,J.R. 1996. Recent coastal evolution of the Do-

<sup>1</sup> Laboratório de Geologia Marinha e Aplicada, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Ceará - medeiros@ufc.br

<sup>2</sup> Departamento de Geografia, Universidade Federal do Ceará - vcs@ufc.br nana National Park (SW Spain). *Quaternary Science Reviews*, **15**: 803-809.

- Sayles, R.W. 1931. Bermuda during the ice age. *Proc. Acad. Arts. Sci.* **66**:381-486.
- Saqqa,W.; Atallah,M. 2004. Characterization of the aeolian terrain facies in Wadi Araba Desert, southwestern Jordan. *Geomorphology*, **62**: 63–87.
- Tinley,K.L. 1985. Coastal dunes of South Africa, *South African National Scientific Programmes Report* Vol. **109**, Council for Scientific and Industrial Research, Pretoria, South Africa, 300p.=

<sup>3</sup> Intituto de Ciências do Mar (LABOMAR), Universidade Federal do Ceará - uisparente@labomar.ufc.br

<sup>4</sup> Laboratório de Geologia Costeira e Sedimentologia - Museu Nacional e Departamento de Geologia/ UFRJ - jwacastro@gmail.com

Trabalho divulgado no site da SIGEP <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>, em 18/3/2008.



#### ALEXANDRE MEDEIROS CARVALHO

Geólogo pela Universidade Federal do Ceará, Mestre em Sedimentologia pela Universidade Federal de Pernambuco e Doutor em Dinâmica Costeira pela Universidade Federal da Bahia. Está lotado no Departamento de Geologia da Universidade Federal do Ceará. Dedica-se à pesquisa nas áreas de dinâmica costeira, com enfoque em atividade eólica e em processos erosivos e deposicionais. É revisor de periódicos da Revista de Geologia (Fortaleza) (0103-2410) e avaliador do SINAES. Em seu currículo Lattes destacam-se os termos: Dinâmica Costeira, Morfodinâmica Litorânea, Erosão e Deposição Costeira e Impactos Ambientais.



#### VANDA CLAUDINO-SALES

Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNP – Níve 1D - Bacharel em Geografia pela Universidade de Brasília, mestra em Geografia pela Universidade de São Paulo, doutora em Geografia pela Université Paris-Sorbonne, França e pósdoutora pela University of South Florida, EUA. Atualmente, é professora visitante da Universidade Paris-Sorbonne, professora visitante da University of South Florida e professora adjunto do departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Meio Ambiente Costeiro e Litorâneo e Megageomorfologia do Nordeste brasileiro.



## LUÍS PARENTE MAIA

Bolsista de produtividade em Pesquisa do CNPq - Nível 2 Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Ceará (1989), mestrado em Geociências pela Universidade Federal de Pernambuco (1993) e doutorado em Ciencias del Mar - Universidad de Barcelona (1998). Atualmente é editor da Revista de Geologia (Fortaleza) (0103-2410), professor Associado da Universidade Federal do Ceará e Diretor do Instituto de Ciências do Mar-Labomar/UFC. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia Ambiental, atuando principalmente nos seguintes temas: Ceará, praias, impactos ambientais e proteção costeira.



#### JOÃO WAGNER DE ALENCAR CASTRO

Geólogo, Especialista em Avaliação de Impacto Ambiental - COPPE/UFRJ (1987) e Educação Ambiental - UNB (1986), Mestre em Sedimentologia - Geologia pela Universidade Federal de Pernambuco (1995) e doutorado em Geomorfologia (Geografia) pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (2001). Professor Adjunto da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Coordenador do Laboratório de Geologia Costeira e Sedimentologia do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional - UFRJ. Suas principais áreas de interesse e atuação são: Erosão costeira aplicada à engenharia, estudos dos processos eólicos em dunas costeiras e energia eólica, assoreamento de corpos lacustres e barragens, transporte de sedimentos em praias e áreas portuárias, contaminação de praias, estudos, perícia e avaliação de impactos ambientais em terrenos sedimentares.

## Dunas do Albardão, RS

Bela paisagem eólica no extremo sul da costa brasileira

SIGEP 003

A PLANÍCIE COSTEIRA do Rio Grande do Sul formou-se como resultado do retrabalhamento dos sedimentos da porção superior da Bacia de Pelotas expostos pelas oscilações glácio-eustáticas ao longo do Neógeno. A combinação dos ciclos de transgressãoregressão do nível do mar e as características físicas da costa gaúcha resultaram na estruturação da Planície Costeira em um sistema de legues aluviais e quatro sistemas deposicionais do tipo laguna-barreira. Cada um destes está diretamente relacionado a um máximo transgressivo marinho, com idades estimadas em 400, 325, 120 e 6 Ka respectivamente. O mais recente desses sistemas - Sistema Laguna-Barreira IV - que constitui a linha de costa atual, é caracterizado por extensas barreiras arenosas que isolam diversos corpos lagunares no litoral norte do Estado, e uma extensa lagoa (Mangueira), com cerca de 100 km de extensão no litoral sul. Este setor da costa vem sendo submetido a processos dinâmicos costeiros desde o início do Holoceno que resultaram na formação de dunas eólicas. Como resultado, a porção centro-sul da margem leste da lagoa Mangueira é caracterizada pela presença de extenso campo de dunas de grande beleza cênica, altura expressiva e importância ambiental. As dunas são habitat de diversas espécies de mamíferos, aves, insetos e plantas, contendo evidências arqueológicas da ocupação por paleo-índios. A praia oceânica adjacente ao campo de dunas é notável pela presença de concheiros, que constituem extensas e espessas concentrações fossilíferas de moluscos, crustáceos e vertebrados marinhos e mamíferos terrestres pleistocênicos, removidos de depósitos submersos e transportados para a praia pela dinâmica costeira.

**Palavras-chave:** Holoceno; Planície Costeira do Rio Grande do Sul; Glácio-eustasia; Dunas eólicas; Megafauna Renato Pereira Lopes<sup>1</sup> André Ugri<sup>2</sup> Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann<sup>3</sup>

**Coastal Dunes of Albardão, State of Rio Grande do Sul** – Beautiful eolian landscape in the far southern coast of Brazil

The Rio Grande do Sul Coastal Plain was formed as a result of sediment re-working from the upper portion of the Pelotas Basin by glacio-eustatic oscillations throughout the Neogene. The combination of sea level transgressiveregressive cycles and physical features of the coast of the State of Rio Grande do Sul led to the structuring of the Coastal Plain in an alluvial fan system and four lagoon-barrier depositional systems. Each one of these systems is directly related to a transgressive maximum, with estimated ages around 400, 325, 120 and 6 thousand years, respectively. The most recent of these systems - Lagoon-Barrier System IV - which comprises the present coastline, is characterized by long sandy-barriers which isolate several lagoons on along the northern coast of the state, and a large lagoon (Mangueira) in the southern portion, measuring about 100 km in extension. From the beginning of the Holocene this portion of the coastline is being subject to coastal dynamic processes, which originated eolian dunes. As a result of these processes, the middle-southern portion of the eastern margin of Mangueira lagoon is characterized by a large aeolian dune field of great beauty, considerable height and environmental importance. These dunes serve as habitat for several species of mammals, birds, insects and plants, and contain archaeological evidences of the presence of paleoindians. The presence of "concheiros" is remarkable in the adjoining ocean beach, representing large and thick fossiliferous concentrations, which are long and thick concentrations of mollusk. crustacean and marine vertebrate fossils as well as terrestrial Pleistocene mammals that have been removed from submerged deposits and transported to the beach through coastal dynamics.

**Key words:** Holocene; Rio Grande do Sul Coastal Plain; Glacio-eustasy; Aeolian dunes; Megafauna

## INTRODUÇÃO

Para os primeiros navegadores europeus que chegavam à porção sul da costa gaúcha, as dunas costeiras eram a única referência visual para a navegação. A extensão de areia que se descortinava pela costa causava reações diferentes; enquanto o naturalista alemão Wilhelm von Feldner descrevia-a como um "mísero deserto de areias" (Seeliger *et al.*, 2004), outros viam aí oportunidade de encontrar riquezas ainda não- descobertas. Já no século XVII, marinheiros britânicos falavam dessas areias em uma canção chamada "The Rio Grande":

"Oh, say, wuz ye ever down Rio Grande? 'Way for Rio! It's there that the river flows golden sands (...) We're bound to the south'ard, me bully boys all Bound out to the Brazils, me bully boys all\*"

"\*Oh, diga, já desceu até Rio Grande? A caminho do rio! É lá que o rio carrega areias douradas (...) Vamos na direção sul, meus rapazes Em direção aos Brasis, meus rapazes"

O rio de que falavam os europeus era na verdade a Lagoa dos Patos, e as areias douradas não revelaram riqueza em ouro, mas têm inestimável valor paisagístico e ambiental, não percebido pelos exploradores movidos apenas pela ganância. Em anos recentes tem-se percebido a importância das dunas para a manutenção do sistema costeiro, não apenas por serem hábitat de diversos organismos, mas também pelo seu potencial turístico.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O território que compreende o Estado do Rio Grande do Sul pode ser dividido em quatro grandes unidades geomorfológicas (Villwock & Tomazelli, 1995; Fig. 2). A Planície Costeira do Rio Grande do Sul, a mais recente dessas unidades, apresenta uma configuração quase retilínea, com cerca de 600 km de extensão; os sedimentos arenosos que a constituem são essencialmente siliciclásticos terrígenos provenientes da erosão, entre o Cretáceo e o Neógeno, das rochas do Escudo Sul-Riograndense, da Depressão Central e do Planalto das Araucárias, apresentando ainda concen-



**Figura 1** - Panorama do campo de dunas do Albardão. Foto: R.P.Lopes.

Figure 1 - View of the Albardão dune field. Photo: R.P.Lopes.

trações biodetríticas relíquias. Furos de sondagem feitos pela Petrobras demonstraram que os sedimentos mais antigos que constituem a Planície Costeira datam do Mioceno (Closs, 1970).

A partir do Pleistoceno Superior, com o estabelecimento dos ciclos glaciais de 100 mil anos (Schmieder *et al.*, 2000), as oscilações glácio-eustáticas promoveram o retrabalhamento sucessivo dos sedimentos da porção superficial da Bacia de Pelotas. Seguindo metodologias mais recentes de estudo geológico, que substituem a visão litoestratigráfica convencional pelo reconhecimento das fácies como sistemas deposicionais dentro de um contexto cronoestratigráfico, podese compreender a estruturação da Planície em resposta às oscilações do nível do mar sob a forma de dois grandes sistemas deposicionais (Tomazelli & Villwock, 2005): 1) Sistema de Leques Aluviais e 2) Quatro Sistemas Laguna-Barreira (Fig. 3).



Figura 2 - Principais unidades geomorfológicas do Rio Grande do Sul.Figure 2 - Main geomorphologic units of the Rio Grande do Sul state.



Figura 3 - Corte esquemático mostrando a estrutura da Planície Costeira do Rio Grande do Sul (Modificado de Tomazelli & Villwock, 2005).

Figure 3 - Schematic section showing the structure of the coastal plain of Rio Grande do Sul (Modified from Tomazelli & Villwock, 2005).

Os sistemas Laguna-Barreira se desenvolveram em resposta aos máximos transgressivos marinhos ocorridos há 400, 325, 123 e 6 mil anos atrás aproximadamente (Tomazelli *et al.*, 2000). O Sistema Laguna-Barreira IV é o mais recente e constitui a linha de costa atual.

## LOCALIZAÇÃO

Na porção ao sul do estuário da Lagoa dos Patos, o Sistema Lagunar IV é representado por um corpo lacustre com cerca de 100 km de extensão e largura média de 5 km, denominado lagoa Mangueira, localizada entre 32o45'S e 33o30' S, aproximadamente (Fig. 4). Seu limite ao norte é o banhado do Taim e ao sul, o banhado do Sales; . A sua margem oeste é constituída pelos sedimentos pleistocênicos da Barreira III, e sua margem leste é a barreira arenosa formada durante o evento transgressivoregressivo holocênico. Nesta barreira, cerca de 120 km ao sul do estuário da laguna dos Patos, entre 33o10'S e 33o40'S aproximadamente, encontra-se o sítio geológico, objeto deste trabalho, um campo de dunas costeiras



**Figura 4 -** Carta-imagem da porção sul da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, mostrando a localização do sítio e outros pontos de referência: **a**) Estuário da laguna dos Patos; **b**) Cidade de Rio Grande; **c**) Banhado do Taim; **d**) Cidade de Santa Vitória do Palmar; **e**) Cidade do Chuí. (Fonte: mosaico de satélite em http://www.cnpm.embrapa.br, acessado em 15/10/2007).

**Figure 4** - Image map of the southern portion of the Rio Grande do Sul Coastal Plain, showing the location of the site and other reference points: **a**) Patos lagoon estuary; **b**) City of Rio Grande; **c**) Taim wetlands; **d**) City of Santa Vitória do Palmar; **e**) City of Chuí. (Source: satellite mosaic:in: http:// www.cnpm.embrapa.br, accessed in 15/10/2007). bem desenvolvidas, com cerca de 87 km de extensão e largura média de 4 km apresentado aqui como sítio de interesse geológico-geomorfológico e paleontológico.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O sítio tem o nome de Dunas do Albardão em referência ao farol de mesmo nome localizado em seu limite norte. Ele é caracterizado por um extenso campo de dunas costeiras que se estendem desde o pós-praia até a margem da lagoa Mangueira (Fig. 5). De acordo com a classificação proposta por Tomazelli (1994), na área aqui descrita são identificados dois tipos principais de dunas:

**Dunas Vegetadas** – encontradas mais próximos à faixa de praia, subdividem-se em dunas embrionárias, medindo de 0,6 a 0,9 m de altura e formadas pela areia acumulada na vegetação rasteira que ocupa o sopé das dunas frontais; dunas frontais, têm altura média de 4 m e são comumente erodidas pelas ondas de tempestade mais intensas; dunas do tipo "nebkha" ou *hummock dunes* são pequenos montes de areia com tufos de vegetação associados, que ocorrem nos primeiros 500 m do campo de dunas, onde o lençol freático está próximo à superfície.



**Figura 5 -** Detalhe do campo de dunas do Albardão, entre a lagoa Mangueira (à esquerda) e o Oceano Atlântico (à direita).

**Figure 5** - Detail of the Albardão dune field, between Mangueira lake (on the left) and the Atlantic Ocean (on the right).

**Dunas Livres** – estão melhor representadas cerca de 15 km ao sul do farol do Albardão, e são do tipo barcanóide e transversais, atingindo alturas expressivas de até 20 m.

Além das dunas, outro tipo de feição eólica observado na área são os mantos de areia de deflação eólica (*sand sheets*), formados pelo acúmulo de areia transportada pelo vento desde a praia e depositada sem que ocorra a formação de dunas. Uma seção transversal da barreira arenosa entre o Oceano Atlântico e a Lagoa



**Figura 6** - Seção da margem leste da lagoa Mangueira, mostrando a estruturação do campo de dunas. **Figure 6** - Transect of the eastern margin of Mangueira lake, showing the structure of the dune field.

Mangueira (Fig. 6) mostra, a partir da praia, uma linha de pequenas dunas incipientes, com poucos centímetros de altura, seguida pelo cordão de dunas frontais, cuja altura varia ao longo da costa.

O desenvolvimento das dunas incipientes e frontais não é uniforme ao longo da extensão do campo: na altura do farol do Albardão, não há dunas frontais, apenas mantos de deflação eólica; vários quilômetros ao sul do farol, já se observam dunas bastante desenvolvidas (Seeliger *et al.*, 2004; Fig. 7). Atrás das dunas frontais há uma área relativamente plana e topograficamente baixa, caracterizada por banhados e areias movediças interdunas. O final desses banhados é marcado pelas dunas livres, que podem chegar a 20 metros de altura e formam uma das mais belas paisagens da costa gaúcha. Os espaços entre essas dunas são preenchidos por águas pluviais durante as estações chuvosas, formando lagoas efêmeras (Fig. 8).



**Figura 7 -** Dunas frontais bem desenvolvidas, ao sul do farol do Albardão.

Figure 7 - Well-developed foredunes, to the south of Albardão lighthouse.

Como resultado dos ventos predominantes na região, vindos dos quadrantes NE e S, as dunas migram no sentido N-NW. Na última década esse processo foi



**Figura 8 -** As lagoas efêmeras formadas nos espaços interdunas. Ao fundo, o Oceano Atlântico.

**Figure 8 -** Ephemeral lakes, formed between the dunes. In the background, the Atlantic Ocean.

intensificado devido ao rebaixamento do lençol freático causado pela abertura de canais de drenagem entre os banhados e a praia, em uma tentativa de estender a área das plantações de *Pinus* localizadas no extremo norte do campo de dunas (Ugri, 2001). Nessas dunas vivem diversas espécies de aves, insetos e mamíferos, como o graxaim-do-campo, lebre e tuco-tuco.

A praia oceânica lindeira ao campo de dunas do Albardão apresenta morfodinâmica intermediária, tendendo a dissipativa, com areia de granulometria mais grosseira e declividade mais acentuada (Calliari & Klein, 1993). Nelas ocorrem extensas concentrações de bioclastos de moluscos marinhos, chamadas de concheiros. Tais acumulações só começaram a ser registradas a partir do início da década de 70, na forma de manchas esparsas; sua origem seria a remoção por ondas de tempestade dos fósseis e biodetritos de depósitos-relíquia na plataforma continental (Figueiredo Jr., 1975) e sua acumulação preferencial na linha de praia. Monitoramentos feitos ao longo dos últimos 10 anos mostram que os concheiros vêm aumentando em extensão e migrando para o norte, estando mais concentrados no setor da praia entre 150 e 190 km ao sul do estuário da Lagoa dos Patos, evidenciando a atuação de fortes correntes de deriva litorânea nesse sentido. Um levantamento feito por Asp (1996) mostrou que os concheiros têm potencial para exploração como fonte de calcário.

Desde o final do século XIX já se conhecia a ocorrência de fósseis de vertebrados terrestres extintos nas praias ao sul do estuário da laguna dos Patos, trazidos pelas correntes geradas por ondas. Esses restos seriam provenientes de depósitos fossilíferos continentais que foram afogados por transgressões marinhas (Buchmann, 2002). A dinâmica costeira atual e os processos erosivos atuantes na costa gaúcha (Dillenburg et al., 2004) promovem o retrabalhamento desses depósitos submersos, removendo os fósseis e transportando-os até o pós-praia, onde são depositados principalmente durante o outono-inverno, quando as ressacas são mais intensas (Fig. 9). Os aspectos tafonômicos desses fósseis sugerem que foram originalmente preservados em um ambiente fluvial continental, similar ao arroio Chuí, porém seu retrabalhamento em ambiente marinho tornou-os mais densos, escuros e resistentes (Lopes et al., no prelo).

Os fósseis de mamíferos incluem os mesmos grupos que constituíam a chamada megafauna pleistocênica (preguiças gigantes, gliptodontes, pampatérios, toxodontes, macrauquênias, mastodontes, dentes-de-sabre, entre outros) cujos fósseis são encontrados também nos depósitos fossilíferos do arroio Chuí (Lopes et al., 2005a). Embora a idade exata desses fósseis ainda não tenha sido determinada, os grupos taxonômicos encontrados correspondem à Idade-Mamífero Lujanense (Biozona de Equus neogeus), estabelecida há cerca de 130 mil anos. Nos concheiros são encontrados ainda fósseis de táxons ainda não registrados no arroio, como aves, roedores e répteis, e também de organismos marinhos (crustáceos, cetáceos, pinípedes, peixes ósseos, tubarões, arraias e tartarugas) (Lopes, 2006). Além de fósseis, em pontos isolados do campo de dunas podem ser encontrados artefatos indicativos da ocupação temporária por paleoíndios da cultura Guarani; devido à migração das dunas os locais de interesse arqueológico são continuamente expostos e recobertos pela areia. O material arqueológico encontrado consiste de fragmentos de cerâmica e peças líticas, como boleadeiras e pontas de flechas; ocasionalmente encontram-se restos alimentares na forma de ossos. A ausência de matéria-prima lítica na Planície Costeira indica que esses índios vinham do interior do Estado; os tipos de rochas usados nas ferramentas sugerem que vinham do interior do Estado e do Planalto, ou que havia intercâmbio de materiais com grupos originários dessas áreas (Schmitz *et al.*, 1997; Oliveira & Teixeira, 2005).



**Figura 9 -** Fóssil de mamífeo terrestre (vértebra de gliptodonte, em preto), associado às concentrações biodetríticas conhecidas como "concheiros", na praia oceânica do campo de dunas do Albardão.

**Figure 9 -** Fóssil of a terrestrial mammal (glyptodont vertebra, in black), in association to biodetritic accumulations known as "concheiros", in the oceanic beach of the Albardão dune field.

## **ORIGEM DO SÍTIO**

A formação da barreira arenosa que isolou a lagoa Mangueira foi atribuída por Buchmann (1997) ao crescimento de um esporão no sentido N-S, entre 5 e 4 mil anos atrás aproximadamente, em resposta ao máximo transgressivo holocênico. Outros estudos sugerem que a barreira arenosa originou-se pela migração em direção ao continente de uma barreira emersa pré-existente, em resposta ao último máximo transgressivo, como observado no litoral norte do estado (Dillenburg *et al.*, 1998).

Como resultado da influência dos processos dinâmicos que ocorrem no litoral gaúcho, os depósitos arenosos holocênicos que constituem a Barreira IV exibem marcante variação morfológica ao longo da costa (Dillenburg *et al.*, 1998). No setor da costa entre o farol do Albardão e o balneário Hermenegildo, se observa uma barreira de dunas transgressivas, formada por grandes campos de dunas migrando no sentido do continente, cuja origem é atribuída à migração em direção ao continente dos sedimentos retrabalhados pela erosão atual. No sul da costa gaúcha, os processos erosivos atuais têm sido atribuídos à subida do nível do mar, à concentração da incidência de ondas sobre a praia devido à presença na antepraia de estruturas litificadas e ao déficit de sedimentos (Tomazelli & Dillenburg, 1998; Calliari et al., 1998; Dillenburg et al., 2004). A dinâmica do campo de dunas está relacionada ao regime de ventos que atuam na área: os ventos predominantes são de quadrante NE, porém os mais intensos provêm dos quadrantes S-SW-W, sendo estes últimos mais freqüentes entre abril e agosto, associados às tempestades de outono-inverno. As variações sazonais no regime de ventos são responsáveis pela migração das dunas a taxas médias de aproximadamente 23 m/ano e oscilações de até 5 m em sua altura (Arejano, 1999).

## SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Como resultado do máximo transgressivo marinho ocorrido há cerca de 6 Ka, se desenvolveu na linha de costa gaúcha um extenso sistema deposicional do tipo laguna-barreira. Na porção da costa ao sul do estuário da Lagoa dos Patos, esse sistema é caracterizado por extenso corpo lacustre, denominado Lagoa Mangueira, separado do Oceano Atlântico por uma barreira arenosa, onde se encontram expressivos campos de dunas eólicas. O desenvolvimento dessas dunas ocorreu como resultado dos processos erosivos atuantes sobre essa porção da costa, que também promovem o aporte de fósseis de diversos organismos, marinhos e terrestres, provenientes de depósitos submersos na plataforma continental interna. O campo de dunas é importante não apenas para a manutenção do equilíbrio dinâmico costeiro, mas também por ser hábitat e local de repouso de diversas espécies animais nativas e migratórias, além de guardar registros paleontológicos e geológicos. Sua beleza paisagística lhe confere grande potencial para uso sustentável através do ecoturismo (Fig. 10).

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Embora em escalas de tempo maiores a porção sul da costa gaúcha esteja sujeita a erosão, em escalas de curto período (anuais), encontra-se em equilíbrio dinâmico, graças à presença das dunas frontais. Durante o inverno, as ressacas intensas removem grande quanti-

dade de areia das dunas frontais, que agem assim como uma barreira natural, impedindo que o mar avance continente adentro. No verão, ao contrário, as ondas trazem sedimentos para a praia, fazendo com que a praia aumente de volume. Esse equilíbrio cíclico de invernoverão é essencial para garantir que a costa seja um ambiente relativamente estável não apenas para a ocupação humana, mas também para plantas e animais. A vegetação tem grande importância na fixação da areia que compõe as dunas frontais. Embora ao longo dos últimos 50 anos a cobertura vegetal na porção sul da costa tenha aumentado, esse processo não ocorre de forma homogênea (Ugri, 2004), além do fato de que essa vegetação tem servido de pastagem para o gado bovino criado em fazendas às margens da lagoa Mangueira, fator que acentua a movimentação da areia desde a praia para o interior do continente.

Toda a área de praia do sul da costa gaúcha é de difícil acesso para veículos comuns, sendo necessários veículos tracionados para percorrê-la; como resultado, apenas pescadores e pesquisadores freqüentam regularmente esse trecho da costa. Ocasionalmente grupos de "jipeiros" percorrem a área, resultando em impactos negativos para o ambiente. A ocupação humana permanente é quase inexistente, havendo apenas umas poucas fazendas próximas à margem da lagoa Mangueira. Existem ainda bosques isolados de acácia, plantados por moradores das cidades de Santa Vitória do Palmar e Chuí que freqüentam a área para praticar pesca esportiva.

#### **Medidas Atuais**

A dificuldade de acesso à margem oeste da lagoa Mangueira tem garantido sua preservação ao longo dos anos. Em seu limite norte, adjacente ao banhado do Taim, contudo, as dunas costeiras foram obliteradas, ocupadas por plantações de pinheiro (Pinus elliotti) para extração de resina e madeira. Seu limite sul é caracterizado por alterações na vegetação, pela plantação de bosques de acácia pelos moradores da região. Apenas em anos recentes foi reconhecida a importância da barreira arenosa a oeste da lagoa Mangueira, como hábitat para organismos nativos e abrigo de várias espécies de aves migratórias que utilizam o local como parada em sua jornada entre os pólos. Isso garantiu sua inclusão no Programa MaB (Man and Biosphere) da UNESCO, como Reserva da Biosfera da Mata Atlântica, formando um corredor ecológico entre a lagoa do Peixe, no litoral norte do RS, e os humedales do leste uruguaio.



**Figura 10** - Imagens do sítio: **a**) o farol do Albardão, o mais isolado da costa brasileira (distante cerca de 40 km da localidade mais próxima); **b**) visão panorâmica do campo de dunas em direção ao Oceano Atlântico; **c**) dunas livres bem desenvolvidas; **d**) lagoas inter-dunares; **e**) fóssil de mamífero terrestre extinto (fêmur de *Toxodon platensis*), trazido à praia pelas ondas; **f**) detalhe das dunas mostrando as estruturas superficiais de *ripple* (Fotos por Renato Lopes).

**Figure 10** - Images of the site: **a)** the Albardão lighthouse, the most isolated of the Brazilian coast (distant some 40 km from the nearest locality); **b)** panoramic view of the dune field towards the Atlantic Ocean; **d)** inter-dune lakes; **e)** fossil of a extinct terrestrial mammal (femur of a Toxodon platensis), brought to the beach by the waves; **f)** detail of the dunes showing the surface ripple structures (photos by Renato Lopes).

O reconhecimento dos campos de dunas como Patrimônio Geológico e Paleontológico vem reforçar a importância da preservação dessa área, cujos limites norte e sul já se encontram alterados pela ação humana. O fato de a área ser caracterizada pela presença de sítios de interesse arqueológico e paleontológico justifica o interesse científico para sua preservação; a beleza paisagística e a natureza virtualmente intocada ao longo da maior parte desse setor da costa garante elevado potencial para uso turístico sustentável, através de atividades de ecoturismo.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Arejano, T.B. 1999. Análise do regime de ventos e determinação do potencial de deriva de areia no extremo sul do litoral do Rio Grande do Sul, Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Dissertação de Mestrado, 42p.
- Asp,N.E. 1996. Avaliação da potencialidade de depósitos de calcário biodetrítico da Plataforma Interna e linha de costa do sul do RS. Graduação em

Gerenciamento Ambiental, curso de Oceanologia. Departamento de Oceanografia, Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Monografia de Conclusão, 73p.

- Buchmann, F.S.C. 1997. Banhado do Taim e Lagoa Mangueira: Evolução holocênica da paleoembocadura da Lagoa Mirim, RS, Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Dissertação de Mestrado, 160p.
- Buchmann, F.S.C. 2002. Bioclastos de organismos terrestres e marinhos na praia e Plataforma Interna do Rio Grande o Sul: natureza, distribuição, origem e significado geológico. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Tese de Doutorado, 108p.
- Calliari, L.J.; Speranski, N.; Boukareva, I. 1998. Stable Focus of Wave Rays as a Reason of Local Erosion at the Southern Brazilian Coast. Journal of Coastal Research, 26: 19-23.
- Closs, D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. Iheringia (Série Geologia), 3: 3-76.
- Dillenburg,S.R.; Tomazelli, L.J.; Lummertz, C.N. 1998. A variabilidade morfológica das barreiras costeiras holocênicas do estado do Rio Grande do Sul. Geosul, 14(27): 204-207.
- Dillenburg,S.R.; Esteves,L.S.; Tomazelli,L.J. 2004. A critical evaluation of coastal erosion in Rio Grande do Sul, southern Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 76(3): 611-623.
- Draskóy, A. Shanties and Sea Songs. http:// shanty.rendance.org/lyrics/shanties.php. Acessado em 5/ 04/2008.
- Figueiredo Jr., A.G. 1975. Geologia dos depósitos calcários biodetríticos da Plataforma Continental do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Dissertação de Mestrado, 72p.
- Lopes, R.P.; Buchmann, F.S.C.; Caron, F.; Itusarry, M.E.G.S. 2005. Barrancas fossilíferas do arroio Chuí, RS - Importante megafauna pleistocênica no extremo sul do Brasil. *In*: Winge, M; Schobbenhaus, C; Berbert-Born, M; Queiroz, E. T.; Campos, D. A.; Souza, C. R. G; Fernandes, A. C. S. (Orgs.). *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil.* 2005. Disponível na Internet em http://www.unb.br/ig/sigep/
- Lopes, R.P. 2006. Os depósitos fossilíferos na porção sul da planície costeira do Rio Grande do Sul: Aspectos paleontológicos e estratigráficos. Curso de Graduação em Geografia (Bacharelado), Departamento de Geociências, Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Monografia de Conclusão, 82p.
- Lopes, R.P.; Buchmann, F.S.C.; Caron, F. (no prelo) Taphonomic analysis on fossils of Pleistocene mammals from deposits submerged along Southern Rio Grande do Sul coastal plain. Arquivos do Museu Nacional - Volume Especial do II Congresso Latino-Americano de Paleontologia de Vertebrados.

- Schmieder, F.; von Dobeneck, T.; Bleil, U. 2000. The Mid-Pleistocene Climate Transition as documented in the deep South Atlantic Ocean: initiation, interim event, and terminal event. Earth and Planetary Science Letters, 179: 539-549.
- Seeliger, U.; Cordazzo,C.; Barcellos,L. 2004. Areias do Albardão – um guia ecológico ilustrado do litoral no extremo sul do Brasil. Rio Grande, Editora Ecoscientia. 96p.
- Tomazelli, L.J. 1994. Mo rfologia, organização e evolução do campo eólico costeiro do litoral norte do Rio Grande do Sul. Pesquisas, 21(1): 64-71.
- Tomazelli, L.J. & Dillenburg, S.R. 1998. O uso do registro geológico e geomorfológico na avaliação de longo prazo na costa do Rio Grande do Sul. Geosul, 14: 47-53.
- Tomazelli, L.J.; Dillenburg,S.R.; Villwock,J.A., 2000. Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 30(3): 474-476.
- Tomazelli, L.J.; Villwock, J.A. 2005. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. Gravel, 3:109-115
- Ugri, A. 2001. Mudanças na vegetação das dunas frontais no extremo sul do Brasil na última década. Curso de Graduação em Oceanologia (Gerenciamento Ambiental), Departamento de Oceanografia, Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Monografia de Conclusão, 44p.
- Ugri, A. 2004. Mudanças em escala histórica das dunas costeiras do extremo sul do Brasil. Programa de Pós-Graduação em Oceanografia Biológica, Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Dissertação de Mestrado, 86p.
- Villwock, J.A.; Tomazelli, L.J. 1995. Geologia Costeira do RS. Notas Técnicas, 08: 27-29.

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio Grande (FURG) – Instituto de Oceanografia, Setor de Paleontologia, Av. Itália, Km 08, CEP 96201-900, Rio Grande – RS. paleonto\_furg@yahoo.com.br.

<sup>2</sup> Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) - Programa de Pós-Graduação em Geociências - Av. Bento Gonçalves, 9500 - Bloco I, Prédio 43113, sala 207. andreugri@yahoo.com.br

<sup>3</sup>Universidade Estadual Paulista (UNESP) -Campus do Litoral Paulista - Campus São Vicente. Praça Infante D. Henrique, s/no. CEP 11330-900. São Vicente - SP, Brasil. buchmann@csv.unesp.br

 Trabalho divulgado no site da SIGEP, em 10/05/ 2008, <http://www.unb.br/ig/sigep>, também com versão em inglês.



## **RENATO PEREIRA LOPES**

Graduado em Geografia (Bacharelado) pela Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG) e mestre em Geociências, com ênfase em Paleontologia de Vertebrados, pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Atualmente é doutorando em Geologia Marinha pela UFRGS, enfocando a evolução da planície costeira o Rio Grande do Sul, e é professor de Geologia e Paleontologia na FURG.



## ANDRÉ UGRI

Graduado em Oceanologia pela Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG) e Mestre em Oceanografia Biológica pela mesma instituição; em ambos desenvolveu estudos enfocando as alterações nos campos de dunas da porção sul da costa gaúcha. Atualmente é doutorando do curso de Geociências (área de concentração: Geologia Marinha) pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).



## FRANCISCO SEKIGUCHI DE CARVALHO BUCHMANN

Graduado em Oceanologia pela Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Fez Mestrado e Doutorado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), área de concentração em Geologia Marinha. Foi professor das disciplinas de Introdução à Estratigrafia e Paleontologia, Paleontologia Geral e Geologia do Quaternário na FURG. Atualmente é professor de Paleontologia e Geologia Marinha da Universidade Estadual de São Paulo (UNESP).

## Pedra Pintada, RR

Ícone do Lago Parime

## SIGEP 012

Nelson Joaquim Reis<sup>1</sup> Carlos Schobbenhaus<sup>2</sup> Fernando Costa<sup>3</sup>

NA PORÇÃO ORIENTAL DE RORAIMA afloram granitos cálcio-alcalinos do tipo I com idade em torno de 1,96 Ga (bilhões de anos), período Orosiriano, que são reunidos na unidade geológica Suíte Pedra Pintada. A denominação dada a essa unidade geológica provém do monólito conhecido como Pedra Pintada, imponente feição geomórfica ovalada que contrasta com extensa planície de savana circundante. A abundância de inscrições rupestres existentes em sua superfície deu origem à denominação de "pedra pintada". As inscrições rupestres se cercam de lendas sobre a existência passada de um imenso lago, "Parime ou Manoa", que teria possibilitado a realização de pictogrifos na Pedra Pintada, encontrados a dez metros acima da superfície. Ao redor do lago também giram outras lendas sobre a busca por tesouros do El Dorado, cujo registro na cartografia de antigos mapas de exploradores retrocede ao final do século XVI. O sítio revela uma indústria lítica que se utilizou de instrumentos relacionados ao processamento de recursos vegetais, onde o lítico lascado é composto por lascas e raspadores de grandes dimensões. Pedra Pintada, por suas características e seu renome, possui atrativos para o geoturismo e o turismo cultural nacional e internacional. O acesso à área é atualmente dificultado pela homologação da área indígena São Marcos. Carece, no entanto, de tomada de medidas à sua proteção e de alerta à necessidade de sua conservação em bases sustentáveis ao turismo.

**Palavras-chave:** Pedra Pintada; Roraima; El Dorado; Lago Parime; Paleoproterozóico; Arqueologia **Pedra Pintada, State of Roraima** – The icon of Parime Lake

Type I calc-alkaline granitoids of the Orosirian Period, dated around 1.96 Ga (billion years) are assembled in the geological unit called Pedra Pintada Suite that outcrops in the easternmost portion of the Roraima State. The name given to this geological unit comes from an impressive isolated oval monolith called "Pedra Pintada" (Painted Stone), that contrasts with the large surrounding savanna plain. The origin of its name is related to the great amount of primitive drawings or petroglyphs observed on its surface, which were related to European prehistoric cultures of the Mediterranean.

Around these primitive drawings there are histories and legends about the past existence of a great lake named " Parime or Manoa", that would have enabled the execution of drawings on the Pedra Pintada by canoes, since they are found about ten meters above the ground. Around the lake there are also other legendary tales about the city of Manoa and the hunt for treasures of the El Dorado, whose record in old maps of explorers back to the end of the XVI century. The site reveals a stony industry related to the processing of plant resources, with the use of rock chips and scrapers of large dimensions. Pedra Pintada, by its characteristics and its reputation, has appealing to the geoturism and cultural tourism nationally and internationally. Access to the area is currently hindered by the approval of the indigenous São Marcos area. Needs, however, for taking action to its protection and warning of the need for its conservation in sustainable basis for tourism.

**Key words:** Pedra Pintada; Roraima; El Dorado; Parime Lake; Paleoproterozoic; Archeology

## INTRODUÇÃO

O sítio da Pedra Pintada constitui um local de geoturismo e turismo cultural nacional e internacional, a considerar o foco de sua constante divulgação no estado de Roraima (Figs. 1 e 2).

Ocupa o interior da área indígena São Marcos que por sua vez, mantém limite com outra área indígena, a Raposa – Serra do Sol (Fig. 3). A área indígena São Marcos foi homologada pelo Decreto nº 312 de 1991. Trata-se de uma área com 654.110,30 hectares, que de acordo com os dados do CIMI – Conselho Indigenista Missionário (2005) agrupa indígenas Macuxi, da família lingüística Caribe.

A região da Pedra Pintada está inserida em área de savana, sendo comum a presença de extensos lajeiros, em parte, recobertos por camada de solo pouco espessa. A cobertura vegetal se desenvolve sobre extensa superfície plana a levemente ondulada e cuja dissecação esculpe áreas de coberturas sedimentares cenozóicas e de rochas graníticas e vulcânicas. Ocorrem, freqüentemente, inúmeras formas residuais subordinadas, tais como campos de blocos, colinas isoladas, pequenos alinhamentos de serras e *inselbergs*. Na região do baixo e médio curso do rio Parimé, local onde se situa o sítio da Pedra Pintada, ocorre uma maior concentração de áreas sujeitas à inundação, com a presença de numerosos lagos (CPRM 2002).

Duas imponentes serras se situam a sudoeste do sítio, Tabaco e Tarame, sendo que ao norte e nordeste outras feições montanhosas têm registro através das serras Machado, Balde, Grande e Marapinima. Para leste, outras menores exposições de rocha e mais distais estão representadas pelas serras Cupim, Aruanã, Salgado e Mauá.



**Figura 1 -** Vista da Pedra Pintada. Feição monolítica em rocha granítica e rica em inscrições rupestres (M.Mora).

**Figure 1** - View of Pedra Pintada, a granitic monolith with a lot of petroglyphs (M.Mora).



**Figura 2 -** Localidade da Pedra Pintada, às margens do rio Parimé. Em primeiro plano, os pilares da antiga ponte que cruzava o rio e que permitia o fácil acesso à localidade para visitas turísticas (N.Reis).

**Figure 2** - Pedra Pintada site (at right) at the Parimé river margin, approximately 130 km from Boa Vista, capital of the State of Roraima. In the foreground the pillars of the old bridge that crossed the river and allowing easy access to site for tourism (N.Reis).

## LOCALIZAÇÃO

O sítio da Pedra Pintada (Lat. 03°52'44"N- Long. 60°53'52"W) dista aproximadamente 130 km da capital Boa Vista, cujo principal acesso é realizado através da BR-174, percorrendo-se o trecho Boa Vista – vila Pacaraima e sentido norte em direção à fronteira com a Venezuela. Na altura do Km 119, toma-se uma vicinal (RR-400) com cerca de 11 km que conduz ao rio Parimé pela sua margem direita (Fig. 4).

O acesso ao sítio pode ser realizado a partir da traves-

sia pelo rio Parimé, condição esta permitida apenas por veículo tracionado no período de maior estiagem da região, o que ocorre normalmente nos meses de janeiro e fevereiro.

Alguns anos atrás, uma pequena ponte sustentada por cabos de aço permitia o acesso ao sítio durante todo o ano, contudo, uma grande cheia ocorrida no final dos anos 90 veio demolir sua estrutura (Fig. 5).

## EL DORADO, MANOA E O LAGO PARIME

*El Dorado* (do espanhol, "O Dourado"), *Manoa* (do achaua, "lago") ou *Manoa del Dorado* (Manoa do Dourado) é uma lenda iniciada na década de 1530 com a história de um chefe ou sacerdote dos indígenas muíscas da Colômbia, que se cobria com pó de ouro


**Figura 3** - Mapa de situação do sítio geológico Pedra Pintada (PP) e reservas indígenas São Marcos (SM) e Raposa – Serra do Sol (RSS).

**Figure 3** - Location map of the Pedra Pintada geological site and São Marcos (SM) e Raposa – Serra do Sol (RSS) Indian reserves.



**Figura 5 -** Foto histórica da antiga ponte sobre o rio Parimé durante o ano de 1996 (N.Reis)

**Figure 5** - Historical photograph of the old bridge over Parimé River in 1996(N.Reis)

e mergulhava em um lago. A história do homem dourado foi, posteriormente, transformada no lugar ou cidade desse chefe legendário com muitas riquezas em ouro. Apesar de trabalharem o ouro, não existiam entre eles as cidades douradas tão cobiçadas pelos conquistadores espanhóis ou minas importantes que justificassem tanto ouro. Na procura por mais ouro, os conquistadores se deslocaram sempre mais para leste. De acordo com o mito criado a partir do final do século XVI, a cidade dourada, agora chamada Manoa, estaria localiza-



Figura 4 - Mapa de situação do sítio geológico Pedra Pintada e acessos a partir da capital Boa Vista em Roraima. Figure 4 - Location map of the Pedra Pintada and principal road from Boa Vista, Roraima.

da às margens de um imenso lago denominado Parime. Assim, a proveniência de grande volume de ouro e a existência de um "El Dorado" coexistiram através do relato dos historiadores e das expedições que saíram à sua procura.

A atração pelo "El Dorado" ocorreu no final do século XVI, com incursões de expedicionários dos Andes para leste, do Orinoco (Venezuela) para sul e do Essequibo (Guiana) para oeste, até a Província de Guayana onde hoje se localiza Roraima. Essas incursões seguiriam também, em hipótese, o traçado de caminhos pré-colombianos.

O "El Dorado" era descrito como uma área situada no extremo norte da Região Amazônica, na proximidade de um lago cercado por montanhas, onde existiriam tesouros - ouro e pedras preciosas - levados pelo povo Inca ao se refugiarem da invasão espanhola. Essas montanhas foram gradativamente sendo reconhecidas como aquelas da serra Pacaraima, hoje, divisora de trecho de fronteira entre Brasil e Venezuela e Brasil e Guiana.

De acordo com o mito criado, a cidade dourada, agora chamada Manoa, estaria localizada nessa região montanhosa às margens de um imenso lago denominado Parime, em cujas margens habitavam indígenas. Os seus "tuxauas" ordenavam a guarda de tesouros junto aos seus túmulos, bem como no interior do lago. Deste modo, a região tornou-se objeto de rotas de expedições à caça desse tesouro nos séculos XVI e XVII. Das expedições fomentaram-se relatos e informes que refletiam, em grande parte, fatos desencontrados e pictóricos, desprovidos de comprovação de que realmente a cidade de Manoa ou lago Parime existissem. Neste bojo, os fatos arrolados tiveram sua divulgação através do desenho cartográfico de alguns mapas elaborados naquele período.

Um desses primeiros mapas deveu-se a Thomas Hariot em 1595 e, posteriormente, a Henricus Hondius em 1599 (Fig. 6). A denominação de "lago Parime" ou "Parime Lacus" empregada na versão de Hondius para o então lago Manoa aparece posteriormente em mais de uma dezena de mapas ao longo do séc. XVII e até meados do século XVIII (Miceli, 2002), sobre a linha do Equador (*Aequinoctialis Linea*), em uma posição onde hoje se situa o estado de Roraima.

Assim, verifica-se que em quase todos eles sempre aparece a indicação de uma cidade situada às margens desse lago, denominada "Manoa" ou também "Manoa ó El Dorado" (Manoa ou El Dorado). Esse fato aguçou ainda mais o interesse pela busca do El Dorado em terras de Roraima. De fato, a existência no passado desse imenso lago ainda não foi comprovada por falta de evidências geológicas. Vale observar, no entanto, que o nome "Parime" vincula-se com o atual rio Parimé, que percorre a região onde existiria o lago, e também com "Parima", uma região de Roraima fronteiriça com a Venezuela, que possui histórico de intensa atividade garimpeira de ouro, no início dos anos 90 do século passado.

### A PEDRA PINTADA E O LAGO PARIME

A adesão de novos historiadores e de simpatizantes (pesquisadores, artistas, etc.) aos antigos relatos sobre a existência de um imenso lago na região de savana de Roraima (Stevenson 1994) veio fomentar novas idéias e hipóteses.

Uma delas se cerca da localidade de Pedra Pintada, um monólito de 30 m de altura, 100 m de comprimento e 30 m de largura (Home, 1959) formado por um imenso corpo rochoso arredondado situado às margens do rio Parimé, cuja principal atração, afora sua curiosa feição morfológica contrastante com a extensa área de savana, está na abundância em inscrições rupestres que por sua vez, protagonizam a denominação de "pedra pintada" (Figs. 1 e 10). O estudo dessas inscrições levou Homet (1959) a fazer um paralelo com culturas préhistóricas européias da região do Mediterrâneo.

A presença de um extenso lago, o "Parime ou Manoa", possibilitou a base para a formulação de hipóteses sobre a utilização de canoas pelos indígenas, na inscrição dos pictogrifos na pedra, em locais mais elevados e que hoje se encontram a 10 metros de altura.





**Figura 6** - Mapas elaborados por Thomas Hariot (à esquerda) e Henricus Hondius (à direita) no século XVI e localização do lago Manoa ou Parime e a cidade de Manoa ou El Dorado localizada na margem oeste desse lago.

**Figure 6** - Maps designed by Thomas Hariot (at left) and Henricus Hondius (at right) in the XVI century showing the Manoa or Parime lakes and the city of Manoa or El Dorado at the left side of the lake.



**Figura 7** - Feições rochosas ao longo da região de savana ("Campos Gerais") e Pedra Pintada à esquerda (N.Reis).

**Figure 7** - Rocky sites along the savanna (General Field) and Pedra Pintada at left (N.Reis).

A extinção dessa larga massa de água teria ocorrido progressivamente, gerando na atualidade, um grande número de lagos no interior da região de savana ou campos gerais.

As denominações dos rios e serras que aparecem no desenho de Hariot foram posteriormente incrementadas pelo estudo de Stevenson (1994) com o apoio de geólogos na busca de evidências sobre a existência do lago, tendo a Pedra Pintada como o principal foco da investigação.

### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

### Geologia da região da Pedra Pintada

O estado de Roraima ocupa o quadrante sudoeste do Escudo das Guianas, por sua vez, localizado ao norte do Cráton Amazônico (Fig. 8).

Geologicamente, Roraima congrega uma variedade de tipos de granitóides que têm sido referidos a vários condicionamentos tectônicos.

Uma dessas unidades granitóides é a Suíte Pedra Pintada, tendo sido primeiramente descrita por Fraga *et al.* (1996) e possuindo como localidade-tipo o sítio da Pedra Pintada. Nesta região os granitóides mostram contatos tectônicos com os vulcanitos do Grupo Surumu.

De acordo com Reis & Fraga (1996), os granitóides da Suíte Pedra Pintada e os vulcanitos do Grupo Surumu mantêm similar comportamento químico e apontam para uma relação de cogeneticidade, o que, aliado às idades próximas, é sugestivo de um ambiente geotectônico único para o plutonismo e vulcanismo cálcio-alcalino nesta porção do Escudo das Guianas.

A suíte reúne (hornblenda)-biotita granodioritos e monzogranitos com subordinados quartzo dioritos, tonalitos e sienogranitos. São rochas geralmente acinzentadas e bastante magnéticas, entretanto, termos róseos têm sido descritos em alguns corpos. Enclaves máficos arredondados aparecem aqui e acolá e incluem, por vezes, cristais de feldspato alcalino, provavelmente pingados da encaixante e sugestivo da coexistência de magmas ácidos e básicos (Fig. 9). Revelam afinidades com típicos granitos de suítes cálcio-alcalinas de alto-K e do tipo I que permitem sugerir para a granitogênese um ambiente pós-colisional (Fraga *et al.* 1996, 1997; Fraga & Araújo 1999; Haddad *et al.* 1999; Fraga *et al.* 2008), embora uma relação com arco tipo andino em ambiente pré-colisional tenha sido concebido (CPRM 2003).

Idades em 2005  $\pm$  45 Ma (Pb-Pb por evaporação em zircão, Almeida *et al.* 1997) e 1958  $\pm$  11 Ma (U-Pb SHRIMP, *Apud* Reis *et al.* 2003) foram respectivamente obtidas para um monzogranito da localidade-tipo da Pedra Pintada e de um granodiorito da serra Orocaima. O valor em torno de 1,96 Ga estabelece a idade de cristalização da suíte no período Orosiriano, da era paleoproterozóica. Aquele mais antigo tem sido interpretado como de herança transamazônica. Recentemente idades Pb-Pb (evaporação em zircão) em 2009  $\pm$  2 Ma e 1.985  $\pm$  1 Ma foram obtidas para a suíte na região do rio Trairão (CPRM 2008). Ambos os valores suportam a mesma avaliação àqueles encontrados para a região Orocaima/Pedra Pintada.



Fonte: Mapa Geológico da América do Sul, 1:5.000.000 (CGMW-DNPM-CPRM-UNESCO, 2001)

Embasamento pré-cambriano

**Figura 8** - Situação do Cráton Amazônico e respectivos escudos Guianas (ao norte) e Brasil Central (a sul).

**Figure 8** - The Amazonic Craton and location of related Guiana and Central Brazil shields.



**Figura 9** - Feição macroscópica de um granitóide da Suíte Pedra Pintada e indicação de coexistência de magmas (N.Reis). **Figure 9** - Macroscopic feature of the Pedra Pintada granitoid indicating the coexistence of magmas (N.Reis).

Ambos o vulcanismo Surumu e a granitogênese Pedra Pintada foram reunidos no Evento Vulcano-Plutônico Orocaima (Reis *et al.* 2000). O vulcanismo Surumu foi datado por Schobbenhaus *et al.* (1994) em 1966  $\pm$  9 Ma (U-Pb convencional em zircão) na localidade da serra Tabaco, região do sítio da Pedra Pintada e em 1984  $\pm$  9 Ma (CPRM 2003; U-Pb SHRIMP).

Outras áreas em Roraima registram rochas granitóides correlatas à suíte, citando-se a região do rio Trairão, serras Orocaima e Urubu (CPRM, 1999; 2008).

Do ponto de vista da morfologia da Pedra Pintada, sua feição monolítica é proveniente de uma prolongada ação de intemperismo. A forma arredondada está relacionada a um processo de esfoliação esferoidal, quando a superfície da rocha sofre desgaste pela ação do tempo e forma lascas à semelhança de cascas de cebola, expondo-a sob forma de grandes blocos ou *boulders* perfeitamente arredondados.

O desgaste ocorre com maior intensidade na extremidade dos blocos rochosos, tornando-a cada vez mais arredondada. A esfoliação ocorre em rochas maciças e com freqüência forma campos de blocos arredondados na proximidade de maciços ou serranias. A erosão remove gradativamente a camada de solo (produto de alteração da rocha) e passa a expor *boulders*, matacões e blocos de variada dimensão sobre o terreno. É um processo autóctone, onde não há o transporte do bloco, que permanece *in situ*.

### Arqueologia da região da Pedra Pintada

Coube a Marcel F. Homet, pesquisador e escritor francês, a primeira divulgação das inscrições do sítio da Pedra Pintada, cuja publicação "Die Söhne der Sonne" ("Os Filhos do Sol") foi originalmente editada em alemão no ano de 1958.

Desde então, poucos trabalhos de cunho arqueológico têm sido empreendidos em Roraima, cabendo a Pedro Mentz Ribeiro as únicas escavações arqueológicas em 1985. Esses estudos se desenvolveram no entorno do município de Boa Vista e região nordeste do Estado, estendendo-se até a fronteira com a Guiana e incluindo os principais tributários do rio Branco, Tacutu, Urariqüera, Surumu e Cotingo (Ribeiro 1997).

Dos 53 sítios prospectados, na sua maior parte em área de lavrado, um total de 33 revelaram inscrições rupestres: pinturas e gravuras. Destacam-se os abrigos Pedra Pintada e Mauá, ambos em rocha granitóide e com grande quantidade de inscrições rupestres (Figs. 7 e 10).

Durante as escavações do sítio de Pedra Pintada foram obtidas duas datações radiocarbônicas para níveis pré-cerâmicos:  $3.000 \pm 160$  AP, entre 80 e 90 cm e,  $3.950 \pm 130$  AP, entre 1,0 a 1,10 m. As idades correspondem aos estratos intermediários do pacote sedimentar, já que a base da escavação atingiu 1,60 metros. A indústria lítica do período encontrado revela instrumentos relacionados ao processamento de recursos vegetais, tais como sementes, grãos e frutos. Constituem batedores - trituradores, mós, moedores e pilões, feitos, geralmente, de seixos de arenito ou basalto. O lítico lascado é composto por lascas e alguns raspadores de grandes dimensões.

Outras evidências encontradas foram: sepultamentos, pontas polidas de osso, corante mineral e vestígios faunísticos (Ribeiro 1997).

No intervalo 1,0 -1,10 m, datado em aproximadamente 4.000 AP, foi coletada uma placa de granito originária da face granítica da Pedra Pintada e com conteúdo em marcas de pintura de coloração avermelhada semelhantes ao que se observa nas faces verticais da exposição rochosa. De acordo com Ribeiro (1997), este dado é sugestivo de que os primeiros ocupantes da área fossem aqueles que realizaram as pinturas rupestres.

Os estudos arqueológicos em Roraima jamais foram retomados e a coleção, encontra-se depositada no Museu Integrado de Roraima.

Outros sítios de menor expressão, contudo, com similares inscrições rupestres, têm sido verificados nas regiões do igarapé Jauari e serras Perdiz e Urubu.



**Figura 10 -** Localidade da Pedra Pintada e amplo acervo de inscrições rupestres de coloração avermelhado-escura (à direita). À esquerda, símbolos e ornamentos identificados por Marcel Homet junto às inscrições.

**Figure 10** - Pedra Pintada site and great amount of dark reddish petroglyphs (at right). At left symbols and ornaments identified by Marcel Homet.

### SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

O sítio Pedra Pintada representa a área-tipo da Suíte Pedra Pintada, uma unidade geológica que reúne granitóides acinzentados-escuros a claros e róseos representados por (hornblenda)-biotita granodioritos e monzogranitos com subordinados quartzo dioritos, tonalitos e sienogranitos (CPRM 2008).

No contexto do Cráton Amazônico, a suíte integra a Província Tapajós – Parima (2100 – 1870 Ma) que corresponde a adição ao longo do Paleoproterozóico de uma nova crosta ao núcleo cratônico representado pela Província Amazônia Central, de idade arqueana (CPRM 2003). As rochas Pedra Pintada revelam afinidade com típicos granitos de suítes cálcio-alcalinas de alto-K e do tipo I que permitem sugerir para a granitogênese um ambiente pós-colisional (Fraga et al. 1996, 1997; Fraga & Araújo 1999; Haddad et al. 1999; Fraga et al. 2008), embora uma relação com arco tipo andino em ambiente pré-colisional tenha sido concebido (CPRM 2003).

Um ambiente pós-colisional tem sido defendido para a suíte, cuja colocação foi processada após o pico de metamorfismo na fácies anfibolito a granulito do Cinturão Cauarane - Coeroene (Fraga et al. 2008; Fig. 11).

Algumas conjecturas têm sido postuladas ao quadro de denudação e assoreamento da porção norte - oriental de Roraima. De acordo com Reis et al. (2002), a região da Pedra Pintada com cotas em R.N.M. no intervalo de 280 -110 metros corresponderia à Superfície Rupununi (McConnell 1968), cuja evolução teria sido processada ao longo do Mioceno – Plioceno (23 a 2,5 Ma). A referida superfície é resultado de períodos alternados de soerguimento e quiescência tectônica e cuja dissecação ocorreu naquele referido intervalo de tempo.

As principais áreas de assoreamento dessa superfície aparecem no baixo curso do rio Urariqüera e rios Amajari, Parimé e Cauaruau e onde há o desenvolvimento de uma planície aluvionar com aproximadamente 2,0 km de largura cuja principal característica atém-se ao padrão meandrante do curso dos rios e a formação de extensas áreas alagadiças no período de chuvas.

Deste modo, é possível admitir para o sítio da Pedra Pintada um testemunho dessa referida superfície de denudação, cuja dissecação vem sendo continuamente processada, revelando na região similares corpos rochosos abaulados a ovalados e de variada dimensão (Fig. 7).

Diferentemente de outras exposições rochosas, cabe ao sítio da Pedra Pintada reunir um grandioso acervo de inscrições rupestres, o que lhe fornece notoriedade como um sítio geológico e arqueológico.



**Figura 11 -** Cinturão Cauarane – Coeroeni representado por rochas supracrustais da fácies anfibolito a granulito e com idades em torno de 2,00 Ga (em azul-escuro) e área de granitóides pós-colisionais com idades no intervalo 1,98 – 1,96 Ga, a exemplo da Suíte Pedra Pintada em Roraima (em rosa-claro) e onde está localizado o sítio (ver seta). Adaptado de Fraga et al. (2008).

**Figure 11** - Cauarane – Coeroeni Belt represented by supracrustal rocks with amphibolite to granulite facies and ages ranging around 2.00 Ga (dark blue) and post collisional granitoids with ages at the interval of 1.98 – 1.96 Ga, exemplified by the Pedra Pintada Suite in Roraima State (light pink) and where the monolith comes from (see arrow). Adapted from Fraga et al. (2008).

Sem o acesso facilitado pela antiga ponte sobre o rio Parimé, destruída pelas águas nos anos 90, sem a placa de significado de um sítio arqueológico fixada no entroncamento da BR-174 e arrancada por desconhecidos, a localidade da Pedra Pintada permanece em uma situação de isolamento e abandono.

Perante toda a notória riqueza em abordagens geológicas e arqueológicas que a localidade revela, há que se resgatá-lo sob forma de revitalização do sítio através da implementação do ecoturismo na região da Pedra Pintada, uma área de savana rica em paisagens naturais e de beleza cênica, formadas por lagos e serras

### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Na primeira metade dos anos 80 o sítio Pedra Pintada foi tombado pelo Estado, tendo recebido a denominação de "Sítio Arqueológico da Pedra Pintada".

Os sítios arqueológicos são definidos e protegidos pela Lei nº 3.924/61, sendo considerados bens patrimoniais da União. O tombamento de bens arqueológicos é feito através do SPHAN / IBPC – Secretaria do Patrimônio Histórico e Artístico do Brasil / Instituto Brasileiro do Patrimônio Cultural excepcionalmente, por interesse científico ou ambiental.

São considerados sítios arqueológicos as jazidas de qualquer natureza, origem ou finalidade, que representem testemunhos da cultura dos paleoameríndios: a) Os sítios nos quais se encontram vestígios positivos de ocupação pelos paleoameríndios;

 b) Os sítios identificados como cemitérios, sepulturas ou locais de pouso prolongado ou de aldeamento "estações" e "cerâmicos;

c) Os sítios nos quais se encontram inscrições rupestres, ou locais e outros vestígios de atividade de paleoameríndios.

Por situar-se no interior da área indígena São Marcos, o acesso ao sítio tem a observância da FUNAI – Fundação Nacional do Índio que monitora e concede visitas. Compete ainda ao órgão gerir o patrimônio e fiscalizar as terras indígenas, impedindo as ações predatórias por parte de não-índios no interior de seus limites.

Alguns anos atrás o acesso ao sítio ocorria normalmente, existindo até mesmo uma ponte que cruzava o rio Parimé. A falta de fiscalização no local veio gerar gradativamente algumas ações de vandalismo como a inscrição de nomes de aventureiros sobre aquelas inscrições indígenas.

Nesta época, existia uma placa no entroncamento da BR-174 e RR-400 com os dizeres de "Sítio Arqueológico da Pedra Pintada". A animosidade criada entre os povos indígenas e ocupantes não-índios acarretou no isolamento do local, na atualidade resguardado por uma cerca de arame farpado e um aviso de entrada proibida por integrar terra indígena. Deste modo, a notória riqueza em abordagens geológicas e arqueológicas que a localidade revela deve ser resgatada sob forma de revitalização do sítio. Por sua vez, os indígenas que ocupam a área São Marcos poderiam estar à frente desse patrimônio cultural, explorando sustentavelmente sua visita e o conservando.

A FUNAI tem implementado projetos e oficinas junto às comunidades indígenas em atendimento de suas necessidades no que se refere à valorização do conhecimento e uso sustentável dos recursos da biodiversidade. Neste aspecto, similar direcionamento à geodiversidade poderia proporcionar uma melhor interação entre a comunidade indígena e o sítio geológico proposto, viabilizando ainda parcerias à melhoria do ecoturismo na região da Pedra Pintada, uma área de savana rica em paisagens naturais e de beleza cênica, formadas por lagos e serras.

### AGRADECIMENTOS

Marcelo Mora pela cessão de fotos paisagísticas do sítio de Pedra Pintada.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, M.E.; Fraga, L.M.B.; Macambira, M.J.B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, *Resumo*: 34-37.
- CIMI. 2005. Conselho Indigenista Missionário. *In*: www.cimi.org.br acesso em 12/05/2008.
- CPRM. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, 166 p. CD-ROM.
- CPRM. 2002. Zoneamento Ecológico Econômico da Região Central do Estado de Roraima. CPRM/SEPLAN -Governo do Estado de Roraima, Superintendência Regional de Manaus, Tomos I e II, il. CD-ROM.
- CPRM. 2003. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil. Texto, Mapas & SIG. *In*: Luiz Augusto Bizzi, Carlos Schobbenhaus, Roberta Vidotti, João Henrique Gonçalves (ed.). Serviço Geológico do Brasil, 2003, 692 p.
- CPRM. 2008. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Vila de Tepequém, Folha NA.20-X-A. Escala 1:100.000. Estado de Roraima. Superintendência Regional de Manaus, (no prelo)

- Fraga, L.M.B.; Reis, N.J.; Araújo, R.V.; Haddad, R.C. 1996. Suíte Intrusiva Pedra Pintada - Um Registro do Magmatismo Pós-colisional no Estado de Roraima. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Belém, PA. *Anais*:76-78.
- Fraga, L.M.B.; Haddad, R.C.; Reis, N.J. 1997. Aspectos Geoquímicos das Rochas Granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, Norte do Estado de Roraima. Revista Brasileira de Geociências, 27(1): 3-12.
- Fraga, L.M.B.; Araújo, R.V. 1999. Suíte Intrusiva Pedra Pintada. In: CPRM (ed.); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM. Superintendência Regional de Manaus, Capítulo 3 - 3.6.
- Fraga, L.M.B.; Reis, N.J.; Dall'Agnol, R.; Armstrong, R. 2008. The Tectonic Southern Limit of the Preserved Rhyacian Crustal Domain in the Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. International Geological Congress, Oslo. *Extended Abstract*.
- Friedrich, H. 1996. Tepumerene und Pedra Pintada. In: EFODON-SYNESIS Nr. 13/1996 In: http://efodon.de/html/archiv/ wissenschaft/friedrich/tepu.pdf - acesso em 30/06/2008.
- Haddad, R.C.; Reis, N.J.; Faria, M.S.G.; Fraga, L.M.B. 1999. Caracterização Faciológica Preliminar dos Granitóides e Rochas Vulcânicas da Porção Nor-Nordeste de Roraima. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, Manaus, AM. *Resumos Expandidos*: 523-526.
- Hemming, J. *Em Busca do Eldorado* John Hemming. Ediciones Del Serbal, 259 p.
- Homet, M.F. 1959. Os Filhos do Sol. Nas pegadas de uma cultura pré-histórica no Amazonas. Ibrasa. 280 p. São Paulo.
- Maziero, D.D. s.d. El Dorado, em busca dos antigos mistérios amazônicos. *In*: http://www.arqueologiamericana. com.br/artigos/artigo\_01.htm - acesso em 10/07/2008.
- McConnell, R.B. 1968. Planation Surfaces in Guyana. *Geographical Journal*, 134 (4): 506-520
- Reis, N.J.; Faria, M.S.G.; Maia, M.A.M. 2002. O Quadro Cenozóico da Porção Norte-Oriental do Estado de Roraima. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez & L.T. da Rosa-Costa (eds.); *Contribuição à Geologia da Amazônia*, v.3, SBG/Núcleo Norte, p. 259-272.
- Reis, N.J.; Fraga, L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu-Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, BA. Anais, 2: 88-90
- Reis, N.J.; Faria, M.S.G; Fraga, L.M.B.; Haddad, R.C. 2000. Orosirian Calc-Alkaline Volcanism and the Orocaima Event in the Northern Amazonian Cráton, Eastern Roraima State, Brazil. Revista Brasileira de Geociências, **30** (3): 380-383
- Reis, N.J.; Fraga, L.M.; Faria, M.S.G.; Almeida, M.E. 2003. Geo-logia do Estado de Roraima, Brasil. In: *Geology Of France and Surrounding Areas – Special Guiana Shield*. No. 2-3-4, BRGM, p. 121-134

- Ribeiro, P.A.M.; Machado, A.L.C.; Gaupindaia, V.L.C. 1982. Projeto Arqueológico de Salvamento da Área de BoaVista, RR. Journal of the Walter Roth Museum of Archaeology and Anthropology, Georgetown, 5 (1, 2):67.
- Ribeiro, P.A.M. 1997 Arqueologia em Roraima: histórico e evidências de um passado distante. In: Barbosa, R. I., Ferreira E. J. G., Castellon E. G. (eds). *Homem, Ambiente e Ecologia no Estado de Roraima*. INPA. Manaus, p. 3-24.
- Schobbenhaus, C.; Hoppe, A.; Lork, A.; Baumann, A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Balneário de Camboriú, *Anais*, 2: 395-397.
- Stevenson, R. 1994. Em Busca do Lago Parime. In: Superintendência da Zona Franca de Manaus (ed.). Uma luz nos Mistérios Amazônicos. Cap. IV, p. 135-167
- Wikipedia. 2008. El Dorado. In: http://en.wikipedia.org/wiki/ - acesso em 12/07/2008.
- Wiki (2008) El Dorado . In: http://pt.fantasia.wikia.com/wiki/ Eldorado - acesso em 12/07/2008.

<sup>1</sup>reis@ma.cprm.gov.br

CPRM – Serviço Geológico do Brasil Av. André Araújo 2160, Aleixo, Manaus-AM CEP:69060-000. Fone (92) 2126-0357

<sup>2</sup>schobben@df.cprm.gov.br CPRM – Serviço Geológico do Brasil SGAN 603 Conj. J Parte A, Brasília-DF CEP:70.830-030

<sup>3</sup>fwscosta65@yahoo.com.br Av. Cristóvão Colombo 157/304, Bairro Savassi, Belo Horizonte-MG CEP 30.140-140. Fone (31) 3293-0687 ou 3223-4218.

Trabalho divulgado no site da SIGEP <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 12/08/2008.



### NELSON REIS

É natural de Petrópolis, RJ (1953) e formado em Geologia pela UFRRJ (6/1977). Atua no Serviço Geológico do Brasil – CPRM há 30 anos, tendo participado de importantes projetos de mapeamento geológico e de pesquisa mineral em Roraima. Sua maior contribuição científica (dos mais de 50 trabalhos publicados como autor) está na estratigrafia do Supergrupo Roraima. Foi coordenador da Folha NA.20-Boa Vista para a Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004). Participou dos programas de Zoneamento Ecológico – Econômico Brasil – Venezuela (1999) e Roraima Central (2002). Foi coordenador dos livros "Contribuição à Geologia da Amazônia" (2003) e "Geologia e Recursos Minerais" para o SIG-AM (CPRM, 2006). Ocupou a Gerência de Geologia e Recursos Minerais da CPRM- Manaus por seis anos (2002-2008).



### CARLOS SCHOBBENHAUS

Geólogo pela UFRGS (1964) e doutor *rer. nat.* pela Albert-Ludwigs Universität, Freiburg, RFA (1993). Participou da execução de grandes projetos nacionais e sul-americanos de integração da geologia e recursos minerais, publicados pelo Serviço Geológico do Brasil-CPRM e pelo Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM. Destacam-se Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (CPRM, 2004), Mapa Geológico do Brasil (DNPM, 1984 e CPRM, 2001), Mapa Geológico da América do Sul (CGMW/DNPM/CPRM/ Unesco,2000/2001) e livros Geologia do Brasil (DNPM, 1984) e Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil (CPRM, 2003). É vice-presidente para a América do Sul da *Commission for the Geological Map of the World-CGMW* e membro fundador e presidente da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP. Atualmente, exerce suas atividades profissionais na CPRM.



#### FERNANDO COSTA

Natural de Belo Horizonte, MG (1965), é bacharel em História e formado em Arqueologia pelo Setor de Arqueologia do Museu de História Natural da UFMG (1996). É mestre em Arqueologia (2002) pela Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas/USP com o tema "Análise das indústrias líticas da área de confluência dos rios Negro e Solimões, Amazonas". Vem desenvolvendo sua tese de doutorado sobre as indústrias líticas pré-cerâmicas da Amazônia Central, no Museu de Arqueologia e Etnologia (MAE/USP). É colaborador, desde 1999, do Projeto Amazônia Central da USP que já identificou mais de 200 sítios arqueológicos no Amazonas. Também participou de atividades científicas em sítios arqueológicos em Minas Gerais (Vale do Peruaçu e Lagoa Santa) e Santa Catarina (Florianópolis).

### Cachoeira da Casca D'Anta, São Roque de Minas, MG

Berço do Velho Chico, o rio da integração nacional

### **SIGEP 027**

Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves<sup>1</sup> Leila Benitez<sup>2</sup> Kerley Wanderson Andrade<sup>2</sup>

O RIO SÃO FRANCISCO nasce em cotas próximas a 1.350 m de altitude, na Serra da Canastra, localizada a sudoeste do Estado de Minas Gerais. Conhecido popularmente como "Velho Chico" ou como "Rio da Integração Nacional" é o mais longo dos rios que fluem inteiramente no país, com mais que 3.000 km de extensão. A Cachoeira da Casca d'Anta, situada a cerca de 20 km de sua nascente, representa o maior desnível de todo o rio. Local de grande beleza cênica, a cachoeira tem sido retratada desde o início do século XIX, e por sua posição na escarpa da Serra da Canastra apresenta também importância geológica estrutural. Neste setor da serra, uma extensa falha de empurrão coloca as rochas quartzíticas do Grupo Canastra (mais antigas) sobre os pelito-carbonatos do Grupo Bambuí (mais jovens), ambas seqüências de idades pré-cambrianas. A região é fortemente controlada por uma tectônica rúptil NW-SE, que permitiu o alojamento de dezenas de intrusões kimberlíticas, algumas delas portadoras de diamantes. Esse arranjo estrutural foi gerado durante o Ciclo Brasiliano, ao final do Neoproterozóico. Geomorfologicamente, o platô que define o alto serrano entre as cotas 1.350-1.250 m, é correlacionado à superfície de aplainamento "Pós-Gondwana", do Cretáceo Superior. Desde a criação do Parque Nacional da Serra da Canastra, em 1972, onde a cachoeira encontra-se inserida, a área do sítio tornou-se uma das mais afamadas unidades de conservação do país e assim, na atualidade, ela encontrase convenientemente protegida.

**Palavras-chaves:** Cachoeira da Casca d'Anta; Rio São Francisco; Parque Nacional da Serra da Canastra; São Roque de Minas; Minas Gerais **Casca D´Anta Waterfall, São Roque de Minas, State of Minas Gerais** – Craddle of the "Old Chico", the River of National Integration

The São Francisco River borns in the Canastra Range up to 1350 m high, at the southwestern of the state of Minas Gerais. Also popularly known as the "Old Chico" or the "National Integration River", it is one of the longest Brazilian rivers that flows entirely inside the country, reaching more than 3000 km in extension. The Casca d'Anta Waterfall, placed ca. 20 km downstream of its source, is considered the point with higher topographic amplitude along the whole river channel. Because of its strong scenic beauty, this waterfall has been portrayed since the beginning of the XIX century. Besides, due to its position at the Canastra Range slope, this site also presents a structural geology importance, because there youngest pelitic-carbonate rocks of the Bambuí Group has been thrown over older quartzitic rocks of the Canastra Group by a long thrust fault, both sequences of Precambrian age. This region is strongly dominated by a NW-SE brittle tectonic setting that has led to the emplacement of dozens of kimberlite intrusions, sometimes including diamonds. This structural framework was established during the Brasiliano Cycle, by the end of Neoproterozoic era. In a geomorphologic view, the plateau where altitudes varies between 1350-1250 m, is related to the "Pós-Gondwana" plain surface, of Upper Cretaceous age. Since 1972, when the Canastra Range National Park was created where the waterfall is located, the area became one of the most famous conservation units of the country what makes this region to be conveniently protected.

**Key words:** Casca d'Anta Waterfall; São Francisco River; Serra da Canastra national park; São Roque de Minas; Minas Gerais

### INTRODUÇÃO

O Rio São Francisco tem sua nascente na Serra da Canastra, Minas Gerais, em cotas próximas a 1.350 m de altitude, e sua extensa bacia hidrográfica abrange grande parte do oeste desse estado. No local denominado Casca d'Anta, cerca de 20 km da nascente, uma cachoeira com 200 m de altura constitui o maior desnível do rio. Popularmente designado de "Velho Chico", conhecido também como o "Santo Rio" e ainda o "Rio da Integração Nacional", é o mais longo dos rios que correm inteiramente no país. Com 3.161 km de extensão, desemboca no Oceano Atlântico entre os estados de Sergipe e Alagoas. Ele foi conhecido inicialmente pelos europeus na sua foz onde, em 4 de outubro de 1501, o navegador genovês Américo Vespúcio o batizou em homenagem a São Francisco de Assis, festejado naquela data. Os indígenas dali o chamavam de "Opará", que significa algo como rio-mar.

A Cachoeira da Casca d'Anta (Fig. 1), representa um marco geomorfológico excepcional do Rio São Francisco pela localização na escarpa da Serra do Canastra, possuindo, também, importância histórica e turística, o que justificou, entre outros atributos da área, a criação do Parque Nacional da Serra da Canastra em 1972.

O primeiro autor do presente trabalho vem realizando pesquisas geocientíficas nessa região desde a década de 1990, visando principalmente o conhecimento da(s) possível(is) fonte(s) dos diamantes encontrados em terraços aluvionares do rio, a jusante da cachoeira (Chaves, 1999; Chaves & Benitez, 2007; Chaves *et al.*, 2008).

### LOCALIZAÇÃO

A Cachoeira da Casca d'Anta (20°18'04"S – 46°31'19"W) está situada na Serra da Canastra no sudoeste de Minas Gerais (Fig. 2). Ela pode ser acessada de Belo Horizonte pela rodovia MG-050 passando por Divinópolis e Formiga. Na altura de Piumhi, toma-se a



**Figura 1 -** A Cachoeira da Casca d'Anta, localizada na escarpa sul da Serra da Canastra (São Roque de Minas, MG) (Foto: Antônio C. Girodo). Em baixo à direita, vista da parte superior da cachoeira (Foto: Leila Benitez).

**Figure 1** - Casca d'Anta Waterfall, located in the southern slope of the Canastra Range (São Roque de Minas county, MG) (Photo: Antônio C. Girodo). At the bottom right, a view of the upper part of the waterfall (Photo: Leila Benitez).



**Figura 2 -** Mapa de localização e acesso à região da Cachoeira da Casca d'Anta (São Roque de Minas, MG).

**Figure 2** - Location map and access to the Casca d'Anta Waterfall region (São Roque de Minas county, MG).

rodovia MG-341 até a cidade de Vargem Bonita. Tal percurso, com 330 km, é feito por estradas asfaltadas. A partir dessa cidade, o caminho à cachoeira é feito por estrada municipal de terra em direção a São José do Barreiro, pertencente ao município de São Roque de Minas, e por fim até uma das entradas do Parque Nacional da Serra da Canastra (24 km), de onde se alcança por trilha a parte baixa da cachoeira. A parte alta, é acessada de carro após longo percurso passando por São Roque de Minas (mais 15 km desde Vargem Bonita), e a partir daí, rumo a Desemboque percorre-se uma distância de cerca de 35 km em terrenos do parque, sempre em estradas de terra.

### RELATO HISTÓRICO E DESCRITIVO DA CACHOEIRA

Talvez a mais bela descrição da cachoeira tenha sido a do primeiro a estudá-la em termos científicos, o naturalista e "viajante" francês, Auguste de Saint-Hilaire, que percorreu a região em 1819 à procura da nascente do Rio São Francisco. Os trechos abaixo resgatados de sua obra, de beleza e expressividade singulares, constituem uma fiel reprodução do que os presentes autores viram na região, e assim considerou-se pertinente uma homenagem ao pesquisador francês mantendo-se as suas descrições originais (Saint-Hilaire, 1847, pg 101-103):

"...Por enquanto pretendo ocupar-me unicamente da Serra da Canastra. Havia muito tempo eu sabia vagamente que existia nessa montanha ou nas suas redon-

dezas uma cachoeira notável, mas ninguém me tinha podido dar a esse respeito uma informação precisa... Saí convencido de que teria de percorrer apenas três léguas para chegar à cascata e que ela ficava localizada numa das montanhas vizinhas à serra... Ao entrarmos no desfiladeiro ... vimo-nos muito próximo da serra. Ali o seu cume é perfeitamente regular, e grande parte de seus flancos, nos pontos mais elevados, é formada de rochas talhadas a pique, cheias de sulcos e inacessíveis. Abaixo delas se estendem matas e pastagens naturais em encostas suaves, até o fundo de um vale estreito, onde corre o Rio S. Francisco... Em nenhum outro lugar encontrei relvados de um verde tão bonito e tão viçoso como os que se estendiam aos pés dessas rochas a pique, e os matizes mais escuros das matas vizinhas não lhes ficava devendo nada em beleza..

...Embrenhamo-nos na mata e dentro em pouco começamos a ouvir o barulho da cachoeira. Pelas informações que me tinham dado... eu sabia que ela se despencava do lado meridional da Serra da Canastra. De repente avistei o seu começo e logo em seguida pude vê-la em toda a sua extensão... O espetáculo arrancou de José Mariano e de mim um grito de admiração. No ponto onde a água cai há uma depressão no cume do paredão de rochas, formando um sulco largo e profundo que vai descendo em ziguezague até uns dois terços da altura da pedreira... De um ponto ainda bastante elevado, onde termina a fenda, despeja-se majestosamente uma cortina d'água, cujo volume é maior em um dos lados... É essa a nascente do S. Francisco... Meu hospedeiro oferecera-se para me levar no dia seguinte até o pé da queda d'água que tem o nome de Cachoeira da Casca d'Anta... Depois de atravessarmos uma mata cerrada seguindo uma trilha mal aberta, com moitas de bambu atrapalhando a nossa marcha, alcançamos as margens do S. Francisco, num ponto que fica mais ou menos a meia légua de distância de sua nascente e onde sua largura é de vinte ou trinta passos...

Suas águas, de uma limpidez e frescura extraordinárias, têm pouca profundidade, permitindo que se vejam no fundo do seu leito os mais insignificantes seixos... Até ao pé da cachoeira ele é forrado de pedras grandes e escorregadias, que ora ficam cobertas pela água, ora afloram à superfície... Finalmente, depois de uma caminhada extremamente penosa, alcançamos o pé da Cachoeira da Casca d'Anta, que já vínhamos avistando de longe... Vou descrevê-la tal como apareceu aos meus olhos, quando dela me aproximei o máximo que era possível. Acima dela vê-se, como já disse, uma larga fenda na rocha. No ponto onde caem as águas as pedras formam uma concavidade pouco pronunciada... após tê-la observado de diversos ângulos creio poder afirmar que sua extensão é de dois terços dessa altura... ela deve ter uns 203 metros, aproximadamente. Ela não precipita das rochas com violência, exibindo, pelo contrário, um belo lençol de água branca e espumosa que se expande lentamente e parece formado por grandes flocos de neve. As águas caem numa bacia semicircular, rodeada de pedras amontoadas desordenadamente, de onde descem por uma encosta escarpada para formar o famoso Rio S. Francisco..." (Fig. 3).

Saint-Hilaire (1847) referiu-se ainda à terminologia "Casca d'Anta", como o nome popular do arbusto *Drimys granatensis*, assim chamado por ser de crença geral que as propriedades medicinais da casca dessa espécie foram descobertas por intermédio das antas. De outro modo, o Liver Herbarum Minor (2008) refere-se ao nome científico de tal planta como *Drimys winteri*.

### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O sítio Cachoeira da Casca d'Anta, no Rio São Francisco, integra-se à borda da Serra da Canastra, e constitui um cenário de beleza paisagística intensa, com vegetação de transição entre a porção interna remanescente da mata atlântica e o início do cerrado. Nessa área predominam os campos de altitude que abrigam inúmeras espécies da fauna e flora do cerrado, onde a água é o fator preponderante, e cujas pequenas nascentes chegam às centenas.

### Contexto geomorfológico

Com suas nascentes no extenso platô desenvolvido sobre a Serra da Canastra, no sudoeste de Minas Gerais, o Rio São Francisco apresenta como primeira e uma das maiores expressões de sua grandeza a Cachoeira da Casca d'Anta. Com cerca de



**Figura 3** - Detalhe da queda d'água na Cachoeira da Casca d'Anta, com cerca de 200 m de altura, esculpida em quartzitos do Grupo Canastra. Essa cena foi alvo de descrição precisa do naturalista francês Saint-Hilaire no século XIX, a julgar pelos seus relatos apresentados no presente item (Foto: Leila Benitez).

**Figure 3** - Detail of the Casca d'Anta Waterfall, with near 200 meters high, carved in quartzites of the Canastra Group. This scene was focus of accurate description by the French naturalist Saint-Hilaire in the XIX century, according to theirs relates showed in present item (Photo: Leila Benitez).

200 m de altura (Fig. 3), a cachoeira se destaca na paisagem pelo efeito da regressão de escarpa promovida pelas águas provenientes das nascentes do rio, em local fortemente controlado pela estrutura geológica. A escarpa quase vertical por onde a água da cachoeira despenca, é definida por uma grande falha de empurrão horizontalizada, de direção aproximada NW-SE com mergulhos fracos para NE. A falha sobrepõe unidades geológicas mais antigas (Grupo Canastra) sobre mais novas (Grupo Bambuí), e a quebra de relevo controlada pelo contato falhado dessas duas seqüências é facilmente reconhecível em imagens de sensoriamento remoto (Fig. 4). Provavelmente, fraturamentos transversais que ocorrem a nível regional também contribuíram para a configuração da cachoeira (Figs. 3 e 4).

Em termos geomorfológicos, a Serra da Canastra também constitui uma estrutura de direção NW-SE, extremamente alargada ao norte, que é divisora de águas dos rios que fluem para SE na bacia do Rio São Francisco, como os rios Samburá e Bambuí, daqueles que vertem para o Rio Paranaíba a N-NE (a exemplo dos rios Quebra-Anzol e Araguari) e ainda dos pequenos rios que fluem para o Rio Grande a S-SW. Essa região separa contextos geomorfológicos bastante distintos: o Planalto Central brasileiro a norte, a bacia do São Francisco a leste e a depressão do Rio Grande a sul e oeste.

De acordo com Barbosa et al. (1970), na faixa deste planalto divisor encontram-se restos de uma superfície de aplainamento, variável entre 1.350-1.250 m na Canastra (Fig. 5) até aproximadamente 1000 m em Sacramento (a sudoeste) e Coromandel (a norte), o que indicaria um forte pendor para essas direções. Contudo Braun (1971), questionando esse desnivelamento regional, considerou a altitude inferior como pertencente à superfície "Sul-Americana", de idade terciária. Na Serra da Canastra, a superfície de 1.350-1.250 m secciona níveis quartzíticos pré-cambrianos e unidades cretácicas; por conseguinte é mais jovem do que essas unidades. Tal superfície foi designada de "Canastra" por Barbosa (1955), "Pós-Gondwana" por King (1956) e "Pratinha" por Almeida (1956). O "Chapadão da Babilônia", cuja borda sul já pertence à bacia do Rio Grande, se caracteriza por incluir restos dissecados desse ciclo (Fig. 5).

A partir dessa superfície de aplainamento e de seus relevos residuais deu-se a dissecação do modelado regional, propiciado pelo soerguimento epirogenético ocorrido pós estabilização cretácica, enquanto a zona cratônica sofria soerguimento lento e contínuo. Durante o Terciário, moldaram-se outras superfícies aplaina-



**Figura 4 -** Imagem do satélite Landsat mostrando, a nordeste, o platô da Serra da Canastra onde o Rio São Francisco corre de norte para sul sobre quartzitos do Grupo Canastra. A partir da Casca d'Anta, o rio inflete para leste em terrenos do Grupo Bambuí. Note-se ainda a forte estruturação regional NW-SE (EMBRAPA, 2004).

**Figure 4** - Landsat satellite image showing to northeast the plateau of the Canastra Range, where the São Francisco River has north to south flow on the Canastra Group quartzites. Since the Casca d'Anta waterfall the river changes to east direction in terrains of the Bambuí Group. The strong structural NW-SE trend is noted (EMBRAPA, 2004).

das. Ao norte da Serra da Canastra ocorre uma superfície rebaixada, observável entre 1.200 m na "chaminé" alcalina de Tapira (Fig.5) e 1.100 m na "chaminé" de Araxá, a qual se apresenta em restos de pequena expressão sobre o relevo arrasado. Essa segunda superfície deve corresponder também ao que King (1956) chamou de superfície "Sul-Americana", possuindo grande importância econômica uma vez que o intemperismo relacionado a este ciclo foi responsável pela mineralização de nióbio e fosfatos nos maciços alcalinos (Braun, 1971). Ao sul da Canastra, a mesma superfície aparece em direção ao vale do Rio São Francisco e ao sul do Rio Grande (Fig. 5).

Na porção superior do Médio São Francisco observa-se uma terceira superfície, de cotas entre 900-800 m, que Barbosa *et al.* (1970) correlacionaram à superfície "Araxá", descrita por Barbosa (1955). Ainda no âmbito desta bacia, uma faixa tendo o rio como eixo abriga uma outra superfície mais baixa, da ordem de



**Figura 5 -** Perfil topográfico NNW-SSE através da Serra da Canastra e do Chapadão da Babilônia, ressaltando as superfícies de aplainamento Pós-Gondwana (Cretáceo Superior), Sul-Americana (Terciário Médio-Superior) e Velhas (Pleistoceno), de acordo com King (1956).

**Figure 5** - NNW-SSE topographical profile crossing the Canastra range and the "Chapadão da Babilônia", standing out the "Pos-Gondwana" (Upper Cretaceous), "Sul-Americana" (Midlle to Upper Tertiary), and "Velhas" (Pleistocene) plain surfaces, according to King (1956).

700-600m. Barbosa *et al.* (1970) sugeriram que tal superfície poderia corresponder ao ciclo "Velhas" de King (1956). Essas duas últimas superfícies, talvez pleistocênicas, poderiam também representar distintos estágios de evolução de uma mesma fase de aplainamento. Elas ainda não foram datadas precisamente na região, e encontram-se na atualidade sendo objeto de estudos pelos autores. Os terraços que são explorados para diamantes a jusante da Cachoeira da Casca d'Anta provavelmente relacionam-se a uma dessas superfícies ou de seus estágios evolutivos.

### Geologia

A geologia da região da Serra da Canastra e adjacências, no sul-sudoeste de Minas Gerais, é representada na figura 6. Nessa região, configura-se um arranjo estrutural complexo, de modo que o comportamento estratigráfico entre as diversas unidades pré-cambrianas presentes ainda não se encontra perfeitamente estabelecido. Relacionam-se a seguir tais unidades com base no mapa geológico de Minas Gerais, efetuado pelo convênio COMIG/ CPRM (Heineck et al., 2003). As rochas mais antigas pertencem ao Grupo Piumhi, uma seqüência xistosa vulcano-sedimentar provavelmente arqueana do tipo greenstone belt que aflora nas proximidades da cidade homônima, a sudeste da área. Essa seqüência é sobreposta pelos grupos Canastra (Mesoproterozóico?) e Araxá (Neoproterozóico?), de idades e relacionamentos alvos de controvérsias, e ainda pelo Grupo Bambuí (Neoproterozóico). Tais unidades representam o arcabouço geológico pré-cambriano regional.

Em sua maior parte, a Serra da Canastra é sustentada por metassedimentos do Grupo Canastra, unidade primeiramente reconhecida por Lamego (1935), que identificou quartzitos sobrepondo rochas xistosas

estruturados em amplas anticlinais, ambos então relacionados à Série Minas. Barbosa (1955) denominou tal següência de Formação Canastra, posteriormente elevando-a à categoria de grupo (Barbosa et al., 1967, 1970). Os quartzitos são predominantes e boas exposições encontram-se no platô serrano (Fig. 7), mostrando coloração branca e granulação fina, com intercalações métricas locais de filitos sericíticos. A presença conspícua de mica (sericita) confere aos quartzitos um aspecto geral placóide, realçado pela erosão diferencial. Os xistos são pouco variados em termos composicionais, incluindo sericita-quartzoxistos, quartzoxistos e, localmente, grafitaxistos. Na escarpa da cachoeira, embora ali ocorram exclusivamente quartzitos, na base da seção a deformação ocasionada pela zona de falhamento deixou tais rochas fortemente foliadas, tornando-as quartzoxistos onde aparecem veios de quartzo "boudinados" e rompidos (Fig. 8). Rochas atribuíveis ao Grupo Bambuí nesse local provavelmente foram inteiramente erodidas.

No Grupo Araxá, os xistos são mais variados, constituídos, além de quartzo e mica branca, de granada, biotita, clorita, estaurolita, hornblenda e feldspato. A faixa de domínio dos grupos Canastra-Araxá tem estrutura marcada por forte tectônica de cavalgamentos com transporte de SW para NE, bem como dobramentos apertados, ambos mostrando vergências para o interior do cráton e sobrepondo seqüências mais jovens sobre as mais antigas. A zona de empurrões possui direção entre N45°-65°W, assinalada por drenagens bem encaixadas e grande escarpa verticalizada com extensão linear superior a 300 km e mais de 100 m de altura (Fig. 4).

Metapelitos e rochas carbonáticas do Grupo Bambuí completam a sucessão regional de rochas précambrianas, aflorando notadamente a leste e nordeste da área. A complexidade estrutural da região é explicada por seu posicionamento na porção terminal sul da Faixa de Dobramentos Brasília, nas proximidades da zona de interferência com a Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande (cf. limites apresentados em Alkmim *et al.*, 1993). Esses grandes cinturões de deformação que circundam o Cráton do São Francisco a oeste-sudoeste e sul-sudeste, respectivamente, foram desenvolvidos no "Ciclo Brasiliano" ao final do Neoproterozóico (Almeida, 1977), e a eles estão relacionadas as tectônicas dúctil (dobras e lineamentos estruturais em grandes escalas), dúctilrúptil (falhas de empurrão) e rúptil (falhas em zonas de reativação) registradas nas rochas envolvidas. Simões & Valeriano (1990) detalharam tal evolução tectônica a nível regional.

Intrusões de rochas kimberlíticas, algumas diamantíferas, ocorreram no Cretáceo Inferior (duas delas são plotadas no mapa geológico, Fig. 6), com base na idade de  $120 \pm 10$  Ma, K/Ar em flogopita, obtida para o kimberlito Canastra-1 (Pereira & Fuck, 2005). Na re-

gião, destacam-se ainda as intrusões de grandes "complexos" alcalinos, entre eles os de Tapira e Araxá (este último logo ao norte da área do mapa), datados no Cretáceo Superior. Todos esses episódios magmáticos nitidamente se aproveitaram em seus *emplacements* dos lineamentos herdados da megaestruturação précambriana.

Na zona onde se encontra as cabeceiras do Rio São Francisco, ocorre mineração e garimpagem de diamantes desde a década de 1930, principalmente sobre diversos níveis de terraços aluvionares (Barbosa *et al.*, 1970), a jusante da cachoeira (Fig. 9). A pesquisa sistemática de rochas fontes primárias do mineral, levaram à descoberta, em 1974, do kimberlito Canastra-1, o primeiro de muitos outros corpos já detectados nessa região e também o primeiro a ter suas reservas comprovadamente mineráveis no país (Chaves & Benitez, 2007; Chaves *et al.*, 2008), embora a entrada em operação da mina aguarde regulamentações ambientais. Embora esse kimberlito esteja situado em área externa ao parque nacional, a partir



**Figura 6 -** Mapa geológico da região da Serra da Canastra, no sudoeste de Minas Gerais. A oeste de Vargem Bonita, ressalta-se a posição da cachoeira no contato por falha entre os grupos Canastra (mesoproterozóico?) e Bambuí (neoproterozóico) (Heineck *et al.*, 2003 modificado em Chaves *et al.*, 2008).

**Figure 6** - Geologic map of the Canastra Range region, in the southwestern portion of the Minas Gerais State. At west of Vargem Bonita town, is emphasized the position of the waterfall on the failed contact between the Canastra (Mesoproterozoic?) and Bambuí (Neoproterozoic) groups (Heineck et al., 2003 modified in Chaves et al., 2008).



**Figura 7 -** Quartzitos do Grupo Canastra, apresentando uma foliação subhorizontal característica, em afloramentos reliquiares no platô da Serra da Canastra (Foto: Mario L.S.C. Chaves).

**Figure 7** - Canastra Group quartzites, presenting a typical subhorizontal foliation in remained outcrops in the Canastra Range plateau (Photo: Mario L.S.C. Chaves).



**Figura 8** - A base da cachoeira é constituída por uma zona de deformação mais intensa, onde os quartzitos do Grupo Canastra são transformados em quartzoxistos com veios de quartzo "boudinados" na foliação (Foto: Mario L.S.C. Chaves). **Figure 8** - In the base of the waterfall, zone of stronger deformation, the Canastra Group quartzites are changed in quartzschists, where the quartz veins present a "boudinage" in the foliation plains (Photo: Mario L.S.C. Chaves).



**Figura 9 -** Zona inicial do médio Rio São Francisco, onde até o início da década de 2000 desenvolveram-se os principais serviços de mineração e/ou garimpagem de diamantes. Embora tais serviços ocorressem em terrenos externos ao parque, atualmente eles encontram-se inteiramente paralisados (Foto: Mario L.S.C. Chaves).

**Figure 9** - Initial zone of the middle São Francisco River, where developed de main diamond digging and/or mining services until the beginning of the 2000' years. Although such services occurred out of the park area, in the actuality they were totally obstructed (Photo: Mario L.S.C. Chaves).

do início dos anos 2000 mesmo as atividades de pesquisa e prospecção mineral que vinham sendo desenvolvidas em áreas próximas de entorno do parque foram também restringidas pelo DNPM e órgãos ambientais.

### SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

O sítio Cachoeira da Casca d'Anta, no Rio São Francisco, integra-se à borda da Serra da Canastra, e constitui um cenário de rara beleza paisagística. Este rio, conhecido como "Velho Chico" ou "Rio da Integração Nacional" tem sua nascente na Serra da Canastra (MG), em cotas próximas a 1.350 m de altitude, e sua extensa bacia hidrográfica abrange grande parte do oeste desse estado. A cachoeira, situada cerca de 20 km da nascente e com 200 m de altura, constitui o maior desnível do rio. O naturalista e "viajante" francês, Auguste Saint-Hilaire, que percorreu a região em 1819 à procura da nascente do rio, descreveu a cachoeira e provavelmente foi o primeiro cientista a estudá-la.

Em termos geomorfológicos a cachoeira se destaca na paisagem pelo efeito da regressão de escarpa causa-

da pelas águas provenientes das nascentes do rio, em local fortemente controlado pela estrutura geológica. Desse modo, a escarpa por onde a água da cachoeira despenca é definida por uma grande falha de empurrão de direção NW-SE, que sobrepõe unidades geológicas mais antigas (Grupo Canastra) sobre mais novas (Grupo Bambuí). A forte quebra de relevo define o contato dado pelo falhamento entre essas duas seqüências.

A Serra da Canastra é sustentada em sua maior parte, por metassedimentos do Grupo Canastra, representada por quartzitos, filitos e xistos estruturados em amplas anticlinais e sinclinais. Os quartzitos são predominantes e boas exposições encontram-se no platô serrano, mostrando coloração branca e granulação fina, com intercalações métricas locais de filitos sericíticos. A presença comum de sericita confere aos quartzitos um aspecto geral placóide, que é realçado pela erosão diferencial. Os xistos são pouco variados em termos composicionais, incluindo sericita-quartzoxistos, quartzoxistos e, localmente, grafitaxistos. Na escarpa da cachoeira, embora ali ocorram exclusivamente quartzitos, na base da seção a deformação ocasionada pela zona de empurrão imprimiu em tais rochas uma forte foliação, tornando-as quartzoxistos onde são abundantes os veios de quartzo, "boudinados" e rompidos.

A Cachoeira da Casca d'Anta encontra-se inserida na área protegida dos 71 mil hectares originais do Parque Nacional da Serra da Canastra e, portanto, o sítio apresenta um reduzido grau de vulnerabilidade. Esse aspecto é relevante, não apenas pela localização da cachoeira, como também, pelo fato de que as atividades potencialmente degradantes que ocorriam nas proximidades, destacando-se o garimpo e mineração de diamantes, estarem controladas pelos órgãos ambientais responsáveis.

### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A Cachoeira da Casca d'Anta encontra-se inserida no Parque Nacional da Serra da Canastra, uma das mais importantes e afamadas unidades de conservação do país. O ICMBio – Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade é o órgão responsável pela manutenção e administração do parque através do escritório mantido na cidade de São Roque de Minas. O parque foi criado em 1972, a partir do Decreto nº 70.355 com o objetivo principal de proteger as nascentes do Rio São Francisco (BRASIL, 1972), que brota no imenso chapadão como um pequeno "olho d'água" (Fig. 10) e muitos outros ribeirões, bem como manter amostra representativa dos campos de altitude e de conservar sítios arqueológicos históricos.

A criação do parque, então sob gestão do IBDF – Instituto Brasileiro de Desenvolvimento Florestal, em uma época ainda de pouca conscientização ecológica, veio



**Figura 10:** A singela nascente do Rio São Francisco, no alto do platô da Serra da Canastra (Foto: Mario L.S.C. Chaves).

**Figure 10:** The single source of the São Francisco River, in the higher plateau of the Canastra Range (Photo: Mario L.S.C. Chaves).

como resposta a uma forte seca que, pela primeira vez na história, interrompeu a navegação no médio/baixo Rio São Francisco. Tal fato desencadeou uma mobilização da sociedade, que mostrou ao Poder Público a necessidade de proteção de sua nascente. Pelo decreto original, o parque deveria possuir cerca de 200 mil hectares, entretanto posteriormente (1974) o Governo Federal declarou de interesse social, para fins de desapropriação, uma área de aproximadamente 106 mil hectares, sendo que deste montante apenas 71.525 hectares foram efetivamente desapropriados. O IBDF, sucedido pelo IBAMA e agora o ICMBio, passou a gerenciar a unidade de conservação segundo os últimos limites.

De tal maneira, diversos atos administrativos governamentais, tais como expedição de licenças ambientais e de títulos minerários para extração de quartzitos e pesquisa de diamante, permitiram a instalação de novas atividades na área "exclusa" do parque, de cerca de 130 mil hectares. Somente em 2001, no processo de elaboração de um novo plano de manejo (concluído em 2005), o IBAMA constatou o equívoco institucional e passou a reconhecer novamente a área do parque em aproximadamente 200 mil hectares (Fig. 11), embora os novos limites ainda sejam alvo de interpelações judiciais. Ressaltase, entretanto, que a Cachoeira da Casca d'Anta já se encontrava dentro da área protegida dos 71 mil hectares originais e, portanto, o sítio apresenta um reduzido grau de vulnerabilidade. Esse aspecto é relevante, não apenas pela localização da cachoeira, como também, pelo fato de que as atividades potencialmente degradantes que ocorriam nas proximidades, destacando-se o garimpo/minera-

> ção de diamantes, estarem controladas pelos órgãos responsáveis.

> Outro fator de grande importância ecológica do sítio é a ocorrência de diversos animais, facilmente observáveis nas proximidades da parte alta da cachoeira, como o tamanduá bandeira (Myrmecophaga tridactyla), o tatu canastra (Priodontes giganteus) e o lobo guará (Chrysocion brachyurus). Ressaltando ainda esta característica, pode-se também citar a intensa atividade observadora de pássaros, que conta com muitas espécies destacando-se o pato mergulhão (Mergus octosetaceus). Essa ave tem a área como um dos seus dois únicos habitats no país (o outro é no Rio do Sono, em Tocantins), estando incluso na lista de espécies brasileiras com alto risco de extinção, mas que no local encontra-se devidamente protegida pela existência do parque.



**Figura 11 -** Entrada do Parque Nacional da Serra da Canastra, no portal de acesso à Cachoeira da Casca d'Anta, onde o novo mapa já inclui uma área aproximada de 200.000 hectares para essa unidade de conservação (Foto: Leila Benitez). Abaixo a esquerda, detalhe do mapa (Foto: Mario L.S.C. Chaves).

Figure 11 - Entrance of the Serra da Canastra National Park, to access the Casca

d'Anta Waterfall, where a new map includes an area of approximately 200,000 ha for this conservation unit (Photo: Leila Benitez). At the bottom left, a detail of the map (Photo: Mario L.S.C. Chaves).

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Horário de visitação: 8:00 às 1

APROVEITE

**NÃO É PERMITIDO** 

- Alkmim, F.F.; Brito-Neves, B.B.; Alves, J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco – uma revisão. In: J.M.Domingues & A.Misi, eds., O Cráton do São Francisco. Salvador, Convênio SBG-SGM-CNPq, p.45-62.
- Almeida, F.F.M. 1956. Botucatu, um deserto triássico da América do Sul, Brasil. Notas Preliminares e Estudos DGM/DNPM, 86:1-21.
- Almeida, F.F.M. 1977. O Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7:349-364.
- Barbosa, O. 1955. *Guia das Excursões do IX Congresso Bra*sileiro de Geologia. Rio de Janeiro, Noticiário 3, p.1-5.
- Barbosa,O.; Braun, O.P.G; Dyer,R.C.; Cunha, C.A.B.R. 1967. Projeto Chaminés: geologia da região do Triângulo Mineiro. Petrópolis, Convênio DNPM/PROSPEC, Relatório Final, 116p.
- Barbosa,O.; Braun,O.P.G.; Dyer,R.C.; Cunha, C.A.B.R. 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. *Boletim DNPM/ DFPM*, 136:1-140.
- BRASIL, 1972. Decreto nº 70.355, de 3 de abril de 1972. Cria o Parque Nacional da Serra da Canastra, no Estado de Minas Gerais, com os limites que especifica, e dá

*outras providências*. Brasília, Diário Oficial da República Federativa do Brasil, 4 de abril de 1972.

- Braun, O.P.G. 1971. Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Revista Brasileira de Geografia*, 32:3-39.
- Chaves, M.L.S.C. 1999. Geologia e mineralogia do diamante da região de Vargem Bonita, Minas Gerais. Belo Horizonte, Projeto de Pesquisa PRPq-UFMG 23072.027794-05, Relatório Final, 10p. (Inédito).
- Chaves, M.L.S.C.; Benitez,L. 2007. Kimberlito Canastra-1 (São Roque de Minas, MG): primeira reserva diamantífera primária comprovada do país. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 14, Diamantina. *Anais:* 129-129.
- Chaves, M.L.S.C.; Brandão, P.R.G.; Girodo, A.C.; Benitez,L. 2008. Kimberlito Canastra-1 (São Roque de Minas, MG): geologia, mineralogia e reservas diamantíferas. *Revista* da Escola de Minas, 61:357-364.
- EMBRAPA, 2004. Brasil Visto do Espaço. In: E.E. Miranda & A.C. Coutinho, coords., *Embrapa Monitoramento por Satélite*. Campinas, Disponível em <a href="http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br">http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br</a> (Acesso em 17/03/08).
- Heineck, C.A.; Leite, C.A.S.; Silva, M.A.; Vieira, V.S. 2003. Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais, Escala 1:1.000.000. Belo Horizonte, Convênio COMIG/CPRM, 1 folha.

- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, 18:147-265.
- Lamego, A.R. 1935. Contribuição à geologia do valle do Rio Grande, Minas Gerais. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, 70:1-29.
- Liber Herbarum Minor, 2008. Disponível em <http://www. liberherbarum.com/Minor/BZ/PN1414.htm> (Acesso em 16/09/2008).
- Pereira, R.S.; Fuck, R.A. 2005. Archean nucleii and the distribution of kimberlite and related rocks in the São Fran-

<sup>1</sup> Centro de Pesquisas Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627. Belo Horizonte – MG. CEP 31270-901. Pesquisador CNPq. E-mails: mchaves@ufmg.br, mlschaves@gmail.com. cisco craton, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 35:93-104.

- Saint-Hilaire, A. 1847. Voyages dans l'Intérieur du Brésil Troisiéme Partie: Voyage aux Sources du Rio de S. Francisco. Paris: Arthus Bertrand Librarie-Éditeur (Tradução Regina R. Junqueira, Ed. Itatiaia/EDUSP, Belo Horizonte, 1975, 190p.).
- Simões, L.S.A.; Valeriano, C.M. 1990. Porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília; estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal. *Anais*: v.6, p.2564-2575.

<sup>2</sup> Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627.
Belo Horizonte – MG. CEP 31270-901.
E-mails: leilabenitez@gmail.com, kwandrade@yahoo.com.br.

Trabalho divulgado no site da SIGEP <a href="http://www.unb/br/ig/sigep">http://www.unb/br/ig/sigep</a>, em 09/12/2008.



### MARIO LUIZ DE SÁ CARNEIRO CHAVES

Nasceu no Rio de Janeiro em 1957. Graduou-se em Geologia pela Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (1981). Realizou pós-graduações na Universidade Federal do Rio de Janeiro (Mestrado, 1987), na Universidade de São Paulo (Doutorado, 1997) e tem um Pós-doutorado na Universidade Federal de Minas Gerais (2005). Atualmente é Professor Associado do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, onde ingressou em 1984. Suas principais linhas de pesquisa incluem: Mapeamento Geológico, Prospecção Mineral e Mineralogia, desenvolvidas no Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG), e coordena estudos nas áreas de geologia, mineralogia e prospecção de diamantes. É Editor Regional da Revista Geociências, UNESP (Rio Claro/SP) e Pesquisador CNPq.



### LEILA BENITEZ

Natural de Cambé (PR), é geógrafa pela Universidade Estadual de Londrina (2000), onde foi professora de geomorfologia (2001-2002). Mestre em Geologia pela Universidade Federal de Minas Gerais, concluiu sua dissertação em 2004 estudando a gênese/datação de depósitos diamantíferos quaternários. Atualmente desenvolve doutoramento nesta Universidade, e pesquisa macro características de lotes de diamantes das províncias diamantíferas mineiras, visando a definição de metodologia que possa auxiliar na identificação da procedência desses lotes, uma das exigências para emissão do "Certificado Kimberley". Tem atuado em diversos projetos de pesquisa, principalmente na área de mapeamento geológico/mineralogia com o Prof. Mario L.S.C. Chaves, participando das propostas, já aceitas, de criação dos sítios "Morro da Pedra Rica" e "*Canyon* do Talhado", ambos em Minas Gerais.



### **KERLEY WANDERSON ANDRADE**

Nascido em Contagem (MG), graduou-se no Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (2008), onde atualmente prepara sua Dissertação de Mestrado. Teve experiência prévia como guia de ecoturismo na região da Serra da Canastra, durante o período 2000-2003. Desde 2005 até o final do curso, foi Bolsista de Iniciação Científica no grupo de pesquisas coordenado pelo Prof. Mario L.S.C. Chaves, efetuando estudos na área de geologia, prospecção e mineralogia do diamante, sendo ainda no presente co-responsável pelo Laboratório de Minerais Pesados do CPMTC/IGC. Participou das propostas, já aceitas, de criação dos sítios geológicos "Morro da Pedra Rica" e "*Canyon* do Talhado", ambos em Minas Gerais.

# Cachoeira de Santa Bárbara no Rio São Jorge, PR

Bela paisagem realça importante contato do embasamento com rochas glaciogênicas siluro-ordovicianas **SIGEP 047** 

Lilian Patricia Massuqueto<sup>1</sup> Mário Sérgio de Melo<sup>2</sup>

Gilson Burigo Guimarães<sup>3</sup> Mario Cezar Lopes<sup>4</sup>

A CACHOEIRA DE SANTA BÁRBARA encerra marcantes atrativos geológicos, geomorfológicos, arqueológicos e históricos. Está englobada no recém-criado Parque Nacional dos Campos Gerais. Pela sua beleza cênica e possibilidade de esportes e lazer na natureza (caminhadas, acampamento, banhos, escalada, piqueniques), é um local muito procurado por visitantes. O proprietário atual mantém uma precária estrutura para os visitantes. Não há preocupação ambiental e o local, embora ainda preservado, encontra-se sob risco de degradação se o parque nacional não for logo implantado. Ali ocorrem rochas do Complexo Granítico Cunhaporanga (Neoproterozóico), alteritos destas rochas, diamictitos da Formação Iapó (Ordoviciano-Siluriano), conglomerados e arenitos da base da Formação Furnas (Siluriano-Devoniano). O Rio São Jorge corre inicialmente sobre lajeados de arenitos, depois despenca-se em queda de 20 metros, na qual aparecem os conglomerados da Formação Furnas, a Formação Iapó e o Complexo Cunhaporanga, numa bela exposição do contato entre rochas da Bacia do Paraná e seu embasamento. A jusante da cachoeira o rio corre num pequeno canyon controlado por falha de direção NW-SE, paralela ao eixo do Arco de Ponta Grossa. Nos topos aparece vegetação de campo, típica da região dos Campos Gerais. No vale do rio ao longo do canyon e em capões aparece a mata com araucária, compondo vegetação heterogênea. Em abrigos nas lapas de arenito existem pinturas rupestres de povos indígenas pré-históricos. Nas proximidades (1,5 km) localiza-se a Capela de Santa Bárbara, herança do tempo dos tropeiros (século XVIII), monumento histórico que dá nome à cachoeira do Rio São Jorge, e que constitui também atrativo para os visitantes.

**Palavras-chave:** Cachoeira de Santa Bárbara; Bacia do Paraná; Formação Furnas; Parque Nacional dos Campos Gerais; pinturas rupestres; relevo estrutural Santa Bárbara Falls on the São Jorge River, State of Paraná – beautiful landscape enhances the contact between basement and Ordovician-Silurian glaciogenic rocks

The Cachoeira de Santa Bárbara (Santa Bárbara Falls) contains striking geological, geomorphological, archaeological and historical attributes. It is located in the recently-created Campos Gerais National Park. Many visitors attracted by the beauties of the place practice camping, walking, baths, climbing, cascading, trekking and picnics. The landowner maintains a precarious structure for the visitors. There are no environmental cares, and the site, yet still preserved, is under severe risk of degradation if the national park is not established soon. There occur rocks of the Cunhaporanga Granitic Complex (Neoproterozoic), alterites of these rocks, diamictites of the lapó Formation (Ordovician-Silurian), basal conglomerates and sandstones of the Furnas Formation (Silurian-Devonian). The São Jorge River runs initially over rocky floors of sandstones, then falls about 20 meters, where appear the basal conglomerates of the Furnas Formation, the Iapó Formation and the Cunhaporanga Complex, in a beautiful exposition of the contact between the Paraná Sedimentary Basin and its basement. Downstream the waterfall the river runs in a small canyon controlled by a NW-SE fault, parallel to the Ponta Grossa Arch axis. In the summits appear grasslands, typical of the Campos Gerais region. In the river valley along the canyon and in copses appear woods with araucaria, composing heterogeneous vegetation. In shelters in the sandstone caves there are rock paintings of prehistorical indigenous peoples. In the proximities (1,5 km) is placed the Santa Bárbara Chapel, from the time of mule-drivers (XVIII<sup>th</sup> century), historical monument that gives name to the waterfall in the São Jorge River, and that is also an attraction for the visitors.

**Key words:** Santa Bárbara Falls; Paraná Sedimentary Basin; Furnas Formation; Campos Gerais National Park; rock paintings; structural relief

### INTRODUÇÃO

A Cachoeira de Santa Bárbara, também conhecida como Cachoeira do Rio São Jorge, localiza-se cerca de 18 km a nordeste do centro de Ponta Grossa, cidade situada na transição do Primeiro para o Segundo Planalto Paranaense, que apresenta em seu entorno muitos sítios naturais de beleza cênica ímpar e potencialidades para uso turístico e acadêmico. A cachoeira, uma queda d'água com aproximadamente vinte metros de altura (Fig. 1), empresta seu nome da Capela de Santa Bárbara, situada próxima (1,5 km). O local da cachoeira apresenta grande beleza cênica e significativo patrimônio natural de relevância científica e pedagógica, que inclui exposição de rochas do contato entre a Bacia do Paraná e seu embasamento, formas de relevo singulares (cachoeiras, corredeiras, lajeados, relevos ruiniformes, escarpas, *canyons*, fendas, lapas, cavernas), vegetação diversificada (campos, mata com araucária) e sítios arqueológicos com pinturas rupestres.

É um dos raros locais da região onde há exposição do contato geológico entre o Complexo Granítico Cunhaporanga, Formação Iapó e Formação Furnas. Por este motivo é muito visitado por estudantes de Geologia, Geografia e áreas afins. As diversas quedas d'água, piscinas naturais, densa vegetação e acesso fácil, tornam a cachoeira um dos locais mais visitados da cidade, principalmente nos meses de verão. Práticas de esporte como escalada, rappel, caminhada e motocross também são freqüentes.

A área da cachoeira foi instituída como Parque Municipal desde 1992; está dentro dos limites da APA (Área de Proteção Ambiental) da Escarpa Devoniana, também criada em 1992, e do recém-criado Parque Nacional dos



Figura 1 - A Cachoeira de Santa Bárbara no Rio São Jorge, Município de Ponta Grossa, PR.

**Figure 1 -** The Santa Bárbara Falls on the São Jorge River, Municipality of Ponta Grossa, State of Paraná. Campos Gerais (2006), ainda não implantado. Entretanto, em 2009 ainda continua sendo propriedade particular. O local apresenta precária infra-estrutura e nenhuma prática de conservação ambiental, o que vem comprometendo a integridade do patrimônio lá existente.

Torna-se assim de extrema importância a realização de iniciativas que objetivem a utilização sustentável do local e que conciliem as atividades de turismo e lazer lá realizadas com a conservação, o ensino e a pesquisa.

### LOCALIZAÇÃO

O sítio Cachoeira de Santa Bárbara (25°02"00"S-50°03'26"W) situa-se no curso inferior da bacia do Rio São Jorge. Dista cerca de 18 km para nordeste do centro urbano de Ponta Grossa (Fig. 2). O acesso é realizado rumo ao bairro Rio Verde, adentrando a Vila San Martin pela estrada Arichernes Carlos Gobbo, a mesma que leva ao Reservatório de Alagados, principal manancial da cidade.

### **HISTÓRICO**

25°00'S

De acordo com Rocha (1995) as terras onde se situa a Cachoeira de Santa Bárbara faziam parte da antiga Sesmaria do Pitangui, mais tarde nomeada de Fazenda Santa Bárbara do Pitangui, doada em 1727 aos padres da Companhia de Jesus por José de Góis e Morais, filho do Capitão-mor Pedro Taques de Almeida, proprietários destas e dos vales dos rios Verde e Tibagi, desde 1704.

Nestas terras os jesuítas construíram senzala e casa de moradia, perto de um oratório em homenagem a Santa Bárbara, que já existia anteriormente, e povoaram-na com escravos para a criação de gado (Chamma, 1988).

Devido ao movimento dos tropeiros e outros viajantes, em 1729 os jesuítas construíram uma capela de pau a pique e reboco substituindo o oratório. Esta fazenda transformou-se num referencial regional da religiosidade expressa pelas populações católicas de então. Junto à capela foi construído um cemitério, funcionando também aí um Cartório Distrital. A história de Ponta Grossa tem seu marco inicial neste lugar (Chamma, 1988). Ainda segundo esse autor, com a expulsão dos jesuítas em 1759, a Coroa Portuguesa confiscou todos os bens que eles possuíam, inclusive a Fazenda de Santa Bárbara do Pitangui.

Ainda se encontram testemunhos da ocupação dos jesuítas, como a Capela de Santa Bárbara e um muro para divisão de invernadas, ambos construídos com blocos de arenitos que afloram no local. A capela, localizada cerca de 1,5 km a sudoeste da cachoeira (Fig. 3), foi originalmente edificada pelos jesuítas no início do século XVIII, tendo passado por várias reformas desde então. Assumiu importância regional a partir do final desse mesmo século, quando cresceu o movimento dos tropeiros que passavam pela região no trajeto entre o Rio Grande do Sul e São Paulo. Ela sofreu reformas em 1970 e 2003, perdendo suas características originais. É muito visitada por turistas e há também a lenda de que, não podendo transportar seus tesouros, os jesuítas os enterraram em algum ponto nas proximidades da capela.

Figura 2 - Localização da Cachoeira de Santa Bárbara. Figure 2 - Location of the Santa Bárbara Falls.



De acordo com Rocha (1995), a antiga fazenda pertenceu, no início do século XX, a José Ferreira Penteado, abrangendo o curso inferior da bacia do Rio São Jorge. Na década de 1930, uma pequena parte da bacia, próxima à foz, foi desapropriada pela Companhia Prada de Eletricidade, quando da construção da barragem dos Alagados no Rio Pitangui. No início dos anos 1990 foi realizada partilha do setor inferior da bacia do Rio São Jorge, origem da atual estrutura fundiária.

Na década de 1980, a SANEPAR (Companhia de Saneamento do Paraná) inicia o bombeamento de água da represa do Rio Pitangui, junto à Usina Hidrelétrica (UHE) São Jorge ali instalada em 1911 a jusante da represa dos Alagados (Fig. 3), incorporando a bacia do Rio São Jorge ao manancial de abastecimento urbano de Ponta Grossa (Rocha, 1995). Os estudos desse autor indicam que a antiga Fazenda de Santa Bárbara pertenceu desde 1950 à família Carraro. Desde 1988 a Cachoeira de Santa Bárbara está em propriedade com 143,2 ha (sendo esta apenas uma parte da antiga fazenda) pertencente a Lourenço Zapotoczny, esposo da herdeira Marta Zapotoczny. Em 1991 a área foi aberta para visitação, e ali foram construídos lanchonete e sanitários, precários, utilizados até hoje pelos visitantes. Espécies exóticas, como eucalipto e pinus, foram

plantadas para fornecer sombra aos veículos e campistas.

### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

### Geologia

A região do sítio Cachoeira de Santa Bárbara localiza-se no flanco oriental da Bacia do Paraná, onde esta é profundamente afetada pelo Arco de Ponta Grossa, responsável pela elevação e arqueamento do embasamento proterozóico e das unidades sedimentares da bacia, e por extensas fraturas NW-SE que deram passagem a grande volume de magma basáltico no Mesozóico.

No local da cachoeira, em um desnível topográfico de cerca de 40 m, aparecem da base para o topo: (1) o embasamento da Bacia do Paraná, ali representado por granitóide porfirítico do Complexo Granítico Cunhaporanga; (2) diamictitos da Formação Iapó e (3) conglomerados e arenitos da Formação Furnas (Fig. 4).

As rochas mais jovens que aparecem ao alto e na maior parte da Cachoeira de Santa Bárbara pertencem à Formação Furnas (Siluriano a Devoniano Inferior), que é a unidade basal do Grupo Paraná, apresentando na



Figura 3 - Principais feições das cercanias da Cachoeira de Santa Bárbara.Figure 3 - Main features in the surrounding area of the Santa Bárbara Falls.



2	
•	•
Υ.	2
	-
	4

diamictito da Formação Iapó conglomerados com estratificação planoparalela ou cruzada planar

arenitos finos a conglomeráticos com estratificação planoparalela,

cruzada planar e marcas onduladas

arenitos finos a grossos sem estratificação aparente.

**Figura 4 -** Seção colunar das unidades rochosas na Cachoeira de Santa Bárbara: 1) Complexo Granítico Cunhaporanga; 2) material de decomposição do granito; 3) diamictito da Formação Iapó; 4) conglomerados com estratificação planoparalela ou cruzada planar; 5) arenitos finos a conglomeráticos com estratificação planoparalela, cruzada planar e marcas onduladas; 6) arenitos finos a grossos sem estratificação aparente. AF: areia fina; AM: areia média; AG: areia grossa; AMG: areia muito grossa; C: cascalho.

**Figure 4** - Columnar section of the rock units in the Santa Bárbara Falls: 1) Cunhaporanga Granitic Complex; 2) granite weathered material; 3) Iapó Formation diamictite; 4) conglomerates with tabular cross-bedding or planoparallel stratification; 5) fine to conglomeratic sandstones with planoparallel stratification, tabular cross-bedding and ripple marks; 6) fine to coarse sandstones without apparent bedding. AF: fine sand; AM: medium sand; AG: coarse sand; AMG: very coarse sand; C: gravel.

área espessuras entre 250 e 300 metros (Maack,1970; Assine, 1996). É constituída predominantemente por arenitos médios a grossos de coloração clara, relativamente homogêneos, feldspáticos e/ou caulínicos no pacote basal, com grãos angulosos a subangulosos. Principalmente na porção basal ocorrem intercalações métricas de conglomerados e arenitos conglomeráticos quartzosos. Em direção ao topo, aparecem camadas métricas de arenitos finos e siltitos argilosos, estas últimas cada vez com mais freqüência, caracterizando a passagem gradacional interdigitada para as rochas sedimentares da Formação Ponta Grossa (Lange & Petri, 1967), que só afloram mais a leste.

Os arenitos estão dispostos em *sets* com espessuras de 0,5 a 5,0 metros com geometria tabular, lenticular e cuneiforme, com marcante estratificação cruzada planar, tangencial na base ou acanalada (Assine, 1996), fato esse que propicia a formação de lapas nas encostas dos vales, as quais são freqüentes na Cachoeira de Santa Bárbara.

Estruturas rúpteis (fraturas e falhas) são feições marcantes na região, associadas com reativações de estruturas relacionadas com o final do Ciclo Brasiliano e com a atividade ao longo do Arco de Ponta Grossa, no Mesozóico. Estas estruturas aparecem no terreno como lineamentos, principalmente nas direções NE-SW a E-W e NW-SE (Fig. 3).

Outra unidade geológica da Bacia do Paraná que ocorre na cachoeira é a Formação Iapó, a qual, de acordo com Assine *et al.* (1998), ocorre sotoposta aos arenitos conglomeráticos e conglomerados da base da Formação Furnas. Apresenta-se como uma unidade delgada e de natureza descontínua, produto da glaciação no limite Ordoviciano/Siluriano. É constituída de diamictitos com seixos polimíticos facetados e estriados. A Formação Iapó aflora na base de uma parede de rocha com aproximadamente 50 metros de altura ao lado da cachoeira, apresentando as características acima relatadas, sendo um dos poucos afloramentos desta formação no Paraná.

Sob as formações Furnas e Iapó está o Complexo Granítico Cunhaporanga, o qual ocupa uma "extensa área alongada na direção N30E, desde a região dos Alagados (limite dos municípios de Ponta Grossa e Castro) até bem próximo à divisa PR-SP ao sul de Itararé" (Guimarães, 1995), sendo a sudoeste e norte-noroeste coberto pela Formação Furnas através de discordância inconforme. As rochas dessa unidade granítica testemunham magmatismo do final do Ciclo Brasiliano, de idade neoproterozóica, sendo constituídas de granitóides equigranulares a porfiríticos, variando de hornblenda biotita monzogranitos a álcali-feldspato granitos (Guimarães, 2000). Na área da cachoeira esta unidade ocorre no leito do rio, aflorando em alguns trechos a jusante da queda principal.

### Geomorfologia

A Cachoeira de Santa Bárbara situa-se na região dos Campos Gerais, inserida no Segundo Planalto Paranaense, de relevo contrastante suavemente ondulado, com altitudes que variam entre 900 e 1100 m, a escarpado nas proximidades da Escarpa Devoniana, que é o relevo de cuesta sustentado pelos arenitos da Formação Furnas na transição entre o Primeiro e o Segundo Planalto Paranaense. A denominação Escarpa Devoniana é aqui utilizada por ter seu uso consagrado na região, apesar de na verdade os arenitos serem siluro-devonianos e da confusão entre a idade das rochas e da feição de relevo, esta muito mais nova. A escarpa resultou da combinação do soerguimento das unidades sedimentares paleozóicas da Bacia do Paraná com a erosão diferencial que ressaltou no relevo as rochas mais resistentes, como os arenitos da Formação Furnas.

A rede de drenagem na área sofre forte controle estrutural, sendo comuns gargantas (*canyons*), ou seja, vales encaixados com escarpas verticalizadas, de porte relativamente pequeno. O vale do Rio São Jorge a jusante da cachoeira é um *canyon* com largura de até 200 m e altura de até 100 m, controlado por falha NW-SE (Fig. 5). A região ainda apresenta vários lineamentos (fendas, fraturas, falhas, diques, pequenas cavernas) nas direções NE-SW, E-W e NW-SE (Fig. 3).

Rocha (1995) distingue três unidades geomórficas do relevo: "Taimbézinho", que representa antiga meseta bastante dissecada, com 1074 metros de altitude, compreendendo os terrenos à direita do rio, apresentando superfícies convexas com relevo suave-ondulado/ondulado; "Encostas" que correspondem às superfícies marginais à esquerda da drenagem principal, com relevo predominante ondulado e forte-ondulado, e vertentes longas e convexas; e "*Canyon*", o qual compreende as superfícies, com relevo montanhoso/escarpado do *canyon* e encostas adjacentes, com relevo forte ondulado e as superfícies cimeiras suaves onduladas, representando mesetas bastante dissecadas e vertentes longas. Apresentam curiosas formações ruiniformes e afloramentos de rocha nas linhas de ruptura do relevo em ambas as margens.

### Solos

Os solos na região da Cachoeira de Santa Bárbara, desenvolvidos sobretudo do intemperismo do Arenito Furnas, são delgados e arenosos, e muitas vezes ex-





**Figura 5 -** Relevo e uso da terra na área da Cachoeira de Santa Bárbara.

**Figure 5** - Relief and land use in the Santa Bárbara Fall's area.

põem o substrato rochoso. Predominam os neossolos litólicos, localmente associados a cambissolos, que favorecem o desenvolvimento de vegetação de campos limpos, ocasionalmente mais densa, como nas matas de galeria e em capões de mata isolados.

Freqüentemente, onde os terrenos são mais encharcados, aparecem gleissolos e organossolos. Nestes locais desenvolve-se vegetação de depressões brejosas e campos úmidos. A Cachoeira de Santa Bárbara situa-se na transição entre o alto curso e o baixo curso do Rio São Jorge. Nessa transição, com desnível total da ordem de 80 m numa extensão de 600 m (Fig. 5), ocorrem 15 cascatas e pequenos saltos, geralmente seguidos de pequenas piscinas naturais (Fig. 6), muito procuradas por turistas. As águas são rápidas, e não há planícies de inundação. A formação de vales típicos em "V" ocorre quando o rio,

### Hidrografia

As nascentes do Rio São Jorge encontram-se junto à borda leste do Segundo Planalto Paranaense, reverso da Escarpa Devoniana, e sua foz ocorre no Rio Pitangui, 12 km a jusante. A bacia do Rio São Jorge compreende superfície de drenagem de 2.671 ha. O talvegue principal tem forte controle estrutural com orientação NW-SE (Fig. 3). O sistema de drenagem indica caimento regional para NW. O Rio São Jorge corre inicialmente sem talvegue pronunciado, em lajeados sobre bancos de estratos de arenitos (Fig. 6) antes de encaixar-se no *canyon* de seu trecho de jusante.

O padrão de drenagem do Rio São Jorge e tributários é dendrítico a montante da cachoeira, apresentando a jusante forte controle estrutural pelas fraturas e falhas de direção NW-SE, N-S e ENE-WSW, que imprimem padrão geométrico entre retangular, paralelo e treliça.



**Figura 6 -** Lajeado do Rio São Jorge a montante da Cachoeira de Santa Bárbara com vários saltos controlados pela estratificação dos arenitos da Formação Furnas.

**Figure 6** - São Jorge River rocky floor upstream of the Santa Bárbara Falls with several small falls controlled by the Furnas Formation sandstones bedding.

aproveitando zonas de menor resistência, começa o entalhamento originando paredes íngremes e finalmente o *canyon*; nestes pontos formam-se as grandes quedas d'água, tendo como exemplo local a cachoeira, atrativo principal do sítio, com aproximadamente 20 metros de queda livre, num local em que os paredões de rocha próximos ultrapassam 40 m e têm forte controle de estruturas NE-SW (Fig. 7). Após a queda, o rio corre em vale encaixado na falha de direção NW-SE (Fig. 8), percorrendo cerca de 900 metros até sua confluência com



**Figura 7** - O salto principal da Cachoeira de Santa Bárbara com paredões em arenitos da Formação Furnas e forte controle por estruturas NE-SW.

**Figure 7** - Santa Bárbara Falls showing cliffs in sandstones of the Furnas Formation and the strong structural control by NE-SW structures.





**Figure 8** - Valley of the São Jorge River, a canyon controlled by a NW-SE fault (downstream view of the Santa Bárbara Falls).



Figura 9 - Leito do Rio São Jorge a jusante da Cachoeira de Santa Bárbara, com matacões de arenito sobre lajeado de granito porfirítico.

**Figure 9** - São Jorge's riverbed downstream of the Santa Bárbara Falls, with sandstone boulders on porphyritic granite rocky floor. o Rio Pitangui. Nesse trecho com vegetação densa (Fig. 9) aparece no leito granito porfirítico do Complexo Granítico Cunhaporanga, coberto por muitos blocos soltos de arenito vindos de montante e das encostas laterais.

### **Pinturas rupestres**

Na Cachoeira de Santa Bárbara existem dois locais conhecidos com pinturas rupestres. Num deles, localizado em pequeno abrigo sob teto natural no início da trilha de acesso à cachoeira, estão representados cervídeos em cor vermelha (Fig. 10A). No outro estão representadas três pinturas com formas geométricas (traços paralelos) também em cor vermelha (Fig. 10B), em parede vertical de aproximadamente 15 metros de altura protegida por teto natural. Pinturas semelhantes descritas nas proximidades foram atribuídas às tradições culturais Planalto e Geométrica (Silva *et al.*, 2007). É possível que estas tradições já tenham tido grupos representativos no Paraná há até 10.000 anos atrás (Parellada, 2007).

Estas pinturas já estão um pouco danificadas devido ao uso de fogueiras na base da parede. Antigos da Formação Furnas indicam uma fase de sedimentação tida como continental a marinha rasa, ocorrida do final do Siluriano ao início do Devoniano.

As feições geomorfológicas de maior destaque no Rio São Jorge, além da cachoeira, são as escarpas, *canyons*, cavernas e fendas. Estas geoformas têm forte controle por estruturas de direção NW-SE (falhas, fraturas, diques), paralelas ao eixo do Arco de Ponta Grossa, ativo principalmente durante o Mesozóico (JurássicoCretáceo) (Figs. 3, 5 e 7). Outras estruturas importantes ocorrem nas direções NE-SW a E-W (Fig. 3); parte delas deve representar reativação de estruturas do embasamento, enquanto algumas estariam também associadas ao período de máxima atividade do Arco de Ponta Grossa, ou mesmo a reativações cenozóicas.

O sítio Cachoeira de Santa Bárbara é o único local conhecido na Bacia do Paraná que expõe o contato entre o Complexo Granítico Cunhaporanga e a Formação Iapó. Além de já serem raros os pontos de exposição desta última unidade, o local torna-se especial por também permitir a observação de seu contato superior com a Formação Furnas. A área apresenta ainda interesse geomorfológico, paleontológico, histórico e paisagístico. Por estes motivos é muito visitada por pesquisadores e estudantes de Geologia, Geografia e áreas afins.

Apesar de estar inserido em três unidades de conservação (municipal, estadual e federal), nenhuma delas foi implementada, e o sítio encontra-se sob ameaça de degradação de diversas naturezas, o que vem reforçar a importância da divulgação de seu significado único para as Geociências.

### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

### Situação Atual

A área da Cachoeira de Santa Bárbara ainda é propriedade particular. Desde a abertura do sítio para visitação em 1991, há um significativo e contínuo aumento de visitantes, atingindo atualmente nos finais de semana dos meses de verão, mais de 1.000 pessoas por



Figura 10 - Pinturas rupestres na área da Cachoeira de Santa Bárbara. (a) cervídeo; (b) traços de significado indefinido em pigmento vermelho.

Figure 10 - Rock paintings in the Santa Bárbara Fall's area. (a) deer; (b) traces in red pigment with indefinite meaning.

dia (Massuqueto, 2003). O proprietário cobra taxas de visitação que não são fiscalizadas nem revertidas em benefício do local ou dos visitantes.

A infra-estrutura para os visitantes é precária, muito rústica e não atende às leis ambientais, tais como o respeito às áreas de proteção permanente acompanhando os cursos d'água. Além do turismo intenso e desordenado, há no local prática de *motocross* e, desde 2001, o uso das terras para agricultura mesmo em áreas de proteção permanente. Estas práticas vêm causando sérios danos de erosão, queimadas e depredações de diversos tipos. Nas vizinhanças é comum o plantio de *pinus*, espécie exótica invasora que tem descaracterizado as áreas nativas (Fig. 11).

Os poucos cuidados com a área, como recuperação de trilhas erodidas, sinalização e limpeza, são realizados por grupos voluntários, que utilizam a área para lazer e esportes na natureza. Apesar de tudo o local ainda se encontra relativamente preservado, apresentando vegetação heterogênea e mata com araucária ao longo do *canyon* e em capões, com diversificada fauna.

### Medidas de proteção previstas

O Decreto Estadual nº 1231 de março de 1992 criou a APA da Escarpa Devoniana, abrangendo superfície de 395.000 ha., constituindo a maior unidade de conservação do Paraná, incluindo toda a bacia do Rio São Jorge. Somente em 2005 a APA teve seu plano de manejo definido, mas ele ainda não foi implantado.

A Cachoeira de Santa Bárbara faz também parte do Plano de Integração Vila Velha - São Jorge, um projeto



Figura 11 - Campos nativos nas margens do Rio São Jorge a montante da Cachoeira de Santa Bárbara com invasão de *pinus sp exótica*.

Figure 11 - Natural grasslands in the São Jorge's riversides upstream of the Santa Bárbara Falls showing invasion by exotic pinus sp.

de complexo turístico-ecológico ligando o Parque Estadual de Vila Velha ao vale do Rio São Jorge, resultado de serviços técnicos especializados requisitados pela Prefeitura de Ponta Grossa objetivando o desenvolvimento da exploração turística das paisagens naturais do município. A Cachoeira de Santa Bárbara foi instituída parque pela Lei Municipal nº 4.832 de 09/12/92, mas nem o parque nem o plano de integração saíram do papel.

Além disso, a Cachoeira de Santa Bárbara está englobada no recém-criado (2006) Parque Nacional dos Campos Gerais, também ainda não implementado. O local possui potencialidades para o desenvolvimento de pesquisas, visitações escolares e acadêmicas, e ecoturismo. Espera-se que a concretização do parque nacional viabilize a correta conservação e uso de patrimônio natural tão singular.

Há três processos contra o proprietário do sítio, sendo todos de 1995. "Os autos de infrações dispõem sobre: dificultar a regeneração de vegetação em área de preservação permanente, supressão de vegetação por meio de terraplanagem em área de proteção ambiental sem o devido licenciamento, e impedir regeneração de vegetação por construções de casa, banheiros e conjunto de vestiários". Como não houve fiscalização por parte do IAP (Instituto Ambiental do Paraná) esses problemas ainda persistem, e se agravam cada vez mais.

### Problemas na implementação das medidas de proteção

O sítio Cachoeira de Santa Bárbara estaria protegido caso qualquer uma das três unidades de conservação a que pertence (municipal, estadual e federal) tivesse sido efetivamente implantada. O recente anúncio do decreto de criação do Parque Nacional dos Campos Gerais (2006), que abrange a área da cachoeira, teve um efeito muito ilustrativo das dificuldades encontradas na região: com o intento obter maiores valores nas negociações para desapropriação ou mesmo visando obstar a criação do parque nacional, os proprietários rurais expandiram áreas agrícolas sobre campos nativos, muitas vezes invadindo até mesmo áreas de proteção permanente. A grande maioria dos proprietários rurais da região declarou-se contra a criação das unidades de conservação, e têm desde então dificultado ações conservacionistas e mesmo o acesso para pesquisas e estudos acadêmicos.

Some-se a isto a incapacidade do órgão ambiental (IAP - Instituto Ambiental do Paraná) de fiscalizar e aplicar convenientemente a legislação, o que inibiria ações que implicam a degradação dos sítios naturais. Espera-se que a divulgação dos sítios naturais da região favoreça a compreensão de seu valor ambiental e científico, estimule a realização de atividades de pesquisa e ensino envolvendo este patrimônio natural e acabe por aumentar o reconhecimento dos benefícios da conservação pela população e proprietários rurais.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Assine, M.L. 1996. Aspectos da estratigrafia das seqüências pré-carboníferas da Bacia do Paraná no Brasil.
  São Paulo, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, Tese de Doutoramento, 207p.
- Assine, M.L.F.; Alvarenga, C.J.S.; Perinotto, J.A.J. 1998. Formação Iapó: glaciação continental no limite ordoviciano/siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v.28, n.1, p.51-60.
- Chamma, G.V.F. 1988. *Ponta Grossa: o povo a cidade e o poder*. Prefeitura Municipal de Ponta Grossa.
- Guimarães, G.B. 1995. O Complexo Granítico Cunhaporanga na região de Joaquim Murtinho, Piraí do Sul (PR): caracterização faciológica das rochas granitóides. Dissertação (Mestrado em Mineralogia e Petrologia) São Paulo - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, p. 24-26.
- Guimarães, G.B. 2000. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Tese (Doutoramento em Mineralogia e Petrologia) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. São Paulo, 230p.
- Lange, F.W.; Petri, S. 1967. The Devonian of the Paraná Basin. *In: Problems in Brazilian Devonian geology*. Curitiba. Boletim Paranaense de Geociências, n.21-22(5-55).
- 1970. Notas preliminares sôbre as águas do sub-solo da Bacia Paraná-Uruguai. Curitiba. Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguai, 162p.
- Massuqueto, L.P. 2003. Potencialidades de turismo e uso acadêmico no sítio natural Cachoeira do Rio São Jorge - Ponta Grossa - PR. Monografia (Graduação em Bacharelado em Geografia) - Setor de Ciências Exatas e Naturais, UEPG 104p.
- Parellada, C. 2007. Arqueologia dos Campos Gerais. *In*: Melo, M.S.; Moro, R.S.; Guimarães, G.B.: Patrimônio Natural dos Campos Gerais do Paraná. Ponta Grossa: Editora da UEPG, 2007, p.163-170.
- Rocha, C.H. 1995. Ecologia da paisagem e manejo sustentável em bacias hidrográficas: estudo do rio São Jorge nos Campos Gerais do Paraná. Curitiba. Dissertação de pós-graduação (Mestrado em Agronomia) – UFPR. 176 p.
- Silva, A. G.C.; Parellada, C. I.; Melo, M. S. 2007. Pinturas rupestres do sítio arqueológico Abrigo Usina São Jorge. *Publicatio UEPG Ciências Exatas e da Terra, Ciências Agrárias e Engenharias*, v. 13, p. 25-33.

<sup>1</sup> Colégio Estadual Prof<sup>a</sup> Elzira Correia de Sá - Rua Castanheira 1007, Jardim Santa Paula, CEP 84.061-370, fone (42)3228-7107, e-mail: mmassuqueto6@yahoo.com.br

<sup>2</sup> Universidade Estadual de Ponta Grossa Departamento de Geociências - Campus Uvaranas
- Av. Gal. Carlos Cavalcanti 4748, CEP 84.030900, Ponta Grossa, PR, Brasil, fone (42)32203046, e-mail: msmelo@uepg.br

<sup>3</sup> Universidade Estadual de Ponta Grossa -Departamento de Geociências - Campus Uvaranas
- Av. Gal. Carlos Cavalcanti 4748, CEP 84.030-900, Ponta Grossa, PR, Brasil, fone (42)3220-3046, e-mail: gburigo@ig.com.br

<sup>4</sup> Universidade Estadual de Ponta Grossa -Departamento de Métodos e Técnicas de Ensino -Campus Central - Praça Santos Andrade 1, CEP 84.010-919, Ponta Grossa, PR, Brasil, fone (42)3220-3374, e-mail: mclopes@uepg.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>, em 09/03/2009.



### LILIAN PATRICIA MASSUQUETO

É bacharel e licenciada em Geografia pela Universidade Estadual de Ponta Grossa (2003) e especialista em Educação e Gestão Ambiental (2005) pela ESAP (Instituto de Estudos Avançados e Pós-Graduação).



### MÁRIO SÉRGIO DE MELO

É graduado em Geologia (1975 - IGUSP), com pós-doutorado em Geologia Sedimentar (2004 - IGUSP). Atuou como geólogo pesquisador do IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (1976-1996). Transferiu-se para a UEPG - Universidade Estadual de Ponta Grossa - em 1996, onde é professor associado do Departamento de Geociências. Sua atuação tem focado o estudo de monumentos geológicos, patrimônio natural e unidades de conservação, com vistas à disseminação do conhecimento das Geociências e suas implicações práticas e de conceitos de conservação e desenvolvimento sustentável.



### GILSON BURIGO GUIMARÃES

É graduado em Geologia (1988 – UFPR), com doutorado em Petrologia (2000 – IGUSP). É docente do sistema de ensino superior paranaense desde 1988, integrando os quadros da UEPG a partir de 1991, sendo atualmente professor adjunto do Departamento de Geociências. Sua área de atuação inclui estudos petrológicos, geofísicos e de mapeamento de unidades geológicas brasilianas no Paraná e, mais recentemente, aspectos diversos ligados à caracterização e valorização da geodiversidade, especialmente na região dos Campos Gerais do Paraná.



#### MARIO CEZAR LOPES

Possui graduação em Geografia pela Universidade Estadual de Ponta Grossa (1989) e mestrado em Educação pela Universidade Estadual de Ponta Grossa (2004). Atualmente é Professor Assistente em Estágio Curricular Supervisionado em Geografia na UEPG e Assessor Psicopedagógico do Colégio Marista Pio XII, da Associção Brasileira de Educação e Cultura.

# Parte 5 Sítios Hidrogeológicos



## Águas Quentes de Caldas Novas, GO

Notável ocorrência de águas termais sem associação com magmatismo

**SIGEP 113** 

José Eloi Guimarães Campos<sup>1</sup> Uwe Tröger<sup>2</sup> Fábio Floriano Haesbaert<sup>3</sup>

A REGIÃO DAS ÁGUAS TERMAIS do sudeste do estado de Goiás comporta uma das maiores ocorrências de águas quentes sem vinculação com vulcanismo ou outro tipo de magmatismo. O aquecimento se processa a partir do grau geotérmico, que representa o aumento da temperatura com o gradual aumento da profundidade. Nesse caso, as águas de chuva que se infiltram através do solo e rochas falhadas e fraturadas, alcançam profundidades maiores que 1000 metros e chegam a temperaturas cerca de 50°C mais elevadas que a média anual na superfície. Depois de aquecidas, as águas migram em direção à superfície por sistemas de fraturas e quando interceptam a superfície formam as nascentes termais, (como as que formam o rio Quente). A avaliação da composição química das águas, dos tipos de rochas, do padrão de relevo e dos sistemas de fluxo subterrâneo permite distinguir três sistemas aqüíferos na região: Aqüífero Intergranular, Sistema Aqüífero Araxá e Sistema Aqüífero Paranoá. A composição química das águas e os padrões de fluxo subterrâneo mostram que há misturas de águas dos diversos sistemas aqüíferos. Nas últimas décadas os sistemas aqüíferos da região sofreram rápido declínio dos níveis d'água em função da sobre-explotação por poços tubulares. A manutenção dos reservatórios subterrâneos requer iniciativas de gestão dos recursos hídricos, incluindo limitação do bombeamento, divulgação de informações técnicas para o público em geral, desenvolvimento de práticas de recarga artificial dos aqüíferos, entre outras.

**Palavras-chaves:** Água termal; aqüíferos; recarga; Caldas Novas **Caldas Novas hot springs, State of Goiás** – Remarkable occurrence of thermal waters not related to magmatism

The thermal waters of the southern Goiás state region represents one of the largest occurrences of hot groundwater without association with volcanism or other magmatism phenomenon. The heating is processed by geothermic energy, represented by the temperature rising with the gradual increasing of depth. In such way, the rainwaters infiltrate through the soil and through faulted and fractured rocks, reach up to 1000 meters depths and get temperatures at least 50°C higher than the annual average at the surface. After heated the waters migrate towards surface by fractures systems forming the thermal springs, (as exemplified by the Quente river springs). The chemical composition of the waters, the types of rocks, the relief pattern and the groundwater flow systems allow to distinguish three aquifers systems in the area: Porous Aquifer, Araxá Aquifer System and Paranoá Aquifer System. The chemical composition of the waters and the groundwater flow patterns show that there is mixture of waters of the several aquifers systems. In the last decades, the water levels of the thermal aquifer systems were submitted to fast decline due to the overexploitation by tubular wells. The maintenance of the groundwater reservoirs requests management practices, including limitation of pumping rates, researches on environmental purposes to aim basic information for the general public, projects for artificial recharge of the aquifers and some others.

**Key words:** Thermal water; aquifers; recharge; Caldas Novas

### INTRODUÇÃO

O presente trabalho é resultante do mapeamento geológico e do levantamento hidrogeológico da região das águas quentes do Estado de Goiás e inclui dados obtidos de trabalhos acadêmicos com estudantes de graduação da Universidade de Brasília e de estudantes da Universidade Técnica de Berlim.

A área está situada no sudeste do Estado de Goiás, incluindo a cidade de Caldas Novas e adjacências, compondo um retângulo no qual a Serra de Caldas está posicionada aproximadamente no centro (Fig. 1). Como referências geográficas locais podem ser citadas a Pousada do Rio Quente (Fig. 2) e a Cidade de Água Quente (ambas no flanco oeste da serra) e as rodovias estaduais pavimentadas GO 213 (ao norte); GO 139 (a leste) e a GO 507 (a oeste). Os acessos a partir de Brasília e Goiânia são feitos por rodovias federais e estaduais conforme o mapa da Fig. 3. A área considerada para o presente estudo comporta o Domo de Caldas, além dos terrenos rebaixados adjacentes. Entende-se por Domo de Caldas ou Serra de Caldas ou ainda Domo Estrutural de Caldas, a feição fisiográfica/estrutural caracterizada pela elevação topográfica isolada no sudeste goiano, que alcança cotas superiores a 1.000 metros.

O objetivo deste trabalho é apresentar a região das águas quentes do estado de Goiás como um Sítio Geológico do Brasil central, e a importância de sua preservação.

Na região de Caldas Novas existe uma das maiores ocorrências de água termal do mundo sem associação com magmatismo. As águas quentes representam a base da economia local, alimentando o alto potencial turístico que resulta em uma região balneária com inúmeros hotéis e *resorts*. Apesar da grande importância local e regional das águas quentes, os mecanismos do aquecimento das águas ainda não são



**Figura 1 -** Imagem de satélite composição colorida 345 de junho de 2001, mostrando as principais referências geográficas da região: **1** - Serra de Caldas, **2** - Cidade de Caldas Novas, **3** - Pousada do Rio Quente, **4** - Cidade de Rio Quente e **5** - Barragem de Corumbá.

**Figure 1** - Satellite image (RGB 345 from June 2001), showing the main geographical references of the region: **1** - Caldas Ridge, **2** - Caldas Novas Town, **3** - Rio Quente Resort, **4** - Rio Quente Town and **5** - Corumbá Dam.


**Figura 2 -** Nascente termal observada em fratura aberta no quartzito macico.

**Figure 2** - Thermal spring observed in open fracture developed on massive quartzite.



Figura 3 - Localização e acessos à área estudada. Figure 3 - Location map of the site.

conhecidos do grande público e muitos acreditam que as águas são aquecidas em função da presença de um vulcão ou a partir do contato com rochas ígneas em profundidade.

O aumento da exploração das águas quentes causou o rebaixamento demasiado dos níveis com eliminação de nascentes de águas aquecidas e risco de colapso da economia. Atualmente a perfuração de novos poços tubulares é controlada e iniciativas para a gestão dos aqüiferos estão sendo programadas.

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Geologia

Na região de Caldas Novas ocorrem rochas atribuídas aos grupos Paranoá e Araxá, além de ocorrências subordinadas de conglomerados atribuídos ao Grupo Areado (Fig. 4).

#### • Grupo Paranoá (Meso/Neoproterozóico)

No Domo de Caldas o Grupo Paranoá foi subdividido em quatro unidades litoestratigráficas, da base para o topo: Ortoquartzito, Quartzito Argiloso, Metarritmito e Pelito-Carbonatada.

Unidade Ortoquartzito – composta essencialmente por ortoquartzitos brancos, intensamente silicificados, finos a médios, aflorando em grandes lajedos e matacões, normalmente apresentando um intenso fraturamento. Esta unidade aflora apenas nas bordas da serra, uma vez que no platô os latossolos mascaram totalmente os afloramentos rochosos. A caracterização desta unidade para o interior do domo foi possível a partir dos dados das sondagens relativas a cinco piezômetros distribuídos ao longo da estrada E-W na porção central da serra.

Análises microscópicas mostram a presença de grãos subarredondados a angulosos, com contatos planares a pontuais, apresentando modificações em função dos eventos tectônicos superimpostos. Em volta dos grãos de quartzo, que apresentam tamanhos variando de 0,2 a 1,3 mm, comumente pode ser observada uma fina película de óxidos e argilominerais autigênicos. Raros grãos de feldspato são observados, geralmente intensamente alterados (transformados em uma massa de mica branca).

Algumas amostras encontram-se intensamente recristalizadas, com interpenetração e junções múltiplas de grãos em função do metamorfismo de baixo grau que oblitera totalmente as feições primárias.

A intensa silicificação é responsável pela eliminação parcial das estruturas sedimentares, contudo ainda é possível observar a presença de marcas onduladas simétricas e assimétricas, laminações cruzadas, estra-





Figure 4 - Stratigraphy of the thermal Water region in the southern portion of Goiás State, Brazil.

tificações cruzadas, estratificações plano-paralelas e, em direção ao topo, *mud flakes*. A elevada maturidade textural e mineralógica, aliada à homogeneidade litológica e às estruturas sedimentares presentes, permitem enquadrar esta unidade em um contexto deposicional marinho de águas rasas, provavelmente dominado por ondas (em função da ausência de estruturas típicas de marés), as quais promovem o constante retrabalhamento responsável pela alta maturidade mineralógica textural do conjunto.

Unidade Quartzito Argiloso – é representada por quartzitos finos, vermelhos, argilosos e mineralogicamente imaturos, sendo localmente substituídos por pacotes pelíticos laminados. A silicificação é variável, desde ausente (padrão friável) até intensa. A cor vermelha característica observada em afloramentos é função da oxidação dos filossilicatos da fração pelítica e não considerada como cor primária. Estima-se que a espessura máxima desta unidade seja da ordem de 80 metros; contudo, as variações laterais de fácies são responsáveis pelo adelgaçamento e até mesmo pela ausência dessa fácies na porção nordeste do domo.

As estruturas sedimentares observadas são laminações e estratificações plano-paralelas, além de raras lâminas cruzadas e acamamento ondulado.

Unidade Metarritmito – é caracterizada por uma sequência de quartzitos finos a médios, feldspáticos, brancos a rosados, intercalados com níveis centimétricos a decimétricos de materiais pelíticos (metassiltitos e metalamitos), freqüentemente ricos em mica branca detrítica. Esta unidade está especialmente bem exposta na região da Pousada do Rio Quente, onde se tem espessas sucessões aflorantes em taludes naturais e em cortes artificiais.

Nas camadas e nos bancos de quartzitos destacamse as estruturas sedimentares do tipo *hummockys*, acamamento sigmoidal, marcas onduladas, laminações e estratificações cruzadas de pequeno porte, *climbing*  *ripples*, além de freqüentes camadas com base plana e topo ondulado. Os planos de acamamento mergulham de forma centrífuga segundo a estrutura regional, sendo inclusive dobrada em amplas ondulações e mais raramente em *chevrons* mais apertados.

A observação ao microscópio mostra que os níveis de quartzitos são representados por metarenitos impuros com até 25% de feldspato e fragmentos líticos e são mal selecionados.

O conjunto demonstra claramente a deposição em uma plataforma aberta dominada por episódios de tempestades, o que caracteriza a deposição por processos trativos e suspensivos simultâneos. Esta sucessão pode ser correlacionada a outras unidades do Grupo Paranoá expostas em outras localidades e marca a deposição de areia em porções da plataforma a profundidades abaixo do nível de retrabalhamento de ondas de tempo bom.

Unidade Pelito-Carbonatada – compreende a sucessão de topo do Grupo Paranoá na área. É composta por um espesso pacote de metassiltitos maciços ou laminados, sendo nesse caso caracterizada por metassiltitos argilosos. A principal estrutura sedimentar observada nestes litotipos é a estratificação plano-paralela, além da laminação horizontal. A coloração avermelhada é típica desta unidade, com a possibilidade de existência de fácies com tons rosados até brancos e ainda mosqueados.

Subordinadamente, na forma de restritas lentes, ocorrem mármores finos com textura sacaroidal, bandados e ricos em minerais máficos prismáticos, milimétricos a submilimétricos. Esses mármores são rosados até brancos; e sempre apresentam pequenos cristais de biotita e turmalina isolados na massa carbonática recristalizada.

As feições microscópicas evidenciam a presença de duas gerações de biotita, com cor verde clara e forte pleocroísmo (verde até quase incolor). Os grãos de turmalina são esparsos e ocorrem em menor freqüência.

A presença de biotita associada aos mármores não significa que o Grupo Paranoá foi submetido regionalmente a condições de metamorfismo na zona da biotita, mas apenas localmente, próximo ao contato tectônico entre a Unidade Pelito-Carbonatada e o Grupo Araxá. Nessa situação, por se tratar de um conjunto de rochas mais reativo, submetido a condições locais de maior intensidade de pressão e temperatura, houve a cristalização da biotita. No restante da pilha estratigráfica do Grupo Paranoá, a mineralogia indica condições de anquimetamorfismo, próximo ao limite da diagênese, no máximo com a cristalização de clorita a partir de argilominerais diagenéticos.

Embora os mármores sejam restritos nos afloramentos, sua presença em subsuperfície é determinada através dos testemunhos de sondagens (de poços tubulares) da região da cidade de Caldas Novas, onde pacotes com espessuras superiores a 100 metros são interceptados.

*Brecha* – No topo do conjunto descrito anteriormente ocorre uma rocha bastante característica, com aspecto rudáceo, sempre interceptada quando da perfuração de poços tubulares na região. Trata-se de uma brecha tectônica, com fragmentos angulosos de rochas variadas (principalmente metassiltitos e quartzitos), bastante silicificados e oxidados. Localmente, em afloramentos intemperizados, existem padrões de alteração em *box work* que evidencia provável sulfetação. Este tipo de rocha materializa o plano do descolamento regional no qual o Grupo Araxá deslizou sobre a seqüência psamo-pelítica do Grupo Paranoá.

Este tipo petrográfico é localmente substituído por veios de quartzo leitosos<del>,</del> intensamente fraturados, ou mesmo por litologias pelíticas silicificadas.

Duas seções delgadas dessa brecha foram analisadas, sendo uma amostra de superfície e outra amostra de calha de poço tubular. Ambas mostram as mesmas características gerais, apresentando fragmentos intensamente silicificados mal selecionados (desde milímetros até 3 cm), angulosos e de natureza variável (principalmente quartzito, metassiltitos e quartzo). A maior diferença entre elas está no fato da amostra de superfície apresentar somente cimento de sílica e óxido, enquanto a de subsuperfície apresenta cimento de carbonato e óxido, além de sílica subordinada.

#### • Grupo Araxá (Neoproterozóico)

Corresponde a toda a região plana nas adjacências da Serra de Caldas. Os *inselbergs* destacados na paisagem arrasada (tipo Serra da Matinha) também pertencem a esta unidade. Trata-se de monótonas seqüências plataformais metamorfisadas na fácies xisto verde, com muscovita-quartzo-biotita xistos, muscovita-biotita xistos, muscovita-biotita-granada xistos. Os xistos a muscovita e a biotita são os tipos mais comuns, apresentando textura lepidoblástica, e os tipos granadíferos mostram feições de rotação de granadas. O protolito desta sucessão é representado por metapelitos e turbiditos diluídos de plataforma.

A atitude da foliação dos xistos é bastante variável, tanto em direção quanto nos valores de mergulho, o que



Unidade Quartzito Argiloso - quartzitos imaturos, argilosos, vermelhos e laminados

Unidade Ortoquartizitos - quartzitos maturos, limpos, brancos e silicificados

Figura 5 - Seção geológica esquemática representando um corte leste-oeste na porção central da Serra de Caldas.Figure 5 - Schematic geologic east-west cross section of the central portion of the Caldas Range.

deve representar redobramentos após o deslocamento da massa de xistos sobre o anteparo crustal representado pelo Grupo Paranoá.

Além dos xistos, ocorrem cristas de quartzitos, quartzitos micáceos e quartzo xistos, caracterizando prováveis arenitos e arenitos impuros interdigitados e intercalados aos pelitos. Esses quartzitos são foliados e apresentam padrão de fraturamento mais denso que os xistos. O padrão da alteração desses litotipos indica a provável presença de feldspatos na paragênese.

Microscopicamente os xistos apresentam paragêneses típicas da fácies xisto verde na zona da clorita. A presença local de granada em processo de hidratação e transformação em clorita indica que esse mineral não faz parte da paragênese metamórfica, uma vez que não está em equilíbrio com as condições de pressão, temperatura e atividade dos fluidos.

Os minerais do grupo do epidoto, titanita, óxidos e o zircão são os acessórios mais comuns encontrados em todas as fácies de xistos.

Em associação com os xistos e quartzitos ocorrem, em áreas restritas, faixas de rochas metaultramáficas (tremolita xistos, clorita-talco xistos e esteatitos) e tipos petrográficos interpretados como rochas metavulcânicas ácidas de composição dacítica (Campos & Costa, 1980) e Drake Jr., 1980). A paragênese mineral do Grupo Araxá na área apresenta processos retrometamórficos definidos pela desestabilização da biotita e granada, que passam para clorita em virtude da hidratação possivelmente ligada aos processos de descolamento tectônico durante o Ciclo Brasiliano. Este fato também pode ser observado pela hidratação dos minerais primários dos granitos e dos corpos ultramáficos, onde o feldspato, a biotita, a olivina e o piroxênio<del>,</del> se transformam, respectivamente, em uma massa de saussurita, clorita, talco e anfibólio.

#### • Grupo Areado (Fornmação Abaeté Eocretáceo)

Localmente, ao longo das bordas leste e oeste da chapada que compõe o topo do Domo de Caldas, ocorrem conglomerados considerados como correlatos à Formação Abaeté, do Grupo Areado de idade eocretácea. Essa correlação é proposta com base:

- na similaridade litológica dos conglomerados comuns em outras regiões fora da Bacia Sanfranciscana onde esta unidade foi definida (e.x. Serra da Água Fria/ MG, Distrito Federal, Bonfinópolis/MG além de outras ocorrências Campos *et al.*, 1999 e Barbosa, 1997);

 na semelhança litológica tanto macroscópica, quanto microscópica;

 no mesmo sistema deposicional relacionado a sua sedimentação; - no mesmo nível topográfico no qual estes sedimentos estão distribuídos regionalmente;

- na presença de ventifactos, similar aos presentes nas áreas tipos;

- na semelhança do conteúdo de minerais pesados (turmalina, zircão, granada, opacos e minerais metamórficos).

A granulometria dos conglomerados varia desde finos até muito grossos, sendo comumente clasto-suportados e localmente matriz-suportados. Os seixos são de quartzito e quartzo leitoso e existem fácies desde bem a mal selecionadas (com blocos e matacões). Localmente exibem um cimento de sílica amorfa não raramente em associação com óxidos de ferro (sílica amorfa em tons marrons).

As feições microscópicas do cimento de sílica presente em conglomerados finos mostra que o clima à época da deposição era do tipo árido a semi-árido. Os cimentos são representados por sílica amorfa, sílica fibrosa e sobrecrescimento em grãos, todos representando cimentos do tipo precoce, típico de ambientes desérticos.

Essa unidade apresenta grande importância paleogeográfica, uma vez que está associada regionalmente à superfície de aplainamento Gonduânica. A sua preservação, no entanto, está condicionada às depressões tectônicas controladas por falhas de pequeno rejeito. Esse tipo de controle já foi descrito por Campos *et al.* (1999)<del>,</del> para explicar a presença dos conglomerados da Formação Abaeté na região do Distrito Federal e por Barbosa (1997), estudando os conglomerados do Eocretáceo na região de Bonfinópolis de Minas.

#### **Contexto Deformacional**

Dois eventos tectônicos foram responsáveis pela estruturação e pelo aspecto geomorfológico atualmente observado na região, incluindo, a tectônica formadora, de natureza dúctil-rúptil atribuída ao Ciclo Brasiliano, e a tectônica modificadora, de natureza rúptil vinculada a reativação da Plataforma Sul-Americana. Na área estudada foram identificados quatro conjuntos de estruturas planares e lineares, as quais apresentam uma relação genética entre si, tendo sido desenvolvidas em regimes dúctil-rúptil e rúpil durante o primeiro evento. O segundo evento não foi responsável pela geração de estruturas, mas apenas pela reativação de estruturas planares geradas no primeiro.

Os eventos deformacionais, por serem separados por um grande intervalo de tempo, serão tratados como Evento  $E_1$  (Ciclo Brasiliano desenvolvido no final do Neoproterozóico) e Evento  $E_2$  (Reativação Waldeniana desenvolvido no Cretáceo). O evento  $E_1$  comporta quatro fases deformacionais progressivas que se sucedem no tempo ou podem ser parcialmente sincrônicas ( $F_1$ ,  $F_2$ ,  $F_3 \in F_4$ ), enquanto o evento  $E_2$  é considerado como desenvolvido por uma única fase ( $F_5$ ).

Os elementos estruturais são na maioria concordantes com uma deformação a partir de um esforço compressional próximo de WSW para ENE, tendo como antepaís o Cráton do São Francisco a leste. O esforço equatorial é responsável pela forma do Domo ligeiramente alongado na direção NNW/SSE, onde os flancos leste-oeste são mais fechados que os flancos norte-sul (Fig. 5).

A análise dos dados de lineações minerais e lineações de estrias mostra que o Domo foi estruturado após a colocação tectônica do Grupo Araxá sobre o Grupo Paranoá. No caso do Distrito Federal, por exemplo, o Domo de Brasília já estava estruturado na forma de braquianticlinal quando o Grupo Araxá cavalgou o Grupo Paranoá. A diferença básica é que as lineações na região de Caldas Novas mostram um padrão centrífugo, enquanto no Distrito Federal as lineações apresentam atitude constante em torno de 05/270° (Freitas-Silva & Campos 1998).

O comportamento da deformação dúctil-rúptil na região pode ter sido influenciado pelo espessamento da pilha sedimentar do Grupo Paranoá, a qual poderia condicionar o soerguimento localizado da crosta por acomodação flexural de *stress* residual. É importante salientar que dados geofísicos mostram que o Grupo Paranoá na região deve apresentar espessuras superiores a 1000 metros, para explicar as anomalias *bouguer* obtidas pelos levantamentos gravimétricos desenvolvidos na região (Haralyi & Hasui 1982).

A evolução geológica para a área pode ser sintetizada pelos seguintes momentos históricos:

 deposição de uma espessa coluna sedimentar em provável depocentro da Bacia Paranoá, no Meso/ Neoproterozóico;

 deposição do Grupo Araxá em porções mais internas da Faixa Brasília, sob condições plataformais com associações de turbiditos de águas mais profundas, no Neoproterozóico;

 metamorfismo do Grupo Araxá e formação da nappe que coloca esta unidade sobre o Grupo Paranoá, e estruturação do eixo NW/SE do Domo de Caldas durante os estágios iniciais do Ciclo Brasiliano;

 soerguimento do domo com a estruturação de seu eixo EW e padrão centrífugo das lineações minerais, em estágios tardios do Ciclo Brasiliano;

 - fraturamento/falhamento de todo o conjunto (grupos Araxá e Paranoá) nos estágios finais do Ciclo Brasiliano; - reativação normal das estruturas planares por tectônica extensiva, formando falhas de pequeno rejeito e ampliando a abertura de fraturas existentes, durante o Cretáceo.

- erosão dos xistos mais susceptíveis aos processos de intemperismo e manutenção do conjunto mais resistente, compondo o relevo atualmente observado na região durante o Cenozóico.

#### Hidrogeologia

Esse item apresenta os aspectos gerais da hidrogeologia da região de Caldas Novas, destacando principalmente a classificação dos aqüíferos, as feições da química das águas, a causa do hidrotermalismo e os padrões de regimes de fluxo subterrâneos.

Apesar da importância das águas subterrâneas para a região de Caldas Novas, que representa uma das maiores ocorrências de águas termais do mundo, não existem estudos consistentes sobre os vários aqüíferos e as causas do hidrotermalismo, podendo-se destacar apenas os trabalhos de Campos & Costa (1980), Tröger *et al.* (1999), Haesbaert & Costa (1980) e Zschocke (2000), além de vários relatórios técnicos com resultados pouco esclarecedores.

#### Classificação dos Aquíferos

Com base nas variações químicas, nas condições de circulação, nas temperaturas e nos tipos litológicos, três grupos de aqüíferos foram determinados. Os aqüíferos serão tratados genericamente como Sistema Aqüífero Intergranular, Sistema Aqüífero Paranoá e Sistema Aqüífero Araxá.

#### Sistema aqüífero intergranular

Corresponde ao conjunto denominado de aqüífero freático por Tröger *et al.* (1999). São aqüíferos livres, contínuos lateralmente, de ampla extensão com espessura saturada muito variável e de grande importância hidrogeológica local. Estes aqüíferos desempenham três importantes funções na região: funcionam como filtros, favorecem a recarga dos aqüíferos sotopostos e regularizam a vazão de base das drenagens superficiais nos períodos de recessão de precipitações pluviométricas.

Este sistema foi dividido em dois subsistemas denominados de  $P_I e P_{II}$ , em função das características físicas das coberturas de solo (incluindo sua textura, espessura, variação lateral e padrão de relevo associado). O Subsistema  $P_I$  é limitado ao platô da Serra de Caldas, sendo representado pelo regolito dos quartzitos da Unidade Ortoquartzito, com espessuras variando de alguns metros até 64 metros. Os solos e saprolitos dessa cobertura apresentam valores de condutividade hidráulica muito elevados (com ordem de grandeza variando de 10<sup>-5</sup> a 10<sup>-4</sup> m/s) em função do próprio material de origem, sendo classificados como latossolos com textura média a arenosa e areias quartzosas.

A relação entre as características físicas e o padrão de relevo essencialmente plano com cotas superiores a 1000 metros resulta em uma situação de recarga regional muito eficiente. Nesse contexto, o volume de água retida por infiltração é muito elevado, sendo o fluxo superficial limitado às bordas da serra nos períodos de máxima precipitação. Esse subsistema, por apresentar grande condutividade, é rapidamente drenado, apresentando zona vadosa muito espessa e zona saturada limitada ao topo rochoso.

O Subsistema  $P_{II}$  é representado pelos cambissolos e solos litólicos presentes na borda da Serra de Caldas e pelos solos argilosos derivados dos xistos do Grupo Araxá. Nesse caso, os aqüíferos apresentam espessuras e valores de condutividade hidráulica significativamente inferiores ao do Subsistema  $P_{I}$ , o que associado a um padrão de relevo forte ondulado e com declividades moderadas a elevadas, limitam o volume de recarga natural pela infiltração das águas de precipitação pluviométrica.

As águas do Subsistema  $P_{I,}$  por apresentarem níveis estáticos muito profundos e estarem integralmente situados no interior de uma área de preservação ambiental (Parque Estadual de Caldas Novas), não são aproveitadas para qualquer fim. O Subsistema  $P_{II}$  é aproveitado a partir de poços rasos, em áreas rurais ou em bairros periféricos da cidade de Caldas Novas.

Os aqüíferos intergranulares são caracterizados por águas frias com temperaturas próximas às médias anuais locais e por águas pouco mineralizadas. O tempo de contato entre as águas de chuva e o material geológico (solo ou rocha alterada), é restrito, o que diminui a taxa total de sais dissolvidos. Os exutórios desses aqüíferos são representados por pequenas fontes de contato e/ou depressão, e pela drenagem subterrânea para os aqüíferos fraturados subjacentes.

#### Sistema aqüífero Paranoá

Este sistema é representado por aqüíferos: fraturados, livres ou confinados, frios ou termais, anisotrópicos e heterogêneos e com extensão lateral controlada pelos grandes lineamentos. O Sistema Paranoá é classificado como aqüífero livre quando as zonas de fraturas são associadas a áreas de afloramentos de rochas psamopelíto-carbonatadas do Grupo Paranoá, sendo na região de Caldas Novas correspondente ao Domo de Caldas. Por outro lado, quando as zonas fraturadas/fissuradas são recobertas por rochas xistosas do Grupo Araxá, estes aqüíferos são classificados como confinados, sendo os xistos considerados como o conjunto aqüitarde confinante. O Grupo Araxá pode ser considerado como conjunto confinante, pois apesar de também ser potencialmente fraturado, a densidade e a abertura das fraturas são muito inferiores às do Grupo Paranoá. Esta feição é exclusivamente em função do contraste reológico dos litotipos das duas unidades litoestratigráficas.

Da mesma forma, o Sistema Paranoá pode ser dividido em aqüíferos frios e termais. O primeiro caso é relacionado às zonas fraturadas com águas de fluxo descendente em profundidades inferiores a 400 metros. Normalmente essa situação está associada às porções do aqüífero onde estes são classificados como aqüíferos livres.

O Sistema Aqüífero Paranoá será considerado termal quando estiver associado a condições de fluxos descendentes em profundidades maiores que 450 metros, ou em qualquer profundidade, quando mantiver o fluxo ascendente a partir de fraturas abertas em grandes profundidades.

Esses aqüíferos são relacionados a águas pouco mineralizadas, sendo que, quando termais, o TDS pode alcançar valores um pouco superiores quando comparados aos correspondentes frios.

Para o aqüífero Paranoá Frio, os exutórios naturais são caracterizados por fontes de fraturas, enquanto que para o aqüífero Paranoá Termal os exutórios são representados por fontes de fraturas e pelo Rio Quente. Neste último caso, além do Rio Quente, os poços tubulares profundos em operação na região da Cidade de Caldas Novas e entorno, também funcionam como exutórios.

A recarga deste sistema aqüífero se dá principalmente pela drenagem do Subsistema Intergranular  $P_{I}$ , ou seja, a partir da infiltração na região plana no platô da Serra de Caldas e secundariamente pela infiltração de águas do Subsistema Intergranular  $P_{II}$ .

De maneira geral, o Sistema Aqüífero Paranoá apresenta excelentes condições de circulação e valores de condutividade hidráulica; e transmissividade; elevados, porém muito anisotrópicos. Os valores elevados dos parâmetros dimensionais devem-se ao fato de a região de Caldas Novas ter sido submetida a esforços neotectônicos relacionados à fase *drifte* da evolução sulatlântica. Na região de Caldas Novas ocorrem poços com profundidades maiores que 900 metros com significativas entradas de águas termais (temperaturas superiores a 55° C).

#### Sistema aqüífero Araxá

Este sistema é representado por aqüíferos fraturados muito heterogêneos e anisotrópicos, livres, frios ou termais, com extensão lateral restrita controlada pela distribuição das zonas de fraturamento.

Os aqüíferos ligados ao Sistema Araxá, classificados como frios, são aqueles cujas zonas fraturadas são recarregadas diretamente pela infiltração de águas de precipitação a partir do Subsistema Intergranular  $P_{II}$ . Neste caso são consideradas as primeiras centenas de metros da coluna de xistos do Grupo Araxá.

As zonas fraturadas mais profundas, próximas ao contato tectônico entre os grupos Araxá e Paranoá e eventualmente, as zonas fraturadas mais abertas em profundidades menores, compõem o aqüífero Araxá termal da região de Caldas Novas. A recarga destes aqüíferos se dá por fluxo ascendente a partir das águas aquecidas do Aqüífero Paranoá termal sotoposto.

Nas condições de confinamento, as zonas fraturadas que representam o Sistema aqüífero Paranoá Termal apresentam elevada carga potenciométrica, pois a zona de recarga está situada em cotas positivas superiores a 1000 metros. Assim, quando as águas aquecidas encontram fraturas abertas nos xistos, estas sobem e se misturam com as águas frias do aqüífero Araxá, compondo um grupo de águas quentes, com temperaturas intermediárias entre as águas do aqüífero Paranoá Termal e as águas do aqüífero Araxá Frio.

Os exutórios do Sistema Aqüífero Araxá (termal e frio) são representados pelas antigas fontes termais da região de Caldas Novas e pelas fontes de água fria, do tipo fraturada, dispersas pela região de exposição dos xistos. Os poços tubulares da região de Caldas Novas também são exutórios artificiais destes aqüíferos.

Pelo modelo aqui adotado, a profundidade que separa os aqüíferos Araxá frio e termal é muito variável, sendo função apenas da abertura das fraturas nos xistos, as quais favorecem a subida da água do Aqüífero Paranoá Termal. Assim, poderão existir poços com profundidades de poucas centenas de metros com água quente e poços ainda mais profundos sem a presença de água quente.

Em termos químicos estas águas são as mais mineralizadas da região, o que é função direta da elevada reatividade das rochas em comparação com os quartzitos e metapelitos do Grupo Paranoá. Os xistos, por sua vez, apresentam grande concentração de



**Figura 6** - Seção esquemática ilustrando os sistemas de fluxo hidrogeológico presentes na região das águas quentes do sudeste do estado de Goiás.

Figure 6 - Schematic section showing the hydrogeologic flow pattern present in the region of thermal waters of the southern portion of Goiás State.

filossilicatos, além da presença constante de carbonatos em zonas de segregação metamórfica.

Da mesma forma que o Sistema Aqüífero Paranoá, os parâmetros dimensionais para os aqüíferos Araxá não foram tratados quantitativamente. Contudo, por analogia; com os valores obtidos para a região do Distrito Federal (Campos & Freitas-Silva 1998), esses valores são significativamente menores que aqueles atribuídos ao Sistema Aqüífero Paranoá. Esta feição é devida a dois fatores: 1) reologia dos xistos, os quais apresentam caráter mais plástico, com tendência de acomodação das fraturas por confinamento litostático em profundidade e 2) atitude da foliação em baixo ângulo, o que dificulta a infiltração das águas a partir do Sistema Intergranular  $P_{tr}$ .

#### • Padrão de Circulação

A proposta de padrão de circulação das águas subterrâneas, aqui apresentada, deve ser considerada como preliminar, sendo necessário um maior volume de dados para seu refinamento. Entre os dados importantes para definição de um modelo mais consistente destacam-se:

1- informações hidrológicas, principalmente valores de vazões das drenagens superficiais;

2- idades de águas frias e termais,

3- informações sobre o balanço hídrico local e

4- dados de subsuperfície, diretos e indiretos (geofísicos) objetivando limitar a principais zonas fraturadas no platô da Serra de Caldas.

Do ponto de vista regional, a Serra de Caldas é de extrema importância para as águas termais, pois é naquele setor que se processa o maior volume de recarga das águas quentes, tanto do Aqüífero Paranoá, quanto do Aqüífero Araxá (por mistura). Dessa forma, o modelo de circulação que inclui sistemas de fluxo locais e regionais será representado com base no arcabouço tectônico da serra e nos dados dos cinco piezômetros situados na porção central da Serra de Caldas.

Como pode ser avaliado pelos lineamentos regionais que cortam a Serra de Caldas, e pelas brechas observadas em planos subverticais de falhas, a serra é seccionada por estruturas que apresentam ampla abertura e continuidade vertical. Sob essas estruturas planares (zonas cataclásticas relacionadas a falhas brasilianas e/ou cretáceas) há um forte rebaixamento da superfície potenciométrica relacionada ao Sistema Aqüífero Intergranular  $P_1$ . Os trechos rebaixados são interpretados como "cones de depressão naturais", em função da eficiente drenagem das águas freáticas pelos sistemas de falhas.

Considerando um grau geotérmico de 30° C por quilômetro, isto é, aumento de 1° C a cada 33 metros de penetração na crosta, as águas mais quentes do aqüífero Paranoá termal, com cerca de 60° C na superfície, necessitariam estar em contato com rochas a profundidades superiores a 1.000 metros. Assim, a figura 6 mostra, de forma esquemática, o padrão regional de circulação das águas termais dos sistemas aqüíferos Paranoá e Araxá.

Dados de anomalias *bouger* (gravimetria regional) mostram que na região de Caldas há um espessamento do Grupo Paranoá, o que possivelmente retrata um paleo depocentro da Bacia Paranoá à época da deposição. O aquecimento da água pode ser processado em função do contato entre as águas descendentes e as rochas do Grupo Paranoá, com mínimo contato com as rochas do embasamento. A presença de uma intrusão magmática (alcalina ou granítica) em subsuperfície é totalmente descartada em função da química das águas termais do aqüífero Paranoá, a qual se caracteriza pela baixíssima mineralização. No caso da presença de plúton em subsuperfície como fonte de calor para o hidrotermalismo, a química das águas deveria apresentar valores de íons dissolvidos muito mais elevados do que os medidos. O mesmo seria esperado caso o contato com as rochas do embasamento granito-gnáissico fosse significativo.

#### Química das Águas

O estudo da qualidade química das águas foi efetuado com base em 25 análises de águas de nascentes, de drenagens superficiais e de poços tubulares (em aqüíferos termais relacionados aos sistemas Paranoá e Araxá). Além destas análises, dados de 66 amostras de águas quentes dos quartzitos e dos xistos (Zschocke 2000) foram considerados para as interpretações a seguir descritas.

A sílica, cálcio, magnésio e carbonato foram as espécies químicas que proporcionaram a maior distinção entre os vários tipos de águas.

Quatro conjuntos de águas foram definidos com base em seu conteúdo químico: águas das nascentes, águas

> **Figura 7** - Diagrama de Piper discriminando as composições dos vários grupos de águas existentes na região.

> **Figure 7** - Piper diagram showing the several water types present in the region.



Círculos abertos - águas do Sistema Aquífero Araxá.
 Triângulos abertos - águas do Sistema Aquífero Paranoá.
 Retângulos preenchidos - águas das drenagens superficiais.
 Retângulos abertos - águas das nascentes.

das drenagens, águas do Sistema Aqüífero Paranoá e o Sistema Aqüífero Araxá (Fig. 7). As águas das nascentes e das drenagens são importantes, pois representam a composição química próxima da composição original das águas que infiltram e recarregam os aqüíferos profundos. A diferença da composição química entre as águas dos aqüíferos Paranoá e Araxá é importante porque é um parâmetro utilizado para a diferenciação dos reservatórios subterrâneos.

É importante salientar que as amostras foram coletadas no final do período chuvoso, quando uma significativa parcela do *run off* é responsável pela diluição das águas das nascentes e das drenagens superficiais. As águas termais dos sistemas aqüíferos Paranoá e Araxá, por outro lado, não deverão apresentar diferenças químicas em função do período de coleta das amostras.

As águas das nascentes apresentam os menores valores de totais de sólidos dissolvidos, sendo as águas com menor mineralização total. Essas águas têm composição química próxima a das águas de precipitação pluviométrica. Como seu contato com o meio geológico é mínimo (fluxo hidrogeológico local), sua mineralização é muito reduzida.

As águas das drenagens apresentam as maiores variações químicas. Esse fato já era esperado, pois estas águas têm contato com diversos tipos litológicos e estão suscetíveis a problemas de contaminação superficiais (ação antrópica), principalmente nos trechos fora dos limites do Parque Estadual da Serra, onde a atividade humana é mais acentuada. No diagrama de Piper a maior variação química é indicada pelo campo mais amplo formado pelo contorno dos vários pontos.

As águas termais do Sistema Aqüífero Paranoá apresentam baixa mineralização total com TDS variando de 17 a 43 mg/L; pH variando de 5,2 a 6,3; e valores de Si variando de 12 a 17 mg/L. A baixa mineralização dessas águas é interpretada como função dos tipos litológicos pouco reativos que compõem seu reservatório. Ou seja, quartzitos e metassiltitos são pouco reativos e não proporcionam grande disponibilidade de íons para a água que circula através de suas fraturas.

Apenas próximo ao contato com as rochas do Grupo Araxá, na região das brechas, ou em situações onde ocorrem os mármores da porção superior, existe a possibilidade de ocorrência de águas com grande mineralização. O provável exemplo deste tipo de água é representado pela amostra de água do poço que abastece a sede do Parque Estadual, o que pode ser inferido pela localização do poço e pelos resultados analíticos da água. O último conjunto é representado pelas águas do Grupo Araxá, o qual representa o grupo com maior grau de mineralização, com valores de TDS que podem superar 70 mg/L; pH superiores a 6,6 e em geral maiores que 7,0; valores de Si variando de 6 até 12 mg/L; e valores de cálcio e magnésio sempre muito superiores aos valores observados nas águas do Sistema Aqüífero Paranoá. Os valores mais elevados da mineralização das águas do Sistema Aqüífero Araxá já eram esperados uma vez que o conjunto litológico que compõe os reservatórios subterrâneos (xistos com carbonato, mica, clorita e minerais do grupo do epidoto) é mais reativo e proporciona maior volume de íons para as águas.

#### Discussão

Os aspectos gerais da química das águas apresentados neste trabalho permitem algumas considerações do ponto de vista da gênese dos aqüiferos termais da região:

1- As águas quentes não têm relação com corpos magmáticos em profundidade. No caso da presença de um aquecimento por magmatismo (como é o caso de Poços de Caldas, no estado de Minas Gerais), as águas necessariamente apresentariam elevados teores de totais dissolvidos em diversas formas iônicas;

2- As águas quentes do Aqüífero Araxá, apresentam seu aquecimento em função de misturas com águas termais do Aqüífero Paranoá com fluxo ascendente;

3- A maior variabilidade química das águas do Aqüífero Araxá, sem relação direta com a temperatura, pode indicar que localmente as águas deste sistema aqüífero podem ser aquecidas por grau geotérmico, sem misturas significativas com águas quentes do Aqüífero Paranoá;

4- O aquecimento das águas é atribuído a regimes de fluxo regionais que alcançam profundidades maiores que 1.000 metros, em uma região onde o grau geotérmico é da ordem de 25 a 30 °C por quilômetro.

5- A neotectônica apresenta importância fundamental no contexto das águas quentes dos aqüiferos Araxá e Paranoá. Sem a efetiva atuação de processos transtrativos no Cretáceo certamente não existiriam as expressivas ocorrências de águas quentes na região de Caldas Novas.

#### CONCLUSÕES

Na área ocorrem tipos litológicos que, em função de suas características litológicas, sedimentológicas, metamórficas e estruturais, são correlacionados aos grupos Paranoá (Meso/Neoproterozóico), Araxá (Neoproterozóico) e Areado (Eocretáceo). No Grupo Paranoá foi possível individualizar quatro unidades litoestratigráficas, da base para o topo, Unidade Ortoquartzito, Unidade Quartzito Argiloso, Unidade Metarritmito e Unidade Pelito-Carbonatada.

O Grupo Araxá é composto por xistos variados, em geral no contexto metamórfico da zona da clorita, destacando-se os clorita xistos, os xistos ricos em mica branca e os xistos quartzosos.

O contexto deposicional do Grupo Paranoá mostra um ciclo de aprofundamento da bacia, com fácies marinhas de águas rasas que são progressivamente aprofundadas, alcançando um estágio de deposição dominado por tempestades (Unidade Metarritmito). A unidade de topo está relacionada ao evento regressivo final de preenchimento da Bacia Paranoá na região.

Dois eventos tectônicos foram responsáveis pela estruturação atualmente observada na região. O primeiro relacionado ao Ciclo Brasiliano, onde de forma esquemática pode-se discriminar quatro fases de deformação: D<sub>1</sub> transporte tectônico do Grupo Araxá a partir de regiões internas da Faixa Brasília; D<sub>2</sub> dobramentos com eixo NNW/SSE; D<sub>3</sub> dobramentos suaves com eixos próximos de EW e D<sub>4</sub> fraturamento e falhamentos generalizados. O segundo evento é associado a reativação Waldeniana (ruptura Sul-Atlântica) ocorrida no Cretáceo, sendo responsável pela reativação das estruturas rúpteis formadas nos estágios finais do primeiro evento.

Três sistemas aqüíferos em dois domínios distintos são discriminados na região: sistemas aqüíferos Intergranular, Paranoá e Araxá.

O Sistema Aqüífero Intergranular é subdividido nos Subsistemas  $P_I e P_{II}$ , sendo caracterizados pelas coberturas de solos e saprolitos. O Sistema Aqüífero Paranoá corresponde às zonas fraturadas/fissuradas, podendo ser dividido no Aqüífero Paranoá Frio e Termal. O Sistema Araxá, da mesma forma, comporta uma divisão em aqüífero Frio e Termal.

O aquecimento das águas é vinculado exclusivamente ao gradiente geotérmico da região e a principal área de recarga está situada no platô da Serra de Caldas.

Quatro grupos de águas foram caracterizados a partir do tratamento das análises químicas de amostras de águas coletadas em nascentes, drenagens e poços. As águas quentes do Sistema Aqüífero Paranoá apresentam baixas mineralizações, sendo o conteúdo em sílica e os menores valores de K<sup>+</sup> e Na<sup>+</sup> os melhores elementos para sua discriminação. As águas aquecidas do Sistema Araxá são as que apresentam os maiores valores de totais de sólidos dissolvidos, e apresentam os maiores valores de pH e elevados percentuais de bicarbonato, Ca<sup>2+</sup> e Mg<sup>2+</sup>. Os estágios neotectônicos foram importantes para a caracterização do contexto hidrogeológico local e inclusive um dos principais condicionantes do hidrotermalismo observado na região de Caldas Novas.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Em função da grande importância da Serra de Caldas do ponto de vista de recarga dos aqüíferos, é importante que esta região seja mantida como área de preservação ambiental com o mínimo uso e ocupação, como é o caso do Parque Estadual da Serra de Caldas Novas.

Estudos de química de rocha poderão ser úteis para correlações entre os diversos tipos de água e o contexto de circulação, com definição de regimes regionais e locais de fluxo hidrogeológico.

O desenvolvimento de estudos geofísicos para determinação das espessuras dos solos e saprolitos é importante para o melhor conhecimento dos mecanismos de recarga, principalmente na maior área do platô da Serra de Caldas.

Para evitar o contínuo rebaixamento do nível das águas subterrâneas dos sistemas aqüíferos termais da região, projetos e estudos visando à recarga artificial desses reservatórios devem ser desenvolvidos.

A restrição de autorizações de novas perfurações de poços tubulares profundos e a limitação do bombeamento dos poços existentes também são iniciativas para preservar este importante sítio geológico brasileiro.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Barbosa, E.M. 1997. Sistema deposicional de sedimentos Pós-Paleozóicos da Bacia Alto Sanfranciscana, região de Canabrava e Bonfinópolis de Minas, Noroeste de Minas Gerais. Universidade Federal de Ouro Preto. 86p. (Dissertação de Mestrado – inédita).
- Campos, E.C.; Costa, J.F.G. 1980. Projeto estudo hidrogeológico da Região de Caldas Novas. Vol. I. MME/ DNPM/CPRM. Goiânia. P.34-47.
- Campos, J.E.G; Freitas-Silva, F.H. 1998. Hidrogeologia do Distrito Federal. *In*: IEMA/SEMATEC/UnB 1998. Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Vol. 4, 85p.
- Campos, J.E.G.; Freitas-Silva, F.H.; Dardenne, M.A. 1999. Sobre a ocorrência de conglomerados da Formação Abaeté, Eocretáceo da Bacia Sanfranciscana, na região do Distrito Federal, Brasil. V Simp. Bras. Geol. do Cretáceo. Águas de São Pedro - SP. Boletim de Resumos Expandidos. p. 339-343.
- Drake Jr., A.A. 1980. Tectonic studies in the Brazilian Shield. The Serra de Caldas Window, Goiás. Washington. USGS DNAE DNPM CPRM. *Geological Suruey Professional Paper* 1119-A/B, p.1-11.

- Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Brasília. 199p. (Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília).
- Freitas-Silva, F.H.; Campos, J.E.G. 1998. Geologia do Distrito Federal. *In*: Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Parte I. 86p. (inédito).
- Haesbaert, F.F.; Costa, J.F.G. 2000. Geologia e Hidrogeologia da Região de Caldas Novas: Adequação à Portaria 312 do

<sup>1</sup> Instituto de Geociências, Universidade de Brasília,
(61) 3072830 Brasília, DF - Brasil. CEP 70910-900.
eloi@unb.br

<sup>2</sup> Universidade Técnica de Berlim - Berlim - Alemanha. utroe@snafu.de

DNPM. Relatório Técnico GEOCENTER/GEOCALDAS. 3 vol. (inédito).

- Haralyi, N.L.E.; Hasui, Y. 1982. The gravimetric information and the Archean-Proterozoic of eastern Brazil. *RBG*12(1):160-166.
- Tröger, U.; Costa, J.F.G.; Haesbaert, F.F.; Zschocke, A. 1999. Novas contribuições aos aqüiferos termais de Caldas Novas, Goiás. *In*: SIMP. GEOL. CENTRO OESTE, 7. Brasília, 1999. *Anais...*Brasília, SBG p.131.
- Zschocke, A. 2000. Hidroquímica das águas termais da região de Caldas Novas – Goiás. Trabalho Final de Graduação. Universidade Técnica de Berlim. (inédito – original em alemão).

<sup>3</sup> Geocaldas Projetos e Assessoria em Geologia.
(64) 4534300. Rua Cel. Cirilo, 15 Sala -5.
Shopping Tropical. Caldas Novas, GO - Brasil.
CEP 75690-000. haesbaert@ih.com.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 20/6/2005, também com versão em inglês.



#### JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS

Graduado (1990), mestre (1992) e doutor em Geologia (1996) pela Universidade de Brasília. Atualmente é professor Associado do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Tem experiência na área de Geociências, atuando principalmente nos temas: Hidrogeologia, Gestão de Recursos Hídricos Subterrâneos, Estratigrafia, Sedimentologia, Geologia Regional, e Geologia Ambiental.



#### UWE TRÖGER

Possui graduação em geologia, mestrado em hidrogeologia, doutorado em geoquímica orgânica e posdoutorado em hidrogeologia, todos os títulos pela Technische Universität Berlin. Foi gerente de duas empresas que trabalham na área de geologia ambiental e cooperação técnica. Atualmente é professor titular de hidrogeologia com área independente no Institut für Angewandte Geowissenschaften da Technische Universität Berlin.



#### FÁBIO FLORIANO HAESBAERT

Geólogo formado pela Universidade de Brasília. Atua, desde 1980, em questões diretamente relacionadas à hidrogeologia da região de Caldas Novas, incluindo construção de poços, manutenção de sistemas de captação e gestão das águas termais. Atualmente é Diretor Presidente da Associação dos Mineradores de Águas Termais do Estado de Goiás – AMAT.

# Sítios da História da Geologia e da Mineração

**Parte** 



### Pico de Itabira, MG

Marco estrutural, histórico e geográfico do Quadrilátero Ferrífero

REFERÊNCIA GEOGRÁFICA, HISTÓRICA E ECONÔMICA, o Pico de Itabira, atualmente conhecido por Pico de Itabirito, localiza-se no Quadrilátero Ferrífero, próximo à cidade de Itabirito (ex Itabira do Campo), junto à rodovia BR-356 que liga Belo Horizonte a Ouro Preto, na borda leste do Sinclinal de Moeda. Inicialmente, serviu como marco geográfico dos bandeirantes, desbravadores das Gerais nos séculos XVII e XVIII, e hoje se apresenta, pelas suas características físicas e geológicas, como testemunho-símbolo da riqueza mineral da região. Trata-se de um ressalto topográfico composto por minério de ferro compacto, constituído de óxidos de ferro (hematita e magnetita), de forma aproximadamente lenticular e atitude vertical, sobressaindo 80 m acima da paisagem atual. O corpo de minério, de origem hidrotermal, formou-se durante o evento termotectônico denominado Transamazônico, de idade paleoproterozóica e está inserido na Formação Cauê, Grupo Itabira do Supergrupo Minas. A verticalização do corpo, juntamente com a de toda a seqüência, que resultou em sua morfologia peculiar, ocorreu no final do Paleoproterozóico, concomitante à formação do Sinclinal de Moeda. O Pico de Itabira apresenta-se como cenário singular no contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero. Em função desta realidade, o IPHAN tombou, em 1962, este marco geológico e seu entorno como conjunto paisagístico, tendo o espaço histórico da ocupação mineira como justificativa central. A região apresenta também uma história geológica muito rica, que leva a discussões no meio geológico e que merece ser resgatada e traduzida para os demais segmentos da sociedade, sendo também a localidade-tipo do termo "itabirito", retirado da língua indígena e introduzido no vocabulário geocientífico pelo geólogo e metalurgista alemão W. L. von Eschwege, no início do século XIX.

Palavras-Chave: Pico de Itabira; Quadrilátero Ferrífero; Formação Cauê; minério de ferro

#### **SIGEP 042**

Carlos Alberto Rosière<sup>1a</sup> Friedrich Ewald Renger<sup>1b</sup> Danielle Piuzana<sup>1c</sup> Carlos Alberto Spier<sup>2d</sup>

**Itabira peak, State of Minas Gerais** – Structural, historical and geographic landmark of the Quadrilátero Ferrífero

The Itabira Peak (Pico de Itabira or Itabirito, municipality of Itabirito, Minas Gerais) is not only a historical landmark as reference point of the bandeirantes during the 17<sup>th</sup> and 18th century but a geological monument representing the historical and cultural heritage of the whole region of the central Minas Gerais. It is localized on the eastern limb of the Moeda Syncline within the western part of Iron Quadrangle (Quadrilátero Ferrífero). It is composed of almost pure, massive high grade iron ore (hematite and subordinated magnetite). The massive ore is contained in the Cauê Itabirite of the Itabira Group (Minas Supergroup, Paleoproterozoic). It has been formed by metamorphic and hydrothermal processes during the Paleoproterozoic Transamazonian thermotectonic event. - Since 1962 it is protected as paisagistic heritage by federal and state laws. The peak is the type locality of the term itabirite, taken from the indigenous language and introduced in the scientific vocabulary by the german geologist and metalurgist W.L. von Eschwege in the beginning of the 19<sup>th</sup> century.

**Key words:** Pico de Itabira; Quadrilátero Ferrífero; Cauê Formation; iron ore

#### INTRODUÇÃO

O Pico de Itabira (também conhecido como Pico de Itabirito) apresenta-se como importante marco dos diversos períodos de ocupação do Estado de Minas Gerais. Inicialmente, serviu como referência geográfica aos bandeirantes na busca do ouro das Gerais, devido ao seu ressalto topográfico de formato inconfundível, retratado por v. Eschwege (1822, 1833) no seu mapa da Capitania das Minas Gerais e em perfil topográfico-geológico (Figs. 1 e 2). Foi descrito por Burton (1869) como - em tradução de Jardim Jr. (1976) -"o acastelado penhasco de Itabira do Campo - a moça de pedra entre os prados -, que os homens de Cornualha também chamavam de Pico de Cata Branca". Esta frase poética faz sentido por ser Moça de Pedra o nome dado ao Pico de Itabira pelos moradores da região, conforme relata Couto (1801), que diz que itabira, na língua dos nativos, quereria dizer "moço ou rapariga

de pedra" ("ainda que tal não lhe pareceu"). Os mineiros ingleses de Morro Velho (provenientes em sua grande maioria da Cornualha - em inglês Cornwall) denominaram-lhe Pico da Cata Branca. Na realidade, e de acepção geral, o termo Itabira significa pedra ou rocha brilhante, ou, por outra interpretação: empinada (ita - pedra, rocha, metal, byra - erguer-se, levantarse), existindo também a grafia mais antiga Itaubira, do séc. XVIII. Nas proximidades, foi criado o distrito de Itabira do Campo que, em função de sua emancipação a município em 1923, passou a ser chamado de Itabirito, levando este nome também ao pico, muito embora alguns documentos cartográficos ainda mantenham sua antiga denominação, como o mapa topográfico do IBGE, Folha SF-23-X-A-III-1(Rio Acima, 1977) em escala 1:50.000.

O Pico de Itabira é um corpo maciço de minério de ferro compacto com alto teor (em média ~67% Fe), dentro da Formação Cauê, do Grupo Itabira, Supergrupo



O Pico de Itabira visto do Norte; desenho de F.J. Stephan, (ca. 1840), litografia de A. Brandmeyer (in Martius, C.Ph.F. von, 1906).

The Pico do Itabira seen from N, drawn by F.J. Stephan, (ca. 1840). Lithography by A. Brandmeyer (in Martius, C.Ph.F. von, 1906).

Figura 1 - Detalhe da Teil der Neuen Karte der Capitania von Minas Gerais (Parte da nova Carta da Capitania das Minas Gerais); levantamento de W. L. von Eschwege (1821) com a localização do Pico da Itabira, Serra do Itacolomi e Serra do Carassa (Pluto brasiliensis, 1833, prancha 2).

Figure 1 - Detail of the Teil der Neuen Karte der Capitania von Minas Gerais (Part of the new map of the Capitania of Minas Gerais); surveyed by W.L. von Eschwege (1821) with location of the Pico da Itabira, Serra do Itacolomi and Serra do Carassa (Pluto brasiliensis, 1833, plate 2).



Minas (Dorr, 1969) e constituído mineralogicamente de hematita ( $Fe_2O_3$ ) e alguma magnetita ( $Fe_3O_4$ ). O minério foi gerado por enriquecimento da rocha ferrífera sedimentar (teor original 30- 45% Fe), através de reações e processos químicos, envolvendo fluidos quentes (hidrotermais) (Rosière e Rios, 2004). Diversos corpos semelhantes também são explorados no Quadrilátero Ferrífero, integrando-se à própria história da ocupação humana da região, a partir do século XVII (Brandalise, 1999), mas, entre eles, o Pico é o mais realçado alto topográfico (Figs 3 e 5), no flanco leste do Sinclinal de Moeda.

#### LOCALIZAÇÃO

Situado no município de Itabirito - MG, o acesso ao Pico de Itabira pode ser feito através da BR 040 – saindo de Belo Horizonte em direção ao Rio de Janeiro – utilizando o ramal BR 356 (Rodovia dos Inconfidentes). O Pico de Itabira localiza-se 5,5 Km a sul da rodovia (do lado direito no sentido Belo Horizonte – Itabirito), com coordenadas UTM: N 7.761.541/ E 618.330; elevação de 1586 m acima do nível do mar.

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO E SITUAÇÃO GEOLÓGICA

O Pico de Itabira encontra-se na Serra das Serrinhas, também denominada em alguns mapas como Serra dos Trovões ou Serra de Itabirito, e apresentase como um monumento geológico e símbolo da riqueza mineral da região. Encontra-se no Quadrilátero Ferrífero, importante distrito mineral brasileiro, na porção Centro-Sul do Estado de Minas Gerais (Fig. 4), geologicamente localizado no limite meridional do Cráton do São Francisco.

#### Litologia

O Supergrupo Minas, de idade paleoproterozóica, é caracterizado por seqüências plataformais de mar raso e profundo com formações ferríferas, distribuídas em

**Figura 3 -** O pico de Itabira visto de NW (Foto: Rosière, C.A.).

**Figure 3 -** The Pico de Itabira seen from NW (Photo: Rosière, C.A.).



Figure 2 - Schematic topographic-geological section of the Serra de Itabira, (Durschnitt der Serra de Itabira) depicting the Pico de Itabira (from Eschwege, 1822). Lithologic descriptions: Itabirit (itabirite), Itacolomit (quartzite), Tonschiefer (clayey schist, phyllite), Kalk (limestone), Gneis (gneiss).







**Figura 4 -** Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero (modificado de Dorr, 1969 e de Baars & Rosière, 1997) com localização do Pico de Itabira. Principais estruturas tectônicas: DBS – Sinclinal de Dom Bosco, MS – Sinclinal de Moeda, GS – Sinclinal de Gandarela, IS – Sinclinório de Itabira, JMS – Sinclinório de João Monlevade, FE – Falha do Engenho.

**Figure 4** - Geologic map of the Quadrilátero Ferrífero (modified after Dorr, 1969 and Baars & Rosière, 1997) with location of the Pico de Itabira. Major tectonic structures: DBS – Dom Bosco Syncline, MS – Moeda Syncline, GS – Gandarela Syncline, IS – Itabira Synclinorium, JMS – João Monlevade Synclinorium, FE – Engenho Fault.

estruturas sinclinais mapeadas na área denominada Quadrilátero Ferrífero (Iron Quadrangle ou Quadrícula do Ferro). Estes sedimentos se superpõem à seqüência vulcanosedimentar do cinturão de rochas verdes de idade arqueana, do Supergrupo Rio das Velhas, contornando domos granito-gnáissicos de idade arqueana a paleoproterozóica.

A seqüência mais espessa de formações ferríferas do Supergrupo Minas pertence ao Grupo Itabira e compreende itabiritos, metadolomitos e metapelitos subordinados. Itabiritos são formações ferríferas bandadas metamórficas e oxidadas, constituídas principalmente de quartzo e óxidos de ferro (Fig 7a), existindo ainda variedades com anfibólios e dolomita, embora sua ocorrência seja subordinada no depósito do Pico.

O termo itabirito foi originalmente definido por Eschwege (1822, p. 28) em Minas Gerais como uma rocha maciça, às vezes com textura xistosa a granular, composta de especularita, hematita e por vezes magnetita, caracterizando assim a formação ferrífera mineralizada e mesmo o minério compacto, tendo como *locus typicus* o Pico de Itabira. O termo *Eisenglimmerschiefer*, ou *especularitaxisto*, foi também introduzido por este autor, para caracterizar a formação ferrífera deformada, rica em especularita.

Encaixados na camada de itabirito (Formação Cauê), ocorrem corpos de minério de alto teor (Fe>64%). Importantes depósitos de ferro como o Pico, Galinheiro e Sapecado representam corpos em seqüência, de direção N-S a N45°E no flanco leste do Sinclinal de Moeda, sendo o Pico o mais importante (Figs. 4 e 6). Ali são lavrados minérios de alto teor, compacto e friável, além de itabiritos ricos (52%<Fe<64%, <2% Al).

Cobrindo as formações ferríferas e corpos de alto teor, desenvolveu-se uma crosta laterítica de hidróxido de ferro (limonita), com ou sem fragmentos de minério, denominada de canga. O termo canga foi inicialmente utilizado pelos mineradores locais e é derivado do termo indígena tapanhoacanga que significa **cabeça de negro**, em virtude da morfologia crespa com o desenvolvimento de estruturas botroidais, no terreno onde essa crosta predomina (Eschwege, 1822, p. 32).

Na região do Pico, a espessura da Formação Cauê é de aproximadamente 190m, embora ela seja, em parte aparente, em virtude de dobras de segunda ordem, o que resulta em mergulhos variáveis entre 20° e 85° para NW

ou SE para a camada de itabirito. No depósito do Pico, a zona mineralizada estende-se por aproximadamente 1000m segundo a direção N-S e por aproximadamente 300m em profundidade. O corpo principal de minério compacto, que caracteriza o Pico, tem forma aproximadamente lenticular e atitude vertical, concordante com o bandamento, sobressaindo 82 m acima da paisagem (Figs 3 e 5). O minério apresenta um bandamento definido pela alternância de níveis compactos e porosos que reproduz a estruturação original da formação ferrífera (Fig. 5 e 7b).

#### Estruturação e Metalogênese

O Sinclinal de Moeda tem eixo aproximadamente N-S e é bordejado pelos domos de Bação e de Bonfim, apresentando um flanco ocidental retilíneo em posição normal e um flanco oriental parcialmente invertido, de forma aproximadamente em "s" que circunda o domo



**Figura 5 -** Reconstituição fotogramétrica do Pico de Itabira (Rosière, 1981) visto do Norte, com representação das principais estruturas planares (acamamento e diáclases). Ao lado, fotografia com visão aproximadamente do mesmo ângulo, datada de 2004 (MBR).

Figure 5 - Photogrammetric restoration of the Pico de Itabira (Rosière, 1981) seen from the northern face. Main planar structures (bedding and joints) are depicted. On the side, photograph dated from 2004, with a view from approx. the same position (MBR).



**Figura 6 -** Bloco-diagrama esquemático do Sinclinal de Moeda, com representação das principais jazidas no flanco Leste e diferentes famílias de dobras. Na figura é representado o controle estrutural da mineralização em ferro.

**Figure 6** - Schematic block diagram of the Moeda Syncline and its main structural features, with location of the main iron ore deposits, depicting also the structural control of the Fe-mineralization.

do Bação. Em direção sul, a estrutura encontra-se em continuidade com o Sinclinal de Dom Bosco, mas é parcialmente truncada pela Falha do Engenho (Fig. 6).

O minério de ferro de alto teor do Quadrilátero Ferrífero foi interpretado inicialmente (Dorr, 1965) como produto de substituição metassomática sin-metamórfica e por Guild (1957) como produto de alteração hidrotermal. Rosière e Rios (2004) demonstram uma origem hidrotermal desenvolvida em duas fases: uma de mineralização em magnetita e outra oxidante, com mineralização em hematita. A 1ª fase de mineralização ocorreu aparentemente associada à primeira fase de dobramento  $F_1$  (Rosière & Rios , 2004), enquanto a segunda desenvolveu-se durante uma segunda fase de dobramento, ( $F_2$ ).

As dobras F<sub>1</sub> foram geradas durante a fase compressiva do chamado Ciclo Orogenético Transamazônico. A nucleação das dobras F2, por outro lado, é concomitante com a formação do Sinclinal de Moeda e relacionada à ascensão de blocos granito-gnáissicos, que provocou também a verticalização das camadas durante a fase de colapso da orogênese (Alkmim & Marshak, 1998), em condições relativamente rasas. Esta estruturação aumentou a permeabilidade da rocha, permitindo a percolação de fluídos meteóricos oxidantes, que resultaram em nova mineralização em Ferro, formando-se corpos de grande porte e de características semelhantes, ao longo de quase todo flanco leste do Sinclinal de Moeda (Fig. 6). No Neoproterozóico, durante o chamado Ciclo Orogenético Brasiliano (~600 Ma), um último evento compressivo foi responsável pelo desenvolvimento de falhas e zonas de cisalhamento reversas, cuja importância metalogenética está aparentemente restrita a depósitos da porção leste do Quadrilátero Ferrífero.

#### Minérios de Ferro: características e mineralogia Minério Compacto

Os corpos de minério compacto do depósito do Pico são produto de processos mineralizadores hidrotermais que atuaram sobre as formações ferríferas do Grupo Itabira, sendo constituídos predominantemente de magnetita oxidada/martitizada (minério martítico) ou hematita (minério hematítico). Podem ser maciços, com a obliteração total das estruturas sedimentares, ou apresentar relictos do bandamento da formação ferrífera. Estruturas de brecha também estão presentes de forma descontínua.

Martita ocorre como pseudomórficos de cristais individuais ou agregados maciços com relictos de magnetita, podendo constituir quase 90% do minério. A martita desenvolve-se ao longo dos planos cristalográficos da magnetita e de forma irregular das bordas para o centro. Nos minérios martíticos, hematita preenche os interstícios como cristais anhédricos irregulares e contornos lobados ou embainhados e dimensões variáveis entre 0.01 e 0.1mm (Fig. 7c). Em minérios hematíticos, predominam cristais de hematita de contorno irregular ou em arranjo poligonal. O minério pode apresentar-se também bastante poroso, com elevada proporção de espaços vazios entre os cristais de hematita (Fig. 7d).

#### **Minério Xistoso**

O minério xistoso está associado a zonas de deformação elevada, que provocaram o desenvolvimento de textura orientada de cristais lamelares, elongados, de hematita (especularita). Lamelas de especularita ocorrem em diversas proporções, crescidas sobre uma trama granoblástica, ou anastomosada em torno de agregados porfiroclásticos de hematita/martita (Figs. 7e, f).

#### Minério Friável

Minério friável é o produto do enriquecimento parcial da formação ferrífera por processos hidrotermais e pela atuação recorrente do intemperismo, com lixiviação dos minerais de ganga (carbonato e quartzo). Corpos friáveis apresentam geralmente estrutura bandada relíctica e ocorrem interdigitados com itabirito rico friável, constituindo importante tipo de minério. Localmente, aparecem corpos pulverulentos destituídos de estruturação. O minério friável é constituído de hematita de hábito poligonal, alguma martita, além de especularita e cristais lamelares intersticiais.

#### Minério Rolado

O chamado minério rolado consiste de fragmentos angulosos de minério compacto cimentado por hidróxido de ferro, produto do intemperismo e erosão de corpos de minério, itabiritos e possivelmente carbonatos e acumulados em encostas durante o Cretáceo/Terciário. (Wallace, 1965). Na Serra de Itabirito, os blocos acumularam-se como tálus, principalmente na encosta ocidental, formando corpos descontínuos com espessura de até várias dezenas de metros.

#### HISTÓRICO DA MINERAÇÃO

Tentativas de industrialização na região de Itabira do Campo começaram cedo, em virtude da evidente abundância de bens minerais. As atividades de mineração na Serra do Itabirito remontam ao ciclo do ouro do século XVIII, com um aproveitamento incipiente das imensas reservas de minério de ferro, através de fábricas de ferro de pequeno porte, uma das quais localizada ao sul do Pico de Itabira, próxima à localidade de Pires (Fig. 1). Em 1819 ocorreu o projeto de uma fábrica de Folhas de Flandres, como empreitada frustrada do bibliotecário e diretor do Gabinete de História Natural da Princesa Leopoldina, Roque Schüch que, junto com seus sócios, recebeu uma sesmaria de meia légua quadrada, incluindo o Pico de Itabira do Campo. Em 1832, a empresa de capital inglês Brazilian Company, fundada em 1829, adquiriu de D. Francisco de Sousa Coutinho, Conde de Linhares, a concessão de exploração e lavra das minas de ouro de Aredes, Morro das Almas e Cata Branca, incluindo o Pico de Itabira, cuja propriedade, juntamente com a de toda Serra do Itabirito, o Conde havia conseguido de colonos brasileiros e portugueses pobres. A Brazilian Company explorou a mina de Cata Branca até meados de 1844; quando, em virtude de seu desmoronamento, foi fechada e vendida para a St. John d'El Rey Mining Company, Limited. Na década de 40 do século XIX, trabalhou na região Dr. F. J. Stephan, clínico dos mineradores ingleses. Dr. Stephan veio ao Brasil originalmente como médico particular de D. Amélia de Leuchtenberg, segunda esposa de D. Pedro I. Após a volta do Casal Imperial a Portugal, em 1831, Dr. Stephan fixou residência em Minas exercendo sua profissão em Ouro Preto e na mina de Cata Branca, da Brazilian Company, retornando finalmente à Alemanha em torno de 1850. Durante sua estadia em Minas, dedicou-se à pesquisa de história natural, deixando um desenho do Pico para o botânico von Martius - aqui reproduzido no cabecalho deste trabalho.

A lavra do minério de ferro, ainda primitiva, foi impulsionada pela construção de um alto forno de pedra para a produção de ferro gusa, pela firma Amaro & Gerspacher dos engenheiros Jean Albert Gerspacher, metalurgista suíço, Amaro da Silveira, engenheiro da Estrada de Ferro D. Pedro II, Carlos G. da Costa Wigg,



**Figura 7 - a)** Itabirito caracterizado pela alternância de bandas de quartzo e óxido de ferro. A rocha encontra-se recristalizada pelo efeito do metamorfismo, o que oblitera parcialmente estruturas sedimentares. **b)** Minério de ferro compacto de alto teor, apresentando relictos do bandeamento sedimentar da formação ferrífera. **c)** Fotomicrografia de minério compacto constituído por cristais de hematita (Hm), com relictos de martita (Mt) compondo uma trama granoblástica. **d)** Fotomicrografia de minério poroso, constituído predominantemente por martita (Mt), com hematita lamelar intersticial. **e)** Fotomicrografia de minério xistoso com especularita (Spec), envolvendo agregados porfiroclásticos de martita/hematita (Mt). **f)** Fotomicrografia de minério xistoso constituído de longos e finos cristais de especularita com *pod* de hematita, apresentando extinção ondulante. As fotomicrografias foram feitas em luz refletida, parcialmente polarizada.

**Figure 7 - a)** Itabirite showing typical banding defined by alternating layers of quartz and iron oxides. The rock is recrystalized by metamorphism that partially obliterated sedimentary structures. **b)** Hard massive iron ore with relics of sedimentary banding of the iron formation. **c)** Photomicrograph of massive ore showing granoblastic fabric of hematite crystals with martite relics. **d)** Photomicrograph of porous ore composed mainly of martite (Mt) with platy hematite in the pores and interstices. **e)** Photomicrograph of schistose ore with porphyroclastic martite/hematite (Mt) aggregates enveloped by oriented specularite (Spec) platelets. **f)** Photomicrograph of schistose ore with long and fine specularite crystals enveloping a hematite pod that presents wavy extinction. All photomicrographs are under partially cross polarized, reflected light.

sócio comanditário e Henrique Hargreaves, chefe do prolongamento da Estrada de Ferro, estes últimos, brasileiros. A construção foi iniciada em novembro de 1888. Após a morte de Jean Albert Gerspacher ocorrida em 1º de outubro de 1889, esse foi sucedido por seu filho Joseph Albert Fidéle Gerspacher. O alto forno foi o primeiro a ser levantado na Província de Minas depois da Independência, à margem da ferrovia, em frente ao Km 527, distante 4 km de Itabira do Campo, no terreno das Fazendas da Bexiga e Gordura, comprado de João e Adão Braga, sendo a usina denominada Esperança. Sua inauguração ocorreu às 7hs da manhã de 21 de julho de 1891, com a primeira corrida de ferro gusa. O forno, de dimensões reduzidas, foi construído de blocos de granito entalhados manualmente, revestido com tijolos refratários de argila proveniente de Caeté, Minas Gerais e alimentado com minério rolado extraído das proximidades do Pico. A lavra era manual e o transporte feito em lombo de burro. Em virtude da baixa qualidade de sua construção, o forno operou de forma intermitente durante dois a três meses com produção máxima de 4 toneladas por dia (Barbosa da Silva, 1976).

A usina foi vendida em 1892 à Sociedade de Forjas e Estaleiros (Societé de Forges et Chantiers) do Rio de Janeiro, que investiu elevadas somas para seu melhoramento. Com a falência da Sociedade, em 1896, as operações de lavra foram interrompidas e retomadas em 1899 pelo engenheiro José Joaquim Queiroz Jr., da firma Leandro & Queiroz Junior, em contrato com o Banco da Lavoura e Comércio do Rio de Janeiro. Em 1900, Queiroz Jr. comprou a empresa, então denominada Sociedade Usina Queiroz Junior Ltda e construiu, em 1910, o primeiro alto forno de aço da América do Sul. A usina encontra-se ainda em operação, atualmente de propriedade do Grupo Valadares Diesel (VDL) de Jairo Lessa e irmãos. Em sua frente, junto à antiga Rodovia dos Inconfidentes, no acesso mais setentrional à cidade de Itabirito, encontra-se a parte inferior do antigo forno, ao qual, em 1955, foi afixada placa comemorativa da Associação Brasileira de Metais.

A atividade industrial de explotação de minério de ferro da Mina do Pico teve início na década de 1940, quando do desenvolvimento do parque siderúrgico no Brasil com a Companhia Siderúrgica Nacional (CSN), e notadamente em Itabirito, com a Siderúrgica Queiroz Júnior. Em 1938, a Cia. de Mineração Novalimense, subsidiária da St. John del Rey Mining Co., iniciou a mineração em escala industrial em pequenos corpos, em torno do Pico de Itabira, incluindo a área da Cata Branca.

Em 1941, estas minas foram arrendadas à Sociedade Usina Queiroz Junior Ltda. A lavra do minério de ferro em torno do Pico de Itabira continuou de forma intermitente de 1943 a 1961, arrendadas à Sociedade Indústria e Comércio de Minério Ltda (SICOM) de Augusto Trajano de Azevedo Antunes. Em 1948, a partir da SICOM, foi criada a Indústria e Comércio de Minérios (ICOMI), posteriormente renomeada como ICOMINAS. Em 1950, foi criada a *holding* Companhia Auxiliar de Empresas de Mineração (CAEMI) e em as-



Figura 8 - Fotografia aérea com vista para norte do Pico de Itabira e cava da Mina do Pico na Serra dos Trovões/Serra das Serrinhas, no flanco leste do Sinclinal de Moeda. Também estão representados as posições das minas, os contatos aproximados da Formação Cauê e o limite da área protegida (Foto: MBR).

**Figure 8** - Aerial view looking northward to the Pico de Itabira and its open pit within the Serra dos Trovões/Serrinhas Range, eastern limb of the Moeda Syncline showing also the location of the mines and the approximate limits of the Cauê Formation and the contour of the protected area (Photo: MBR). sociação com a empresa americana Hanna Mining Co., a ICOMINAS foi reestruturada como Minerações Brasileiras Reunidas (MBR), que detém até hoje os direitos minerários da área. A MBR foi comprada em 2007 pela mineradora VALE S.A..

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional (IPHAN), no âmbito federal, registrou o tombamento do Pico de Itabira em 26 de junho de 1962 (livro Arqueológico, Etnográfico e Paisagístico, I, folha 8, número 31) como Conjunto Paisagístico, embora sua inscrição como bem tombado tenha sido cancelada em junho de 1965, tendo como justificativa o potencial minerário da área. No âmbito estadual, o Pico de Itabira foi tombado na categoria de conjunto paisagístico pelo Instituto Estadual do Patrimônio Histórico e Artístico de Minas Gerais (IEPHA-MG), estando o decreto contido na Constituição Estadual de Minas Gerais em 1989. No âmbito municipal, a Lei nº 1668, de 1º de outubro de 1991, da Prefeitura Municipal de Itabirito, também versa sobre o tombamento do Pico de Itabira.

A Minerações Brasileiras Reunidas SA (MBR) limitou, a partir de 1989, as atividades de lavra à parte externa do perímetro tombado pelo IEPHA – MG (Fig. 8). Nas imediações do Pico foi implantado um sistema de monitoramento topográfico, que visa detectar rapidamente quaisquer movimentos de massa do terreno, indicativos de uma eventual instabilidade do maciço rochoso. Com o término da lavra na Mina do Pico, previsto para 2009, estão previstas pela empresa medidas para atenuar o impacto gerado na paisagem. Uma delas será o preenchimento da cava da mina, utilizando rejeitos do beneficiamento do minério de outras minas, de modo a compor a topografia original da área garantindo a preservação e a melhoria ambiental do entorno Pico de Itabira (Santos & Franca, 2004).

Como importante marco regional, existe uma demanda para a visitação da área do Pico de Itabira e a empresa detentora do direito de lavra exige um agendamento junto ao seu Departamento de Comunicação Social.

No dia 15 de Novembro é comemorado na cidade de Itabirito o Dia do Pico. Nesta ocasião, a MBR patrocina uma caminhada ecológica, partindo da cidade de Itabirito até a base do Pico, com o objetivo de contribuir para o desenvolvimento da consciência ecológica da população local e fortalecimento dos laços culturais. Ações adicionais educativas e de conscientização cultural da população são ainda necessárias, frente à importância histórica deste monumento.

#### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à MBR pelo ilimitado apoio, ao CNPq e a C. B. Vieira pelas informações que ajudaram a enriquecer o texto. CAR agradece em particular também ao seu orientador e amigo Prof. Dr. H. Quade da Univ. Técnica de Clausthal e ao DAAD.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Alkmim, F. F.; Marshak, S. 1998, Transamazonian Orogeny in the Southern São Francisco Craton Region, Minas Gerais, Brazil: evidence for Paleoproterozoic collision and collapse in the Quadrilátero Ferrífero: Precambrian Research, v. 90, p. 29 - 58.
- Baars, F.; Rosière, C. A. 1997. Geological map of the Quadrilátero Ferrífero, *in* DeWitt, M. J., & Ashwal, L. A., eds. Greenstone belts: Oxford Monographs on Geology and Geophysics Series, Oxford University Press, p. 529 - 557.
- Barbosa da Silva, C. 1976. "Mâitres de Forge" suíços em Minas Gerais, Rev. da Escola de Minas. Ed. Comemorativa 100 anos da Escola de Minas, 40 anos da REM, p 59 - 67.
- Brandalise, L.A. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Belo Horizonte, Folha SE.23-Z-C-VI. Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. Brasília: CPRM CD-ROM
- Burton, R. F. 1869. Explorations of the highlands of the Brazil, London: Tinsley Brothers, 2 vol. – trad. português de D. Jardim Jr.: Viagem do Rio de Janeiro a Morro Velho. Belo Horizonte/São Paulo (Itatiaia/Ed. USP) 366p., 1976.
- Couto, J.V. 1801. Memórias sobre as minas de Minas Gerais; publicada em 1900 na Rev. Arq. Públ. Mineiro, v. 6.
- Dorr, J.V.N.II 1965. Nature and origin of the high-grade hematite ores of Minas Gerais, Brazil; Economic Geology, 60: 1-46.
- Dorr, J.V.N.II 1969. Physiographic, stratigraphic and structural development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: U. S. Geological Survey Professional Paper 641-A, 110p.
- Eschwege, W.L. v. 1821. Teil der Neuen Karte der Capitania von Minas Gerais in Pluto brasiliensis.
- Eschwege, W.L. v. 1822. Geognostisches Gemälde von Brasilien und wahrscheinliches Muttergestein der Diamanten, Weimar, 44p.
- Eschwege, W.L. v. 1833. Pluto brasiliensis, Berlim: G. Reimer, 622p. – trad. português de D. de Figueiredo Murta, Belo Horizonte/São Paulo (Itatiaia/Ed. USP) 2 vol., 1976.
- Guild, P. W. 1957. Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brazil: U. S. Geological Survey Professional Paper 290, 90p.
- Martius, C.Ph.F. von 1906. Flora brasiliensis, vol. 1, Tabulae physiognomicae, prancha L.
- Rosière, C.A. 1981. Strukturelle und texturelle Untersuchungen in der Eisenerzlagerstaette "Pico de

Itabira" bei Itabirito, Minas Gerais, Brasilien: Clausthaler Geowissenschaftliche Dissertationen, 9, 302p.

- Rosière, C.A.; Rios, F. J. 2004. The origin of hematite in high grade iron ores based on infrared microscopy and fluid inclusion studies: the example of the Conceição mine, Quadrilátero Ferrífero, Brazil, Economic Geology, vol. 99, 611-624.
- Santos, C.E.L.; Franca, P.R.B. 2004. Plano de Reabilitação de Áreas Impactadas : Monumento Natural do Pico de Itabirito, Complexo do Pico. Minerações Brasileiras Reunidas S.A. – MBR, 13p.
- Wallace, R. M. 1965. Geology and mineral resources of the Pico de Itabirito District, Minas Gerais, Brazil: U. S. Geological Survey Professional Paper 341-F, 68p.

<sup>1</sup>CPMTC, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais

<sup>2</sup>MBR – Minerações Brasileiras Reunidas <sup>a</sup>crosiere@netuno.lcc.ufmg.br <sup>c</sup>frenger@netuno.lcc.ufmg.br <sup>b</sup>dpiuzana@yahoo.com.br <sup>d</sup>cbs@mbr.com.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP <http://www.unb.br/ig/sigep> 21/06/2005, também com versão em inglês.



#### CARLOS ALBERTO ROSIÈRE

Graduado Engenheiro Geólogo pela Escola de Minas de Ouro Preto em 1974, doutorado pela TU Clausthal em 1981, bolsista do DAAD (Serviço Alemão de Intercâmbio Acadêmico). Pós-doutorado na RWTH Aachen, TU Clausthal (Alemanha), Universidade de Johannesburg (África do Sul) e Universidade de Western Austrália. Geólogo da MBR entre 1976 e 1978 e 1981 e 1983. Professor Associado 2 da UFMG e Prof. Visitante na Univ de ParisIX. Publicou 39 artigos em periódicos nacionais e internacionais. Recebeu o prêmio CVRD/ABM. Atua nas áreas de Geologia Estrutural, Mineralogia e Geologia de Minério de Ferro desenvolvendo projetos de pesquisa nas Províncias Minerais do Quadrilátero Ferrífero e Carajás incluindo estudos específicos sobre texturas e mecanismos de deformação e metalogênese do Ferro.



#### FRIEDRICH EWALD RENGER

Graduado em Geologia pela Universidade Livre de Berlim (1966), fez doutorado na Universidade de Heidelberg (1969) com tese sobre a geologia da Serra do Espinhaço meridional (Minas Gerais). Dirigiu o Instituto Eschwege em Diamantina, MG desde sua fundação até 1974. Entre 1974 e 1993 trabalhou em exploração mineral. Desde 1993 é professor do Instituto de Geociências da UFMG. Desenvolve pesquisa nas áreas de Geologia Regional (Serra do Espinhaço meridional, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais), História da Mineração e Geologia do Brasil; Cartografia Histórica; Patrimônio Geológico. Traduziu e publicou obras de viajantes estrangeiros de língua alemã no Brasil.



#### DANIELLE PIUZANA MUCIDA

Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal de Minas Gerais (1995), mestrado em Geologia pela Universidade de Brasília (1998) e doutorado em Geologia pela Universidade de Brasília/Australian National University (2002). Atualmente é professora adjunta do Bacharelado em Humanidades e do Curso de Turismo da Universidade Federal dos Vales do Jequitinhonha e Mucuri (UFVJM) e editora da revista Geonomos do CPMTC-IGC-UFMG. Tem experiência na área de Geociências.



#### CARLOS ALBERTO SPIER

Graduado geólogo pela UNISINOS em 1983 com mestrado pela UnB em 1999 e doutorado pela USP em 2005. Entre 1984 e 1997 foi geólogo de exploração e mina em depósitos de Cr no Amapá (CAEMI) e desenvolveu dissertação de mestrado. De 1997 a 2003 trabalhou como geólogo nas minas do Pico e Águas Claras (MBR). Em 2003 foi promovido a gerente. Desenvolveu tese sobre os minérios de ferro do Quadrilátero Ferrífero. Em 2007, após a incorporação da MBR pela Vale, foi nomeado gerente responsável pela avaliação dos depósitos de ferro no distrito sul. Desde julho de 2007 trabalha como gerente da Leinster Nickel Operations da BHP-Billiton Nickel-West. Publicou diversos trabalhos científicos em periódicos internacionais e nacionais.

## Serra da Piedade, Quadrilátero Ferrífero, MG

Da lenda do Sabarabuçu ao patrimônio histórico, geológico, paisagístico e religioso

A SERRA DA PIEDADE, localizada na divisa dos municípios de Sabará e Caeté no Quadrilátero Ferrífero, centro leste de Minas Gerais, constitui um importante sítio geológico associado à história da exploração do interior do Brasil pelos bandeirantes e à evolução geo-ecológica da Terra. Apresenta ótimas exposições de itabiritos da Formação Cauê (Supergrupo Minas) que indicam mudanças na composição da paleo-atmosfera iniciadas na passagem do Arqueano para o Proterozóico. Seu valor científico e paisagístico foi reconhecido no século XIX nos relatos de viajantes, tais como Saint-Hilaire e os naturalistas alemães Spix, Martius e Eschwege. A partir de 1760, a Serra tornou-se também um referencial religioso com a construção de uma capela. Em 1956 o Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional (IPHAN) tombou parte do conjunto paisagístico e arquitetônico da Serra da Piedade, seu tombamento com um perímetro maior foi concluído pelo Instituto Estadual do Patrimônio Histórico e Artístico (IEPHA-MG) em 2005.

**Palavras chave:** Serra da Piedade; Minas Gerais; Quadrilátero Ferrífero; Supergrupo Minas; Itabirito Cauê **Serra da Piedade, Iron Quadrangle, State of Minas Gerais** – from the myth of Sabarabuçu to historical, geological, natural e religious heritage

The Piedade Mountain Range (The Mountain of Our Lady of Pity) is situated between the towns of Sabará and Caeté at the northern border of the Quadrilátero Ferrífero (Iron Quadrangle) of Minas Gerais, Brazil. It represents an important site of geological heritage, due to its excellent exposures of banded iron formation (itabirite) of Paleoproterozoic age, which indicates a change of the global atmosphere. It is also intimately related to the history of gold exploration in the Brazilian hinterland during the 17<sup>th</sup> century. Its scientific value as well as the beautiful landscapes was acknowledged since the early 19<sup>th</sup> century by many European travelers. With the construction of a small chapel on top of the mountain in the 1760's, it became also a religious reference. Both, the National and the State Institute of Historic and Artistic Heritage included the site in their lists of natural and cultural heritage.

**Key words:** Serra da Piedade; Minas Gerais; Brazil; Quadrilátero Ferrífero (Iron Quadrangle); Minas Supergroup; Cauê Itabirite

#### **SIGEP 129**

Úrsula Ruchkys de Azevedo<sup>1</sup> Friedrich Ewald Renger<sup>2</sup> Carlos Maurício Noce<sup>2</sup> Maria Márcia M. Machado<sup>2</sup>

#### INTRODUÇÃO

O Quadrilátero Ferrífero em Minas Gerais apresenta um patrimônio geológico ímpar com valores associados, principalmente, à evolução geo-ecológica da Terra e à história da mineração da região, desde o ciclo do ouro dos séculos XVII e XVIII até a mineração do ferro dos dias atuais. Dentre os sítios representativos desse patrimônio geológico está a Serra da Piedade (Fig.1) que constitui um importante geossítio, não somente de interesse científico (geológico e botânico), mas também pedagógico, turístico, paisagístico e cultural, pois apresen-



**Figura 1** - Crucifixo ladeado por Maria e São João no alto da Serra da Piedade, Minas Gerais, obra do artista plástico romeno Vladi Poenaru, representando a simbiose entre religião e natureza. Foto: M.M.M.Machado.

**Figure 1** - Crucifix flanked by Maria and St. John at the top of the Serra da Piedade, State of Minas Gerais, sculpture by the Romenian artist Vladi Poenaru, representing the symbiosis of religion and nature. Photo: M.M.M.Machado.

ta uma paisagem geológico-cultural única e sua proteção deve ser não só de interesse de Minas Gerais como de todo o Brasil.

A Serra da Piedade faz parte do conjunto da Serra do Curral, que constitui um homoclinal invertido do Supergrupo Minas. Sua crista é formada pelos itabiritos da Formação Cauê que encerra diversos corpos de minério hematítico.

Destaca-se na paisagem com sua exuberância, oferecendo do seu alto, de fácil acesso, uma vista panorâmica de 360º desde a Serra do Espinhaço e da bacia do Rio das Velhas (Lagoa Santa) ao norte, Belo Horizonte ao poente e boa parte do Quadrilátero Ferrífero ao sul, incluindo a Serra do Caraça.

#### LOCALIZAÇÃO

O maciço da Serra da Piedade está localizado na divisa dos municípios de Sabará e Caeté, MG, cerca de 50 km a nordeste de Belo Horizonte (coordenadas geográficas 43°40'33"W; 19°49'20"S; UTM E 638.669, N 7.807.634; altitude 1746m), formando a extremidade oriental da Serra do Curral, na borda norte do Quadrilátero Ferrífero (Fig. 2). O acesso ao pico pode ser feito a partir de Belo Horizonte pela BR 262 até o trevo de Caeté, de onde se segue por uma estrada asfaltada com aproximadamente 6 km de extensão que sobe a serra.



**Figura 2** - Localização da Serra da Piedade em imagem de satélite. Fonte: Google Earth.

**Figure 2** - Location of the Serra da Piedade in the Minas Gerais. Source: Google Earth.

#### VALOR PAISAGÍSTICO E HISTÓRICO

A Serra da Piedade tem sua história estreitamente ligada à história do bandeirismo no Brasil e à consequente ocupação do território mineiro, sendo um dos mais significativos referenciais paisagísticos, junto com o Pico de Itabira, o do Itacolumi e outros, utilizados pelos primeiros bandeirantes que vagaram pela região a procura do lendário Sabarabuçu. Foram os remanescentes da bandeira do Fernão Dias que localizaram os ricos depósitos de ouro aluvionar do Rio das Velhas no sopé desta serra, dando início ao primeiro *goldrush* da história que levou à formação territorial das Minas Gerais.

O início da ocupação de Minas Gerais se deu desde meados do século XVII pelas expedições pesquisadoras de metais nobres e pedras preciosas. O governo da metrópole, cada vez mais empenhado na descoberta destas riquezas, cuja existência nos sertões se achava convencido, estimulou as entradas no sertão por cartas régias enviadas aos aventureiros prometendo prêmios e honrarias àqueles que descobrissem estes tesouros da natureza. O Pico da Serra da Piedade serviu de guia durante estas pesquisas por ser avistado de quase toda parte (Figs. 3 e 4).



**Figura 3** - Comboio de diamantes passando por Caeté com a Serra da Piedade ao fundo. (Desenho de J.M. Rugendas, 1824). **Figure 3** - Diamond convoy passing through Caeté with the Serra da Piedade in the background. (Draft by J.M. Rugendas, 1824).



**Figura 4** - Vista da Serra da Piedade tomada do sul a partir de Caeté (no primeiro plano). Foto: F.E.Renger.

**Figure 4 -** View of the Serra da piedade looking from Caeté (in the foreground). Photo F.E.Renger.

O fato que desencadeou este processo foi a grave crise econômica e financeira de Portugal na metade do século XVII, acentuada pela decadência da indústria açucareira do Brasil, diante da concorrência antilhana. Muitas lendas a respeito de riquezas minerais alimentavam o imaginário de portugueses e bandeirantes. Uma destas lendas dizia respeito a serra misteriosa que resplandecia aos raios do sol, denominada pelos índios de Itaberabuçu (ita = pedra; bira = reluzente; uçu = grande), por corruptela Sabarabuçu.

Esta lenda vivia na imaginação dos portugueses desde o século e estimulou várias expedições aos sertões que tomavam diferentes caminhos, podendo-se citar, dentre outras, as expedições investigadoras de Francisco Bruza de Spinosa e João Aspilcueta Navaro, Brás Cubas e Sebastião Fernandes Tourinho.

Uma outra expedição que saiu em busca da famosa serra, supostamente rica em prata e esmeraldas, foi a bandeira de Fernão Dias Paes Leme que partiu de São Paulo em julho de 1674, composta por mais de trinta paulistas, entre eles seu imediato Matias Cardoso de Almeida, o genro Manuel de Borba Gato, e o filho, Garcia Rodrigues Paes, além de muitos índios. Fernão Dias fixou-se na Quinta do Sumidouro em Lagoa Santa onde permaneceu por quatro anos até reconstituir sua bandeira, quando então partiu em direção ao norte para atravessar a Serra do Espinhaço, ficando em seu lugar o genro Borba Gato.

Em 1701 esteve na região o governador do Rio de Janeiro, Artur de Sá e Meneses, em sua primeira viagem a Minas Gerais; ao avistar a Serra da Piedade, questionou Borba Gato sobre a existência de esmeraldas e prata. Mesmo com a informação da não existência destes minerais, o governador designou de forma imprópria e apressada de Sabarabuçu a futura cidade de Sabará, sendo a Serra da Piedade também conhecida por este nome durante algum tempo (Vasconcellos, 1946).

Mesmo sem ter encontrado prata ou esmeraldas, a expedição foi importante pela descoberta de ouro decorrente das pesquisas de Borba Gato e Garcia Rodrigues Paes no Rio das Velhas e seus afluentes. Segundo Renger (2006), a ausência de um escrivão na bandeira não permite uma reconstituição exata dos fatos; provavelmente a notícia da descoberta do ouro se espalhou entre os paulistas que, aos poucos, se deslocaram para as novas minas, nas últimas décadas do século XVII, quando se multiplicaram os achados de ouro.

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A Serra da Piedade é parte do conjunto da Serra do Curral que recebe denominações locais como Serra Azul, Fecho do Funil, Itatiaiuçu, Três Irmãos, Serra do Rola Moça, Serra da Piedade, dentre outras. Esta serra marca o limite setentrional do Quadrilátero Ferrífero, sustentada morfologicamente pelas rochas do Supergrupo Minas. A seqüência é composta por sedimentos clásticos e químicos, os últimos constituem a formação ferrífera do Itabirito Cauê e os calcários da Formação Gandarela (Renger *et. al.*, 1994).

Devido a seus recursos minerais a região do Quadrilátero Ferrífero tornou-se, há muito tempo, alvo de estudos e mapeamentos geológicos, sendo o mapa de Peter Claussen, de 1841, o primeiro a ser impresso (Fig. 8).

O contexto geológico do Quadrilátero Ferrífero é caracterizado por três grandes associações de litotipos, duas de idade arqueana representadas por terrenos granito-gnáissicos e pelo greenstone belt do Supergrupo Rio das Velhas, e uma seqüência metassedimentar paleoproterozóica contendo formações ferríferas bandadas do Supergrupo Minas. A deposição das formações ferríferas, conhecidas como BIF's (Banded Iron Formation), se deu globalmente, sobretudo entre 2,5 e 2,0Ga, correspondendo a cerca de 15% do volume total das rochas sedimentares do Proterozóico. As BIF's do Paleoproterozóico são do tipo Lago Superior, constituídas de rochas com laminação milimétrica a centimétrica, resultado de uma precipitação química rítmica de ferro e sílica (ou carbonato), devido ao aumento do oxigênio na paleo-atmosfera. Raramente contém material clástico; são associadas com chert, dolomito, quartzito, argilito e rochas vulcânicas. A Formação Cauê do Supergrupo Minas foi depositada entre 2,4 e 2,5Ga. Ela contém muitos corpos de minério de hematita compacta de formação hidrotermal (Rosière et al., 2005). O dobramento da seqüência é de idade paleoproterozóica, há ca. de 2.1Ga (Alkmim & Marshak, 1998).

Na Serra da Piedade afloram rochas do Supergrupo Minas, a saber: itabiritos (formações ferríferas) da Formação Cauê (Grupo Itabira) e filitos da Formação Cercadinho (Grupo Piracicaba). Os afloramentos de itabirito da Formação Cauê atingem na serra grande espessura, bem expressiva em termos didáticos e científicos (Fig. 5: a, b, c).

Em alguns locais no entorno da serra o itabirito é lavrado (Fig. 6), causando conflitos entre as empresas de mineração e o patrimônio natural.

Os itabiritos se encontram em grande extensão recobertos por uma superfície de canga que ajuda a sustentar o relevo. O termo canga refere-se às coberturas superficiais formadas a partir de detritos provenientes do intemperismo do itabirito cimentados por hidróxidos de ferro (Fig. 7). Este processo de intemperismo e formação de superfícies de canga se desenvolveram no início do Terciário (Spier, 2005). No início do século XIX, a Serra da Piedade teve seu reconhecimento científico e paisagístico nos relatos de viajantes, tais como Auguste de Saint-Hilaire, dos naturalistas alemães J.B. von Spix e C.F.P. von Martius (que subiram a serra em 1818) e o Barão de Eschwege. Este último publicou, em 1832, suas contribuições sobre a geologia do Brasil que inclui um mapa topográfico que encerra o vale do Rio Sabará (Fig. 9) e a primeira descrição geológica da Serra da Piedade, vislumbrando o fornecimento de minério de ferro durante séculos para o mundo inteiro:



**Figura 5** - Aspectos de afloramentos de itabirito no alto da Serra da Piedade: (a) Dobramento decimétrico pouco apertado em itabirito; (b) dobras do tipo "chevron"; (c) lixiviação seletiva das bandas de quartzo, realçando as bandas de hematita. Fotos: a) C.M.Noce; b) U.Ruchkys de A.; c) F.E.Renger.

**Figure 5** - Outcrops of itabirite at the Serra da Piedade: (a) semiopen folds in thinly laminated itabirites; (b) chevron folds; (c) differential lixiviation of quartz layers, emphasizing the hematite layers. Photos: a) C.M.Noce; b) U.Ruchkys de A.; c) F.E.Renger.



**Figura 6** - Mina em itabirito na encosta norte da Serra da Piedade. Foto: M.M.Machado.

**Figure 6 -** Iron ore mining in itabirite at the northern foothills of the Serra da Piedade. Photo: M.M.M.Machado.

"Da Vila de Caeté vale bem a pena subir a vizinha Serra da Piedade, cuja crista principal é extensa de cerca de uma légua, dirigindo-se de leste para oeste para o Rio das Velhas, e reunindo-se por sua base a leste com as serras de São João [das Cambotas] e da Lapa. Sem parar, passando pelos arraiais de Mondéos e de N. S. da Penha, se chega após uma hora de viagem ao alto da serra, onde foi erguida a pequena capela de Piedade. Junto à ponte sobre o Rio Sabará e perto do arraial de Mondéos até o da Penha, a rocha predominante é o gnaisse, cujas camadas tem direção na 12ª hora [Az 180°]. O gnaisse é de granulação muito grossa, apresentando em sua superfície um feldspato muito alterado e a mica com uma cor prateada. Sobre esta rocha



**Figura 7** - Escavação em canga no sopé da Serra da Piedade; a canga é usada para construção de estradas. Foto: M.M.Machado.

**Figure 7** - Excavation in canga at the foothills of the Serra da Piedade; canga is used for road construction. Photo: M.M.M.Achado.

primitiva estende-se o xisto argiloso avermelhado, sobre o qual, aqui e ali, arrancados da parte mais alta da serra, se espalham blocos das diversas variedades de minério de ferro do itabirito. O xisto argiloso continua até os pontos mais elevados e íngremes da serra, e por baixo dele se acha o itacolumito, apresentando, porém, uma passagem tão rápida ao ferro especular, ao especularita xisto e ao ferro magnético (a formação do itabirito) que o itacolumito logo desaparece, vindo então um minério puro de ferro em camadas verticais segundo a 3<sup>a</sup> hora [Az 45°]. As camadas deste minério são freqüentemente estriadas pelo quartzo





**Figura 8** - Mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero de P. Claussen (1841), no detalhe a Serra da Piedade junto às cidades de Sabará e Caeté; em verde o chamado "siderocristo" (formação ferrífera).

**Figure 8** - Geological map of Quadrilátero Ferrífero by P. Claussen (1841), in detail the Serra da Piedade, green is the so-called "siderochriste" (iron formation).



**Figura 9** - Mapa topográfico da bacia do Rio do Sabará, delimitada ao norte pela Serra da Piedade. Fonte: Eschwege, 1832. **Figure 9** - Topographic map of the valley of the Sabará River and the Serra da Piedade. Source: Eschwege, 1832.



Figura 10 - Mapa geológico simplificado do Quadrilátero Ferrífero, segundo Dorr (1969). Fonte: Scliar, 1992.Figure 10 - Simplified geological map of the Quadrilátero Ferrífero, modified after Dorr (1969). Source: Scliar, 1992.

em listras, e o quartzo apresenta-se ora muito compacto e intimamente ligado ao minério de ferro, ora em grãos isolados, que se desagregam sobre a superfície das rochas, dando a estas assim um aspecto corroído. Nas vertentes da serra aparece também, por vezes, a tapanhoacanga, formando uma capa sobre as rochas ferruginosas. A espessura total do minério de ferro até sua maior altura, que se acha a 5460 pés ingleses, não é inferior, segundo meus cálculos, a mais ou menos 1000 pés, espessura esta jamais ainda observada em nenhuma parte do mundo. As propriedades magnéticas dessas massas de minério de ferro se comportam como no Pico de Itabira. Embora não tivesse chovido aqui há quase um mês, e estivesse a serra completamente limpa de nuvens e neblinas, contudo gotejava sem cessar dos rochedos mais altos uma água cristalina, que em sua base se perdia de novo entre as fendas, mas para, a cerca de 100 passos mais abaixo, jorrar em uma fonte abundante que oferece, sem nenhuma partícula de minério, a água mais deliciosa aos moradores do hospício e aos peregrinos que vão em visita à capela."

Entre 1949/69 o Quadrilátero Ferrífero foi mapeado pelo convênio DNPM/US Geological Survey que privilegiou as jazidas de minério de ferro (Figura 10). O mapa geológico da Quadrícula Serra da Piedade, escala 1:25.000, foi executado por Benedito Paula Alves e publicado em 1969 (em Dorr, 1969).

A região da Serra da Piedade é considerada, também, de extrema importância biológica com espécies da flora ameaçadas de extinção. As características físicas da Serra proporcionam o desenvolvimento de vários tipos de vegetação que ainda estão bem preservadas. À medida que se sobe, a vegetação diminui de porte. No sopé, tem-se a mata fechada de encosta, remanescente da floresta tropical; a partir desse nível, a vegetação torna-se mais aberta e de menor porte. No topo as áreas cobertas pela canga suportam uma cobertura de campo rupestre que se desenvolve tipicamente sobre as formações ferríferas do Quadrilátero Ferrífero. As plantas crescem sobre um solo composto de fragmentos muito duros (canga nodular) ou sobre rochas com fendas onde as raízes podem penetrar (Fig. 11).

#### VALOR RELIGIOSO E TURÍSTICO

Há muito, a Serra da Piedade é um referencial religioso para muitas pessoas que fazem peregrinações para lá todos os anos. Sua vocação mística iniciou-se com uma lenda. Segundo Santos Pires (1902), a "muda da Penha" foi uma menina, filha de piedosa família e muda



Figura 11 - Encosta norte da Serra da Piedade, mostrando a variação da vegetação da mata tropical (primeiro plano) para campo rupestre de altitude. Nota-se ainda a erosão regressiva, recortando o capeamento de canga. Foto: M.M.M.Machado.

**Figure 11** - Northern flank of the Serra da Piedade, showing the change of vegetation from tropical forest (in the foreground) to shrubbery and sparse grass vegetation on top of the mountain. Note also the headward migrating erosion cutting the canga capping. Photo: M.M.Machado.

de nascença, que tendo visto no alto da Serra da Piedade aparecer a Virgem Santíssima com Jesus nos braços voltou a falar imediatamente.

A lenda da aparição da Virgem foi motivo para um perseguido político do Marques de Pombal, o irmão Antônio da Silva Bracarena, iniciar, em 1767, a construção de uma capela para a qual foi trazida de Portugal uma imagem de Nossa Senhora da Piedade (Fig. 12).

Bracarena estava empenhado em facilitar a chegada das pessoas ao alto da Serra e desejava que a capela fosse um referencial para o andarilho penitente ansioso por um local adequado para orar e aproximar-se de Deus. Segundo Duarte (1992), a história de Bracarena foi reconstruída pela descoberta de alguns documentos, inclusive, uma carta de próprio punho. Ao que tudo indica, Bracarena veio ao Brasil com o objetivo de enriquecer e voltar à terra natal, mas abandonou este projeto após ouvir a história sobre a aparição da Nossa Senhora da Piedade.

Outros acontecimentos foram marcando a história religiosa da Serra da Piedade e alimentando sua identidade sagrada. Uma personagem marcante foi a irmã Germana que, segundo Duarte (1992), era uma moça parda, pobre e sem instrução que viveu entre 1782 e 1856 e cresceu próximo a Serra. Começara a sofrer convulsões desde a idade aproximada de 24 anos e vivia em constante estado de meditação com episódios de êxtase nas madrugadas de quinta para sexta-feira quando seus braços e pés endureciam em forma de cruz.



**Figura 12** - Imagem de N.S. da Piedade (escola portuguesa, séc. XVIII). Foto: M.M.Machado.

**Figure 12** - Image of Our Lady of Pity (Portuguese school, 18th century). Photo: M.M.M.Achado.

O valor religioso da Serra fez com que, em novembro de 1958, o Papa João XXIII consagrasse a imagem do Santuário de Nossa Senhora da Piedade como Padroeira do Estado de Minas Gerais. Todo ano, entre 15 de agosto e 7 de setembro, acontece o jubileu em sua homenagem reunindo milhares de fiéis no alto da Serra da Piedade (Figura 13).

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O "Conjunto Arquitetônico e Paisagístico do Santuário de Nossa Senhora da Piedade" foi tombado pelo IPHAN em 26/09/1956, o que levou segundo Scliar (1992), frei Rosário Joffily, responsável pelo Santuário da Serra da Piedade, a escrever ao Diretor do Patrimônio Histórico Nacional, pedindo a suspensão das atividades de extração de minério de ferro:

"... desde que fiquei responsável pela Serra da Piedade, empenhei-me com quantas forças tenho em zelar por essa jóia das montanhas mineiras. Nem era possível aceitar de boa mente fosse prejudicado o pico singular que a 600 quilômetros do litoral tem um passado histórico remontando a Gandavo; que um século mais tarde foi meta primordial da bandeira de Fernão Dias, está em pleno cenário das bandeiras, ligada á Guerra dos Emboabas, etc.; além de ser, na humildade, o mais antigo santuário da região".

O Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) acolheu o pedido do Patrimônio Histórico Nacional, em oficio de 15 de julho de 1957 a frei Rosário, comunicando que:



Figura 13 - Romeiros em missa campal no alto da Serra da Piedade. Fonte: Duarte, 1992.Figure 13 - Field mass attended by pilgrims on top of the Serra da Piedade. Source: Duarte, 1992.

"... relativo à inscrição das terras de propriedade deste Santuário no Livro do Tombo e dos estragos que os trabalhos de mineração ... vêm causando à referida propriedade, comunico V.Sa. que o aludido concessionário foi intimado a paralisar imediatamente os trabalhos que vem realizando ...".

Em 2005, o Instituto Estadual do Patrimônio Histórico e Artístico (IEPHA-MG) concluiu o tombamento da Serra da Piedade como monumento natural, arqueológico, etnográfico e paisagístico com uma área de cerca de 2000 hectares. A área abrange além do Santuário de Nossa Senhora da Piedade, o Observatório Astronômico da UFMG e os radares do Cindacta, que controlam o espaço aéreo da região. A delimitação do monumento natural abrange mais de 80 nascentes, com mananciais que garantem abastecimento das populações de Sabará, Caeté e Morro Vermelho.

#### CONCLUSÃO

A Serra da Piedade é um importante e magnífico testemunho da evolução da Terra e da história da mineração do Brasil. As lendas que envolvem seu passado fazem com que há séculos a Serra exerça fascínio sobre quem a avista, constituindo-se num referencial paisagístico.

Embora o tombamento tenha levado à desativação e proibição de atividades minerárias na área determinada, a Serra ainda convive com a falta de educação ambiental de seus visitantes que, muitas vezes, coletam espécies decorativas ou jogam lixo e das queimadas intencionais ou acidentais.

Neste sentido, acredita-se que medidas de proteção devem incluir programas de interpretação ambiental e geo-ecológica para os turistas e de educação ambiental para as comunidades do entorno. Para os turistas sugere-se que o patrimônio da Serra associado aos aspectos geológicos, religiosos, biológicos, dentre outros, seja apresentado de forma interpretativa para que, entendendo o valor científico e histórico deste rico patrimônio, os visitantes possam apreciá-lo e contribuir de forma efetiva para sua conservação.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Alkmim, F.F.; Marshak, S. 1998. The Transamazonian orogeny in the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brazil: Paleoproterozoic collision and collapse in the southern São Francisco Craton region. *Precambrian Research*, v. 90: 29-58.
- Alves, B.P. 1969. Mapa Geológico da Quadrícula de Serra da Piedade, Minas Gerais, Brasil. *USGS-DNPM*.

- Bueno, M.E.T. 1992. Geografia da Serra da Piedade. *In: Duarte,R.H. (org.) Serra da Piedade.* Belo Horizonte: CEMIG, 136 p.
- Claussen, P. 1841. *Notes géologiques sur le province de Minas Geraes, au Brésil.* Ac. Sc. et Beaux Artes (Bruxelles), 5: 322-344.
- Duarte, R.H. 1992. História da Serra da Piedade. *In: Duarte, R.H. (org.) Serra da Piedade*. Belo Horizonte: CEMIG, 136 p.
- Eschwege, W.L.von 1832. *Beiträge zur Gebirgskunde Brasiliens*. Berlin: Reimer, 488p.
- Renger, F.E.; Noce, C.M.; Romano, A.W.; Machado, N. 1994. Evolução sedimentar do Supergrupo Minas: 500 Ma de registro geológico no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Geonomos*, v. 2/1: 1-11.
- Renger, F.E. 2005. Recursos minerais, mineração e siderurgia [da bacia do Rio das Velhas] *In: Goulart, E. M. A. e Lisboa, A. H. (Org.) Navegando o Rio das Velhas das minas aos gerais.* Belo Horizonte: Instituto Guaicuy-SOS Rio das Velhas/Projeto Manuelzão/UFMG, vol. 2, p. 264-289.
- Renger, F.E. 2006. Os Quintos do Ouro. *História Viva Te-mas Brasileiros* (São Paulo), p. 40 43, 15 jun. 2006.
- Rosière, C.A.; Renger, F.E.; Piuzana, D.; Spier, C.A. 2005.
  Pico de Itabira, Minas Gerais Marco estrutural, histórico e geográfico do Quadrilátero Ferrífero. In: Winge,M.; Schobbenhaus, C.; Berbert-Born,M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S. (Edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 21/6/2005 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio042/sitio042.pdf
- Ruchkys, U.A.; Noce, C.M.; Schobbenhaus, C.; Magalhães-Gomes, B.P. 2006. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: Um potencial candidato a Geoparque. 43 *Congr. Bras. Geol. (Aracaju), Anais*, p. 91 (Simp. 17).
- Ruchkys, U.A.; Renger, F.E.; Noce,C.M.; Magalhães-Gomes, B.P.; Machado, M.M.M. 2006. A Serra da Piedade e sua importância como patrimônio geológico, histórico, turístico e religioso de Minas Gerais. 43 Congr. Bras. Geol. (Aracaju), Anais, p. 261 (Simp. 17, Painel 383).
- Rugendas, J.M.: 1835. Voyage pittoresque dans le Brésil. Tradução em português: *Viagem pitoresca através do Brasil*. Belo Horizonte: Itatiaia; São Paulo: Ed. da Universidade de São Paulo, 1979 (8.ed.), 288p.
- Saint-Hilaire, A. (1838) Voyage dans l'interieur du Brésil: Voyage dans le district des diamants et sur le littoral du Brésil. Tradução de L. de A. Pena: Viagem pelo distrito dos diamantes e litoral do Brasil. Belo Horizonte/São Paulo: Itatiaia/EdUSP, 1974, 233 p.
- Santos-Pires, A.O. 1902. A Serra da Piedade. *Rev. Arqu. Publ. Min.* vol. 7: 813-826
- Scliar, C. 1992. Geologia da Serra da Piedade. *In: Duarte, R.H.* (*org.*) *Serra da Piedade*. Belo Horizonte: CEMIG, 136 p.
- Spier, C.A. 2005. *Geoquímica e gênese das formações ferríferas bandadas e do minério de ferro da Mina de Águas Claras, Quadrilátero Ferrífero, MG*. Universidade de São Paulo, tese de doutorado, 264p.
- Vasconcellos, S. 1946. Origem e fundação do Sabará. *Rev. Inst. Hist. Geogr. Minas Gerais*, vol. 2: 178-188.

<sup>1</sup>Fundação de Amparo à Pesquisa de Minas Minas Gerais – FAPEMIG, Projeto CRA APQ6671: Patrimônio geológico e geoconservação no Quadrilátero ferrífero: uma proposta para seleção e implantação de sítios pilotos. tularuchkys@yahoo.com.br <sup>2</sup>Instituto de Geociências Universidade Federal de Minas Gerais. frenger@netuno.lcc.ufmg.br noce@ufmg.br mmarciamm@ufmg.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>, em 1/3/2007, também com versão em inglês.



#### ÚRSULA RUCHKYS

Doutora em Geologia pela UFMG, 2007. Defendeu a tese "Patrimônio Geológico e Geoconservação no Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais: potencial para Criação de um Geoparque da UNESCO". Mestre em Tratamento da Informação Espacial pela PUC-MG, 2001. Geóloga pela UFMG, 1997. Professora concursada na PUC–MG. Coordenou vários projetos de pesquisa e extensão envolvendo os temas de educação ambiental e patrimonial, conservação do patrimônio geológico e geomorfológico, interpretação ambiental e uso dos recursos naturais de forma sustentável. Têm várias publicações dentre artigos científicos, capítulos de livros, livros e resumos publicados em anais de congresso sobre os temas de sua área de atuação. Desde 2007 coordena um projeto envolvendo a conservação do patrimônio geológico do Quadrilátero Ferrífero financiado pela FAPEMIG.



#### FRIEDRICH EWALD RENGER

Graduado em Geologia pela Universidade Livre de Berlim (1966), fez doutorado na Universidade de Heidelberg (1969) com tese sobre a geologia da Serra do Espinhaço meridional (Minas Gerais). Dirigiu o Instituto Eschwege em Diamantina, MG desde sua fundação até 1974. Entre 1974 e 1993 trabalhou em exploração mineral. Desde 1993 é professor do Instituto de Geociências da UFMG. Desenvolve pesquisa nas áreas de Geologia Regional (Serra do Espinhaço meridional, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais), História da Mineração e Geologia do Brasil; Cartografia Histórica; Patrimônio Geológico. Traduziu e publicou obras de viajantes estrangeiros de língua alemã no Brasil.



#### **CARLOS MAURÍCIO NOCE**

Graduado em Geologia pela Universidade Federal de Minas Gerais (1980), mestre em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1987) e doutor em Geociências (Geoquímica e Geotectônica) pela Universidade de São Paulo (1995). Sua tese de doutoramento versou sobre a evolução geológica do Quadrilátero Ferrífero. É professor associado da Universidade Federal de Minas Gerais e pesquisador do CNPq. Suas pesquisas concentram-se no uso da Geocronologia como ferramenta para estudos de Geotectônica e Geologia Regional, focando principalmente o Cráton do São Francisco e o Orógeno Araçuaí. Tem também atuado em vários projetos de mapeamento geológico.



#### MARIA MARCIA MAGELA MACHADO

Doutora em Geologia pela Universidade Federal de Minas Gerais (2009) defendendo a tese "Construindo a imagem geológica do Quadrilátero Ferrífero: conceitos e representações". Mestre em Geografia (1997) e especialista em Geoprocessamento (1999) pela UFMG. Graduada em Engenharia Civil (1987) pela PUC-MG. Desde 1990 é professora do Departamento de Cartografia da UFMG. Desenvolve pesquisas nas áreas de Geoprocessamento, Cartografia Histórica e História da Mineração e Geologia em Minas Gerais.

## Morro da Pedra Rica, Grão Mogol, MG

Primeira jazida de diamantes minerada em rocha no mundo

SIGEP 130

Mario Luiz de Sá Carneiro Chaves<sup>1</sup> Leila Benitez<sup>2</sup> Kerley Wanderson Andrade<sup>2</sup>

PEDRA RICA, situada no município de Grão Mogol, centro norte de Minas Gerais, constitui a primeira localidade a nível mundial onde diamantes foram encontrados e lavrados pelo desmonte de uma rocha. Esse fato, ocorrido por volta de 1827, é revestido de importância ímpar pois até então todos os diamantes eram procedentes de depósitos aluvionares. A Pedra Rica é um nível de metaconglomerado lenticular, com cerca de 2 m de espessura máxima por 10 m de largura, que se encontra na encosta oeste de um morro margeado pelo Córrego dos Bois, a nordeste da cidade. Esse afloramento, bem como diversos outros na mesma área, pertencem à Formação Grão Mogol, porção basal do Supergrupo Espinhaço na região, cuja sedimentação ocorreu em uma bacia do tipo rifte desenvolvida entre  $\pm 1,75-1,30$ Ga. Notável discordância erosiva desses metassedimentos, considerados de origem fluvial, é verificada com os sets gigantes de estratos cruzados da unidade estratigráfica inferior, Formação Resplandecente. Atualmente a mineração na área está bastante restrita, tendo em vista a criação em 1998, do Parque Estadual de Grão Mogol. Além disso, uma campanha de conscientização a nível municipal tem procurado preservar os principais sítios geohistóricos remanescentes da época mineradora e, assim, estimular a atividade ecoturística.

**Palavras-chaves:** Pedra Rica; metaconglomerado; diamantes; Supergrupo Espinhaço; Minas Gerais

Pedra Rica Hill, Grão Mogol, State of Minas Gerais, Brazil – First Worldwide Diamond Deposit Mined in a Rock

Pedra Rica (Rich Rock) is located in Grão Mogol, a little town in the northern part of the State of Minas Gerais. It represents the first place in the world where diamonds were found and exploited in a rock. This remarkable event occurred around 1827 and is of historical importance, since until that time diamonds only were mined from gravel in stream beds. Pedra Rica crops out at the northeastern part of the town and represents a 10 m long and about 2 m thick lenticular bed of metaconglomerate, on the western slope of a hill bordered by the Córrego (creek) dos Bois. This metaconglomerate and other ones that occur in the region belong to the Grão Mogol Formation, a basal sedimentary unit of the Espinhaço Supergroup, which was layered down in a rift type basin developed between ca. 1,75 Ga and 1,30 Ga. A remarkable erosive discordance is observed between the conglomeratic unit of probably fluvial origin, cutting large sets of cross stratification of the basal Resplandecente Formation. Diamond mining in the area became very limited after the creation in 1998 of the Grão Mogol State Park. Since then a campaign of awareness do occur in the city, to preserve the geohistorical sites representing the main remainder of the mining epoch and at the same time to stimulate the ecotouristic activity.

**Key words:** Pedra Rica; metaconglomerate; diamonds; Espinhaço Supergroup; Minas Gerais

#### INTRODUÇÃO

A cidade de Grão Mogol está inserida no contexto da Serra do Espinhaço, no extremo norte de Minas Gerais, sendo considerada a cidade histórica mais setentrional desse Estado. Na primeira metade do século XIX, o interesse científico por esta região iniciou-se com a descoberta, pela primeira vez em todo mundo, de diamantes hospedados em uma rocha; todos os depósitos até então conhecidos eram aluvionares. Tal achado chamou a atenção de diversos pesquisadores estrangeiros, destacando-se o geólogo e engenheiro de minas austríaco Virgil von Helmreichen, cuja principal obra é um dos documentos mais importantes já escritos sobre os diamantes do Brasil, e onde este autor já expunha claramente o relacionamento entre o diamante e os "itacolomitos de aspecto conglomerático" existentes na região (Helmreichen, 1846). Desde então, o mais importante desses corpos, designado de Pedra Rica (Figs. 1), foi extensivamente lavrado; entre-

tanto relictos de tal corpo mineralizado são ainda encontrados no local e se tornaram agora um patrimônio municipal. Desse modo, por sua importância geoeconômica e reconhecimento até ao nível internacional, considera-se a Pedra Rica como um sítio geológico e marco da mineração de diamantes no Brasil bem como no mundo.

Segundo a Wikipedia (2006), existem duas versões quanto à origem do nome Grão Mogol: a primeira está relacionada à descoberta em 1550 de um grande diamante encontrado na Índia, com peso de 793 quilates e que foi chamado de "Grão Mogol". Entretanto, para Harlow (1998), esse mesmo diamante, chamado de "Great Mogul", pesaria 787 ct. A segunda versão relaciona o nome ao fato de terem existido inúmeros conflitos, desordens e assassinatos naquela região, dando origem ao nome "Grande Amargor", o qual, modificado localmente, teria se transformado em Grão Mogor e depois assumindo a denominação atual (Wikipedia, 2006). Interessante observar que as referências bibliográficas mais antigas utilizam a designação "Grão-Mogór" (*eg.*, Helmreichen, 1846; 1847).

#### LOCALIZAÇÃO

Grão Mogol situa-se a cerca de 550 km de Belo Horizonte, no extremo norte de Minas Gerais (Fig.2). O acesso a esta cidade desde a capital mineira se faz inicialmente através da Rodovia BR-040 (Rio-Brasília) até o trevo de São José da Lagoa, depois de Paraopeba, quando se toma a BR-135 passando por Curvelo, Buenópolis e Bocaiúva até alcançar Montes Claros. Daí, toma-se a BR-251 no sentido de Salinas, de onde após 77 km de rodagem, trevo a direita leva à cidade de Grão Mogol. Esse último trecho de acesso, através de estrada encascalhada em condições precárias de tráfego, possui cerca de 52 km de extensão. A Pedra Rica, com as coordenadas 42°53'W-16°33'S, localiza-se a cerca de 1.700 m (em linha reta) do centro da cidade de Grão Mogol, na direção nordeste.

#### HISTÓRICO SOBRE DIAMANTES NA SERRA DE GRÃO MOGOL



No Brasil, diamantes foram descobertos na própria Serra do Espinhaço, nos arredores do então Arraial do

> **Figura 1 -** Aspecto geral do morro da Pedra Rica onde, em sua porção basal, situa-se a cava minerada (indicada pela seta). Visão de oeste para leste, desde a trilha para a Serra do Barão. No detalhe metaconglomerado diamantífero aflorando na cava mostrada na foto maior.

> **Figure 1** - General aspect of the Pedra Rica hill, where in its basal portion it is placed the mined rock (indicated for the arrow). Vision of west for east, since the track for the Barão's mountains. Detail of the diamond-bearing metaconglomerate outcropping in the point shown in the biggest photo.


**Figura 2 -** Mapa de localização e acesso à região diamantífera de Grão Mogol, Minas Gerais.

**Figure 2** - Map of localization and access to the diamondiferous region of Grão Mogol, State of Minas Gerais.

Tejuco (atual Diamantina), por volta de 1710. Esses diamantes eram recuperados de depósitos aluvionares, à semelhança dos provenientes da Índia e Bornéo, os dois outros locais onde eram explorados no mundo.

A expansão da mineração de diamantes ao longo da Serra do Espinhaço no rumo norte, fez com que diversos novos sítios fossem progressivamente descobertos. Na região do Espinhaço onde se localiza Grão Mogol, as primeiras divulgações sobre tais achados são devidas ao mineralogista José Bonifácio de Andrada e Silva, depois considerado o "Patriarca da Independência", ao informar sobre a lavra de diamantes ao longo do Rio Itacambiruçu (Silva, 1792). Spix & Martius (1828), príncipes e naturalistas prussianos que visitaram a região no início do século XIX, relataram que tais descobertas se deram por volta de 1781, na serra de Santo Antônio (ou do Grão-Mogol), a partir das quais permitiram depois o surgimento do povoado de Grão Mogol.

Em inícios do século XIX, começaram a circular rumores na região diamantífera da Serra do Espinhaço de que nos arredores de Grão Mogol diamantes estavam sendo recuperados a partir de sua própria "rochamatriz" (Moraes, 1934). Como em Diamantina os conglomerados do "tipo-Sopa" só foram reconhecidos como portadores de diamantes na década de 1850, tais achados são assim bastante anteriores. As informações científicas nesse sentido consideradas pioneiras são devidas ao dinamarquês Claussen (1841a; b), embora posteriormente tenham surgido sérias dúvidas sobre se tal autor de fato esteve na região enfocada. Da maior importância para o entendimento da questão é a obra de Helmreichen (1846), onde se descrevem os diamantes com suas localizações e processos de mineração, além dos modos de ocorrência do mineral naquela localidade. Nesse estudo, são detalhados os depósitos do Córrego dos Bois (além de outros), bem como o conglomerado adjacente a este córrego, conhecido como "Pedra Rica" (Fig.3) e descrito como um "itacolomito de aspecto conglomerático". Sem dúvidas, esse achado representou o primeiro a nível mundial de diamantes hospedados em rocha. Outras referências históricas referentes à Pedra Rica são devidas a Heusser & Claraz (1859), Derby (1879;



**Figura 3 -** Prancha extraída de Helmreichen (1846), mostrando uma vista do Córrego dos Bois para leste, assinalando o afloramento da Pedra Rica (**a**, **b** – rochedos diamantíferos) no sopé do morro.

**Figure 3** - Extracted plate of Helmreichen (1846), showing to a sight of the Bois' creek for east, showing the Pedra Rica outcrop ( $\mathbf{a}$ ,  $\mathbf{b}$  – diamond-bearing rocks) in the basal portion of the mount.



**Figura 4 -** Pranchas extraídas de Moraes (1934), a primeira à esquerda mostrando uma seção geológica SW-NE passando por Grão Mogol, onde se ressaltam nitidamente quartzitos com grandes estratificações cruzadas, sobrepostos por metaconglomerados. À direita, detalhe da Pedra Rica aflorando sobre um desses *sets* cruzados gigantes.

**Figure 4** - Extracted plates from Moraes (1934), first to the left showing a geologic section SW-NE in the Grão Mogol town area, where are emphasized quartzites with great cross stratifications covered by metaconglomerates. To the right, a detail of the Pedra Rica placed on one of these giant crossing sets.

1882) e Gorceix (1884a; b). Entretanto, os mais importantes estudos de detalhe foram efetuados na década de 1930, cujos resultados encontram-se em Moraes (1934). Esse autor levantou os principais depósitos diamantíferos da região de Grão Mogol, trazendo novas informações sobre a geologia da área e da relação desta com a Pedra Rica (Fig.4). Seus relatos históricos também são dignos de nota:

"Data de 1827 a mineração do diamante (na rocha) em Grão Mogol. Em 1839, Pedro Claussen visitou a localidade e em 1841 publicou um trabalho na Revista da Academia Real de Bruxellas, em que alludia á ocorrência de diamante na rocha actualmente classificada como conglomerato. Em 1841, Virgil von Helmreichen realizou uma viagem a Grão Mogol, devido á informação de lá ser commum o encontro do diamante encravado na rocha... elle enviou do Rio de Janeiro á Academia de Sciencias de Vienna, uma memória sobre o assumpto de sua viagem, que veio a lume em 1846".

No entanto em relato, pouco conhecido de Helmreichen (1847), questiona-se a autoria do descobrimento de P. Claussen: "Espero que meu trabalho sobre a ocorrência dos diamantes na Serra do Grão-Mogol, que enviei a Viena há algum tempo, já tenha ido para o prelo. Tenho de confessar: muitas vezes fiquei aborrecido porque esse trabalho ficou tanto tempo sem ser publicado, não porque tenha a presunção de que seja muito bom, pois acredito que apresenta muitos erros que me escaparam. Entretanto, fui pelo menos o primeiro – e até agora o único – homem do ramo a estudar a ocorrência dos diamantes em sua matriz no próprio local, e a publicação desse trabalho pelo menos vai poder corrigir as inverdades que o dinamarquês Peter Klausen teve a ousadia de relatar ao mundo com uma autoridade indevida para alguém que nunca pisou nesse local em toda a sua vida. Apesar disso, sua dissertação parece ter tido uma boa aceitação, visto que até Humboldt se baseia nisso na página 278 do seu Kosmos". Essas informações, se verdadeiras, confirmam a primeira descrição científica da Pedra Rica como a de Virgil von Helmreichen.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A Pedra Rica é parte integrante da base da Formação Grão Mogol (Supergrupo Espinhaço), e suas principais características serão descritas em função da geomorfologia regional, geologia e importâncias histórica e econômica devida aos diamantes nela contidos, bem como em outros corpos similares que ocorrem na região.

## Contexto fisiográfico

A Serra do Espinhaço apresenta formas de relevo bastante características e similares, destacando-se certas feições principais moldadas segundo o tipo ou associação de rochas presentes. A oeste da serra, depressões pediplanadas caracterizam o domínio do Embasamento Cristalino. Na zona serrana, os quartzitos, principalmente quando se apresentam com grão fino e alto grau de maturidade (características que são predominantes na área), mostram escarpas com ângulos elevados ou mesmo subverticiais que acompanham uma direção geral nortesul, concordante com a estruturação regional dos dobramentos e do plano de foliação proeminente.

Elevações abruptas como morros testemunhos em superfícies de aplainamento, explicadas pela erosão diferencial, são típicas deste setor serrano. King (1956), reconheceu superfícies de aplainamento cíclicas, das quais, na região do Espinhaço, aparecem as designadas "PósGondwana" e "Sul-Americana", desenvolvidas respectivamente no Cretáceo Superior e Terciário Médio-Superior (Fig.5). Nas proximidades de Grão Mogol, a serra apresenta certas peculiaridades decorrentes do seu afinamento para cerca de 3-7 km, em contraste com as larguras de 60-80 km verificadas na região de Diamantina. As partes aplainadas mais altas (1.200-1.300 m) formaram-se em conseqüência do Ciclo Pós-Gondwana. A superfície em torno de 1.000 m (Sul-Americana) aparece amplamente desenvolvida a leste da serra, sobre rochas do Grupo Macaúbas, mas ocorre também em áreas restritas no Supergrupo Espinhaço, onde chega a formar delgadas cascalheiras cimentadas por lateritas que também são garimpadas para diamantes.

### Geologia

Chaves *et al.* (1999) realizaram mapeamento geológico abrangendo a área centralizada pela cidade de Grão Mogol, na escala de 1:50.000, além de seções estratigráficas localizadas de detalhe nas seqüências pertencentes ao Supergrupo Espinhaço, na faixa que vai desta última cidade até Itacambira, ao sul.

Foram reconhecidos três conjuntos litoestratigráficos maiores, pré-cambrianos, designados de Complexo Basal, Supergrupo Espinhaço (dividido nas formações Resplandecente e Grão Mogol) e Grupo Macaúbas (Figs. 6 e 7).

O Complexo Basal (Arqueano), a oeste da Serra do Espinhaço, constitui-se de biotita gnaisses e migmatitos e o Grupo Macaúbas (Neoproterozóico), a leste, é formado por filitos grafitosos e quartzitos impuros. Ambos não serão detalhados no presente trabalho, do mesmo modo que coberturas lateríticas desenvolvidas no Terciário e dos sedimentos quaternários, os quais complementam o quadro geológico da região.

## Supergrupo Espinhaço em Diamantina e Grão Mogol

No âmbito da porção meridional da Serra do Espinhaço (região de Diamantina), a estratigrafia do Supergrupo Espinhaço está bem definida, tendo sido alvo de numerosas pesquisas nas três últimas décadas. Deve ser ressaltada a existência de um razoável consenso a respeito de uma sedimentação inicialmente do tipo rifte, que em direção ao topo passa para sedimentos transicionais e posteriormente marinhos rasos. As sedimentações das fases rifte e de transição são designadas de Grupo Diamantina, enquanto os depósitos marinhos são conhecidos como Grupo Conselheiro Mata (síntese em Dossin *et al.*, 1990). Esse conjunto encontra-se metamorfizado na fácies xisto verde baixo. A região de



**Figura 5 -** Perfil topográfico aproximadamente leste-oeste da Serra do Espinhaço em Grão Mogol, ressaltando as superfícies de aplainamento "Pós-Gondwana" (PG) e "Sul-Americana" (SA), no sentido de King (1956) (corte A-B conforme figura 6).

**Figure 5** - Topographical profile approximately east-west in the Espinhaço Range in Grão Mogol, standing out the "Pós-Gondwana" (PG) and "Sul-Americana" (SA) plain surfaces, according to King (1956) (A-B cut shown in the figure 6).



**Figura 6** - Geologia e principais áreas de depósitos diamantíferos na região de Grão Mogol (MG), de acordo com Chaves (1997) e Chaves *et al.* (1999).

**Figure 6** - Geology and main diamond-bearing deposits in the Grão Mogol region (MG), according to Chaves (1997) and Chaves *et al.* (1999).

Itacambira-Grão Mogol (Espinhaço Central) encontrase isolada de sua porção meridional por uma faixa de quase 50 km onde só afloram rochas do Grupo Macaúbas, sobrejacentes. Helmreichen (1846) e Derby



Figura 7 - Coluna estratigráfica do Supergrupo Espinhaço na região de Grão Mogol (modificada de Chaves *et al.*, 1999). Figure 7 - Stratigraphic column of the Espinhaço Supergroup in the Grão Mogol region (modified from Chaves *et al.*, 1999).

(1879), já haviam observado que o conjunto quartzítico neste domínio assemelhava-se mais ao da Chapada Diamantina (Bahia), do que propriamente ao aflorante na região de Diamantina. Esta diferença foi também mostrada por Karfunkel & Karfunkel (1976), ao reconhecerem uma coluna estratigráfica de caráter local, devendo "sua validade ser comprovada através de futuros trabalhos detalhados e de âmbito regional", representada pelas formações Itacambiruçu, Resplandecente, Água Preta e Matão, da base para o topo. O mapeamento da região de Grão Mogol, assim como os perfis de detalhe levantados para sul, não confirmaram a estratigrafia levantada no paralelo de Diamantina. Tais estudos indicaram a existência de uma discordância erosiva pronunciada no meio desta següência, permitindo a sua separação em duas unidades distintas, designadas de formações Resplandecente e Grão Mogol (Chaves, 1997; Chaves *et al.*, 1999).

#### Formação Resplandecente

A partir da região de Diamantina em direção a norte, ocorrem sucessivas alternâncias das formações Sopa-Brumadinho e Galho do Miguel. Na zona de fechamento norte de estrutura braquianticlinória do Espinhaço Meridional, afloram apenas rochas da Formação Galho do Miguel,' em decorrência da depressão do eixo dessa estrutura (caimento para norte), que determinou sua cobertura pelo Grupo Macaúbas. Na área ao extremo sul do Espinhaço Central, na correspondente estrutura braquianticlinória de Itacambira, ocorre uma sequência com características idênticas à Formação Galho do Miguel, apresentando os caimentos das dobras maiores para sul. Desta maneira, por seus posicionamentos, espessuras, e características litológicas e faciológicas, a Formação Resplandecente não pode ser correlacionada com a Formação São João da Chapada aflorante no Espinhaço Meridional, conforme sugestões preliminares de Karfunkel & Karfunkel (1976) e Uhlein (1991), e sim à Formação Galho do Miguel. Na região de Grão Mogol, essa unidade é composta por uma sucessão monótona de quartzitos finos, puros, característicos pela presença generalizada de estratificações cruzadas de médio e grande portes, bem como altos ângulos. Excelentes afloramentos estão expostos nas margens do Rio Itacambiruçu, próximo da ponte para Cristália, onde desenvolvem sets cruzados com dezenas de metros de comprimento. Quartzitos com características muito semelhantes ocorrem continuamente em direção ao sul, sempre no mesmo posicionamento estratigráfico, até a região de Itacambira-Botumirim, onde Karfunkel & Karfunkel (1976) definiram a Formação Resplandecente. As características litológicas, assim como a associação de fácies presente na unidade, permitem relacioná-la a um ambiente eólico, com espessura local estimada em 300-350 m (Chaves et al., 1999).

#### Formação Grão Mogol

Os metaconglomerados diamantíferos que ocorrem em ampla região do Espinhaço Central foram inicialmente considerados como pertencentes à "Formação Sopa", situada em discordância sobre o conjunto quartzítico da serra, então incluído na "Série Itacolomi" (Moraes & Guimarães, 1930). No trabalho de Moraes (1934), apresenta-se uma figura de detalhe em Grão Mogol onde é nítida uma discordância



**Figura 8** - O metaconglomerado diamantífero da base da Formação Grão Mogol, jazendo discordantemente sobre *sets* de estratificação cruzada de grande porte da Formação Resplandecente (localidade de Papo d'Ema). Esse efeito estrutural causa a falsa impressão de uma discordância angular entre as duas unidades.

**Figure 8** - The diamond-bearing metaconglomerate of the base of the Grão Mogol Formation, outcropping on giant sets of cross stratification of the Resplandecente Formation (locality of Papo d' Ema). Such structural effect cause the false impression of an angular discordance between these two units.

"angular" entre as duas unidades (Fig.4). Nesse último trabalho, provavelmente, o autor observou o contato da Formação Resplandecente, com suas estratificações cruzadas de alto ângulo, jazendo sob os conglomerados basais da Formação Grão Mogol, conforme depois verificado por Chaves *et al.* (1999). Os levantamentos efetuados por tais autores demonstraram também que essa discordância erosiva ocorre de maneira regional, sendo observada em pelo menos 50 km de extensão para sul, ao longo do perfil longitudinal entre Cristália e Grão Mogol. Os estudos indicaram ainda que a unidade pode ser dividida em dois conjuntos litológicos distintos, designados informalmente de membros inferior e superior.

O membro inferior da Formação Grão Mogol ocorre sempre em discordância erosiva sobre os quartzitos da Formação Resplandecente. Esse nível é composto por metaconglomerados clasto-suportados, na maior parte monomíticos, que se notabilizam pela presença de diamantes. Os corpos são lenticulares, conforme as excelentes exposições encontradas na Pedra Rica, com espessuras variáveis entre 2-3 m (Pedra Rica) até 8-9 m (Córrego das Mortes-Papo d'Ema), onde os afloramentos são mais notáveis (Fig.8). Em geral, predominam os clastos de quartzito (cerca de 80-90%), o restante sendo de quartzo de veio (Chaves *et al.*, 1999), os quais não ultrapassam 20 cm de diâmetro, e estes muitas vezes estão interpenetrados metamorficamente com a matriz quartzítica fina. Onde o pacote apresenta-se mais espesso, nota-se uma estratificação nos metaconglomerados, não observada na região de Diamantina, definindo níveis com 1-2 m de espessura.

O membro superior desta formação aparece em contato concordante sobre os metaconglomerados, onde estes ocorrem, compondo uma sequência de quartzitos finos a médios, micáceos, que podem conter lentes delgadas de quartzitos conglomeráticos e de metaconglomerados matriz-sustentados. Intercalações decimétricas de filito alterado foram notadas no perfil do Papo d'Ema. A presença conspícua de mica (sericita) nos quartzitos lhes confere um aspecto lamelar, com níveis centimétricos a decimétricos dados pela estratificação plano-paralela, que se realçam pela erosão diferencial. A espessura desse nível é de, no máximo, 80 m. As principais estruturas sedimentares observadas são estratificações cruzadas de pequeno porte e de baixo ângulo, muitas vezes acanaladas, além de marcas de ondas com cristas sinuosas. As litologias e estruturas observadas indicam que a seqüência foi depositada em um ambiente fluvial.

# A BACIA SEDIMENTAR DO SUPERGRUPO ESPINHAÇO NA REGIÃO DE GRÃO MOGOL

A distância entre as porções meridional e central da bacia do Espinhaço em Grão Mogol (>200 km), permite que não seja esperada a continuidade direta das formações que envolvem seus depósitos conglomeráticos, os quais caracterizam processos de sedimentação locais e episódicos. Desta maneira, os aspectos paleogeográficos da referida bacia na região de Grão Mogol não são necessariamente relacionáveis com o arcabouço estratigráfico definido no paralelo de Diamantina. Assim, desconsidera-se uma relação direta entre os metaconglomerados da área enfocada com os da Formação Sopa-Brumadinho, enfatizando que: o Conglomerado Sopa foi depositado em legues aluviais e fan deltas, sendo os depósitos desses sistemas de extensões areais restritas em contextos estrutural/tectônico limitados (eg., Garcia & Uhlein, 1987; Dossin et al.,

1990; Martins-Neto, 1993); a constituição largamente polimítica do Conglomerado Sopa contrasta com a dos metaconglomerados de Grão Mogol, os quais apresentam amplo predomínio de clastos de quartzito; a posição estratigráfica diferenciada, onde tais rochas encontramse sobre depósitos correlacionáveis à Formação Galho do Miguel, enquanto em Diamantina os mesmos aparecem sotopostos a esta.

Apesar de estarem amplamente associados a pulsos tectônicos, em planícies entrelaçadas ou leques aluviais dentro de bacias do tipo riftes, pull-aparts ou forelands, muitos conglomerados e depósitos clásticos psamíticos têm sido reinterpretados como formados a partir de processos ligados a eventos de chuvas torrenciais infreqüentes, em ambiente árido, envolvendo porções pequenas das bacias. Os metaconglomerados de Grão Mogol são passíveis de posicionamento neste contexto, onde as largas exposições da Formação Resplandecente sob clima árido, sujeitas a chuvas fortes esporádicas, foram afetadas resultando no retrabalhamento de seus depósitos parcialmente consolidados (Chaves et al., 1999). Para esses autores, tal cemário permitiria a formação de corpos conglomeráticos com seixos na maior parte intrabacinais em um sistema fluvial braided, onde os diamantes estariam sendo transformados. A área-fonte de tais diamantes é ainda desconhecida.

## A PEDRA RICA E A MINERAÇÃO DE DIAMANTES NA REGIÃO

No distrito de Grão Mogol, afloram numerosos corpos de metaconglomerado diamantífero, os quais são aqui inseridos na base da Formação Grão Mogol. A Pedra Rica (Fig.1A), embora não seja o mais potente ou mesmo "vistoso" desses corpos, ganhou notoriedade por ser a primeira rocha hospedeira de diamantes descrita na literatura científica; a dimensão desse afloramento é de cerca de 2-3 m de espessura, por cerca de 10 m de largura segundo alongamento nortesul. Em geral tais conglomerados possuem em torno de 5 m de espessura, atingindo o máximo de 8 m na área do Córrego das Mortes. Entretanto, as mais interessantes exposições encontram-se na localidade de Papo d'Ema, onde as condições de exposição permitem definir com clareza as relações com a unidade subjacente, Formação Resplandecente (Fig.8). Não existem dados a respeito de teores em nenhuma das localidades citadas.

Além do Conglomerado Grão Mogol, diamantes são ainda lavrados na região em depósitos coluvionares (ou "gorgulhos") e aluvionares. Registros históricos sobre o volume de diamantes produzidos são escassos.



**Figura 9 -** Pequeno lote de diamantes produzidos na região de Grão Mogol em 2006 (pedras com peso na faixa de 0,60-0,90 ct), exibindo a ótima qualidade dos mesmos em termos de morfologia e pureza.

**Figure 9 -** Small lot of diamonds produced in the Grão Mogol region in 2006 (stones with 0,60 to 0,90 ct), showing the excellent quality of the same in terms of morphology and clarity.

Helmreichen (1846) mencionou valores de produção em torno de 20.000 ct/ano em 1841, o que representava na época cerca de 20% da produção de Minas Gerais, então largamente a maior do país. Esses dados indicam a importância relativa dos depósitos de Grão Mogol durante o século XIX, quando a cidade chegou a contar com mais que 7.000 habitantes (Helmreichen, 1846), ainda acrescida pela excelente qualidade dos diamantes desse distrito (Fig.9). Chaves et al. (1999) estimaram uma produção regional de 5.000 ct/ano em 1992, em franco declínio, de modo que no biênio 1995-96 tais números caíram para 1.500 ct/ano. Atualmente (2006), segundo informações de garimpeiros experientes da cidade, a produção caiu a níveis mínimos, podendo ser considerada em torno de 100-150 ct/ano. Prevê-se, assim, a rápida extinção da atividade, e a necessidade de novos meios de subsistência para a população mais carente, o que poderia ser alcançado com o incremento do turismo em torno do Parque Estadual de Grão Mogol.

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O sítio Pedra Rica encontra-se na atualidade convenientemente protegido, tendo em vista que se situa em área do Parque Estadual de Grão Mogol. Este parque foi criado em 22 de setembro de 1998, visando preservar recursos hídricos, flora e fauna locais, e se situa integralmente no domínio serrano do município de Grão Mogol. O Rio Itacambiruçú baliza ao sul o parque, e este também é revestido de invulgar beleza cênica (Fig.10). Mais que isso, entretanto, é o fato de que nos últimos 10 anos tem tomado força a nível local uma



**Figura 10** - Vista da invulgar beleza cênica do Rio Itacambiruçú correndo sobre *canyons* arrasados de direção leste-oeste, com numerosas praias às suas margens, observando-se, ao fundo esquerdo, a porção terminal sul do morro da Pedra Rica.

**Figure 10** - Sight of scenic beauty of Itacambiruçú river running on eroded canyons of east-west direction, with numerous beaches to its edges, observing itself to the depth left, the south terminal portion of the Pedra Rica hill.

conscientização ambiental no sentido de proteção da serra em seus recursos naturais como um todo, incluindo assim também seus patrimônios de ordem geológica, onde se insere a própria Pedra Rica, que foi tombada a nível municipal em 2000 (Fig.11). Entretanto, são pouquíssimas as pessoas no município que têm o conhecimento da Pedra Rica como a primeira rocha diamantífera do mundo ou mesmo sua localização exata. Neste sentido, então, sugere-se que palestras periódicas sejam proferidas por pesquisadores de geociências entre o professorado dos ensinos fundamental e médio de Grão Mogol, incluindo-se visitas in loco ao sítio, para que tal fato seja relatado e reconhecido pelos seus habitantes, valorizando a história da mineração e a importância geológica da Serra do Espinhaço nessa região. Essas atividades, em consórcio com a atividade ecoturística que deveria ser estimulada com a criação do Parque, poderiam assegurar alternativas de sustentação da economia municipal, afetada com o declínio da atividade garimpeira.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Chaves, M.L.S.C. 1997. *Geologia e mineralogia do diamante da Serra do Espinhaço em Minas Gerais*. São Paulo, IG-USP, Tese de Doutoramento, 289p.
- Chaves, M.L.S.C.; Karfunkel, J.; Addad, J. 1999. Geologia da região diamantífera de Grão Mogol (MG). *Geociências*, **18**:129-155.



**Figura 11 -** Caminho da cidade de Grão Mogol em direção à Pedra Rica, ilustrando as placas informativas no trecho e a preocupação a nível municipal de preservação inclusive dos patrimônios geológicos locais.

**Figure 11** - Way of the Grão Mogol town in direction to the Pedra Rica hill, illustrating the informative plates in the stretch and the preoccupation of the municipality to the preservation also of the local geologic patrimonies.

Claussen, P. 1841a. Gisement des diamants dans le grès rouge ancien. *L'Institut*, Paris, n.397, p.266.

- Claussen, P. 1841b. Notes géologiques sur la province de Minas Geraes, au Brésil. *Academie Royale de Sciences et Belles Lettres, Bulletin*, Bruxeles, v.8, p.322-344.
- Derby,O.A. 1879. Observações sobre algumas rochas diamantíferas de Minas Geraes. *Archivos do Museu Nacional*, Rio de Janeiro, v.4, p.21-132.
- Derby, O.A. 1882. Modes of occurrence of the diamond in Brazil. *American Journal of Science*, **24**:34-42.
- Dossin, I.A.; Dossin, T.M.; Chaves, M.L.S.C. 1990. Compartimentação estratigráfica do Supergrupo Espinhaço em Minas Gerais: os grupos Diamantina e Conselheiro Mata. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**:178-186.
- Garcia,A.J.V.; Uhlein,A. 1987. Sistemas deposicionais do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina (MG). In: Simpósio sobre Sistemas Deposicionais no Pré-Cambriano, Ouro Preto, 1987, Anais... Ouro Preto, SBG-MG, p.113-135.
- Gorceix, H. 1884a. Nouveau mémoire sur lê gisement du diamant à Grão Mogol, Province de Minas Geraes (Brésil). *Comptes Rendus des Séances de l'Academie des Sciences*, Paris, v.98, p.1010-1011.
- Gorceix,H. 1884b. Gisement de diamant de Grão-Mogor, province de Minas Geraes, Brésil. *Bulletin de la Société Mineralogique de France*, Paris, v.12, p.538-545.
- Harlow, GE. 1998. The world's great diamonds. *In*: GE. Harlow (ed.) *The nature of diamonds*. Cambridge, Cambridge University Press, p.105-115.
- Helmreichen, V.v. 1846. Über das geognostische Vorkommen der Diamanten und ihre Gewinnungs-methoden auf der Serra do Grão Mogor. Wien, Braunmüller & Seidel, 74p.

- Helmreichen, V.v. 1847. Versammlungs-Berichte. Berichte über die Mittheilungen von Freuden der Naturwissenschaften in Wien, n.10, p.137-151 (trad. E.C. Renger & F.E. Renger, Obras Várias de Virgil von Helmreichen 1805-1852, Belo Horizonte, 2002, Fundação João Pinheiro).
- Heusser, J.C.; Claraz, G. 1859. Über die wahre Lagerstätte der Diamanten in Brazilien und anderer Edelsteine in der Provinz Minas Geraes, in Brazilien. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, Berlin, v.11, p.448-466.
- Karfunkel, B.; Karfunkel, J. 1976. Geologia da Serra do Espinhaço no norte de Minas Gerais (Itacambira – Botumirim). In: Congr. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Anais do...*, p.169-177.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, **18**:147-265.
- Martins-Neto, M.A. 1993. The sedimentary evolution of a Proterozoic rift basin: the basal Espinhaço Supergroup, Southern Serra d Espinhaço, Minas Gerais, Brazil. Freiburg, Albert-Ludwigs Universität, Tese de Doutoramento, 155p.
- Moraes, L.J. 1934. Depósitos diamantíferos no norte do Estado de Minas Gerais. *Boletim DNPM/SFPM*, **3**:1-61.
- Moraes, L.J.; Guimarães, D. (1930) Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **2**:153-186.

- Silva, J.B.A. 1792. Mémoire sur les diamants du Brésil. *Annales de Chimie e Physique*, Paris, v.1, p.82-88.
- Spix, J.B.v.; Martius, C.F.P.v. 1828. *Reisen in Brazilien in den Jahren 1817 bis 1820 gemacht*. München, Zweiter Theil, 3vol.
- Uhlein, A. 1991. Transição cráton-faixa dobrada: um exemplo do Cráton São Francisco e da Faixa Araçuaí (Ciclo Brasiliano) no Estado de Minas Gerais. São Paulo, IG-USP, Tese de Doutoramento, 295p.
- Wikipedia. 2006. http://pt.Wikipedia.org (Acesso em 22/11/2006).

<sup>1</sup> Centro de Pesquisas Prof. Manoel Teixeira da Costa, Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627. Belo Horizonte – MG. CEP 31.270-901. Pesquisador CNPq. E-mail: mchaves@igc.ufmg.br.

<sup>2</sup> Instituto de Geociências da Universidade
Federal de Minas Gerais. Av. Antônio Carlos 6627.
Belo Horizonte – MG. CEP 31.270-901.

• Trabalho divulgado no site da SIGEP<http:// www.unb.br/ig/sigep>, em 1/12/2006, também com versão em inglês.



#### MARIO LUIZ DE SÁ CARNEIRO CHAVES

Nasceu no Rio de Janeiro em 1957. Graduou-se em Geologia pela Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (1981). Realizou pós-graduações na Universidade Federal do Rio de Janeiro (Mestrado, 1987), na Universidade de São Paulo (Doutorado, 1997) e tem um Pós-doutorado na Universidade Federal de Minas Gerais (2005). Atualmente é Professor Associado do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais, onde ingressou em 1984. Suas principais linhas de pesquisa incluem: Mapeamento Geológico, Prospecção Mineral e Mineralogia, desenvolvidas no Centro de Pesquisa Prof. Manoel Teixeira da Costa (IGC/UFMG), e coordena estudos nas áreas de geologia, mineralogia e prospecção de diamantes. É Editor Regional da Revista Geociências, UNESP (Rio Claro/SP) e Pesquisador CNPq.



#### LEILA BENITEZ

Natural de Cambé (PR), é geógrafa pela Universidade Estadual de Londrina (2000), onde foi professora de geomorfologia (2001-2002). Mestre em Geologia pela Universidade Federal de Minas Gerais, concluiu sua dissertação em 2004 estudando a gênese/datação de depósitos diamantíferos quaternários. Atualmente desenvolve doutoramento nesta Universidade, e pesquisa macrocaracterísticas de lotes de diamantes das províncias diamantíferas mineiras, visando a definição de metodologia que possa auxiliar na identificação da procedência desses lotes, uma das exigências para emissão do "Certificado Kimberley". Tem atuado em diversos projetos de pesquisa, principalmente na área de mapeamento geológico/mineralogia com o Prof. Mario L.S.C. Chaves, participando das propostas, já aceitas, de descrição dos sítios "Canyon do Talhado" e "Cachoeira da Casca d'Anta", ambos em Minas Gerais.



#### **KERLEY WANDERSON ANDRADE**

Nascido em Contagem (MG), graduou-se no Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (2008), onde atualmente prepara sua Dissertação de Mestrado. Teve experiência prévia como guia de ecoturismo na região da Serra da Canastra, durante o período 2000-2003. Desde 2005 até o final do curso, foi Bolsista de Iniciação Científica no grupo de pesquisas coordenado pelo Prof. Mario L.S.C. Chaves, efetuando estudos na área de geologia, prospecção e mineralogia do diamante, sendo ainda no presente co-responsável pelo Laboratório de Minerais Pesados do CPMTC/IGC. Participou das propostas, já aceitas, de descrição dos sítios geológicos , "Canyon do Talhado" e "Cachoeira da Casca d'Anta", ambos em Minas Gerais.





# Granito do Cabo de Santo Agostinho, PE

Uma rara ocorrência de granito cretáceo no Brasil

A REGIÃO DO CABO DE SANTO AGOSTI-

SIGEP 111

NHO, litoral sul pernambucano, reúne num único local geologia, história e turismo. Nesta área, encontra-se o Granito do Cabo de Santo Agostinho (ou apenas Granito do Cabo), um corpo semicircular com 4 km<sup>2</sup> de área aflorante, representando um raro exemplo de granito com idade cretácea do Brasil (102 ± 1 Ma). Geologicamente, o Granito do Cabo apresenta uma fácies principal com textura média, equigranular, que engloba autólitos de microgranito. Petrograficamente, ele se classifica como álcali-feldspato granito, tendo ortoclásio, quartzo e plagioclásio sódico, além de anfibólio (riebequita-arfvedsonita), magnetita, alanita, fluorita e zircão como acessórios. Na mesma época em que se dava a colocação do referido granito, ocorria nas áreas adjacentes um importante vulcanismo básico a ácido (basaltos a riolitos). Assim, há 102 Ma, a região era palco de intensa atividade magmática. As rochas do Granito do Cabo fazem parte de uma associação vulcano-plutônica alcalina, de composição ácida, gerada por fusão da crosta continental. Recentemente, historiadores demonstraram que há cerca de 400 anos, em 26/01/1500, o navegador espanhol Vicente Yañez Pinzón desembarcou na baía de Suape, cerca de três meses antes de Pedro Álvares Cabral chegar ao Brasil. No promontório granítico, foram edificados inúmeros monumentos associados a então Vila de Nazaré; restos desses monumentos foram transformados no Parque Metropolitano Armando de Holanda Cavalcanti, a saber: a Igreja Nossa Senhora de Nazaré, as ruínas do Forte Castelo do Mar, o Quartel Velho, o Convento Carmelita, o Cemitério da Vila de Nazaré e a Casa do Faroleiro. O turismo é uma das principais atividades da região para o que colabora a existência de belíssimas praias, com destaque para as de Gaibu, Calhetas, Paraíso e Suape.

**Palavras-chave:** Granito do Cabo; Província Magmática do Cabo; Bacia de Pernambuco; geologia; história; geoturismo Marcos Antonio Leite do Nascimento<sup>1</sup> Zorano Sérgio de Souza<sup>2</sup>

# Cabo Santo Agostinho Granite, State of Pernambuco

- A rare occurrence of cretaceous granite in Brazil

The Cabo de Santo Agostinho region, south coast of Pernambuco, has geological, historical and touristic aspects gathered in the same geographical area. There, it is found the Cabo de Santo Agostinho Granite (or just Cabo Granite), a semi-circular body with about 4 km<sup>2</sup>, representing a rare example of cretaceous granite in Brazil (102  $\pm 1$  Ma). The Cabo Granite presents one main facies with equigranular, medium-grained texture, hosting microgranite autoliths. Petrographically, they are alkali-feldspar granites, with orthoclase, guartz and sodic plagioclase, besides amphibole (riebeckite-arfvedsonite), magnetite, allanite, fluorite and zircon. At the same time the Cabo Granite emplacement occurred, an important basic to acidic (basaltic to rhyolitic) volcanism was happening in adjoining area. So, about 102 Ma ago the region was the locus of a relatively voluminous volcano-plutonic magmatism. The rocks of the Cabo Granite comprise an acidic, alkaline, volcano-plutonic association, generated by partial melting of the continental crust. Recently, history researchers demonstrated that 400 year ago (26 January 1500), the Spanish navigator Vicente Yañez Pinzón landed on the Suape bay, about three months before the Pedro Álvares Cabral arrival in Brazil. On the granitic promontory, several buildings were constructed (as the Nazaré village), now transformed in the Metropolitano Armando de Holanda Cavalcanti Park. This one is formed by the Nossa Senhora de Nazaré Church and the ruins of the Castelo do Mar Fort, Old Quarter, Carmelita Convent, Vila de Nazaré Cemetery and the Lighthouse Keeper. The touristic activity is one of the most important in the region, mainly because of the marvellous beaches, as those of Gaibu, Calhetas, Paraíso and Suape.

**Key words:** Cabo Granite; Cabo Magmatic Province; Pernambuco Basin; geology; history; geotourism

## INTRODUÇÃO

A região do Cabo de Santo Agostinho, litoral sul de Pernambuco, reúne geologia, história e turismo, constituindo-se, desta forma, em um Sítio Ígneo e/ou Geoturístico.

Geologicamente, representa uma região onde afloram rochas graníticas de idade cretácica, com recentes datações <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar indicando a colocação das mesmas em 102±1 Ma. O referido granito faz parte das rochas ígneas da Província Magmática do Cabo, que se distribuem ao longo da bacia sedimentar de Pernambuco.

Além disso, historiadores mostram que em 26 de janeiro de 1500, ou seja, três meses antes de Pedro Álvares Cabral chegar ao Brasil, a região havia recebido a visita do navegador Vicente Yañez Pinzón, o qual desembarcou na baía de Suape. Desta forma, a área de ocorrência do Granito do Cabo é, para alguns historiadores, o marco da chegada dos europeus ao Brasil. Neste local, encontram-se, ainda, construções do século XV, com destaque para a Igreja de Nazaré e as ruínas do Convento Carmelita e do Forte Castelo do Mar, bem como as belíssimas praias de Gaibu, Calhetas, Paraíso e Suape.

# LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA E GEOLÓGICA

O Granito do Cabo de Santo Agostinho situa-se a, aproximadamente, 36 km a sul da cidade de Recife (PE) e cerca de 9 km a SE da cidade do Cabo de Santo Agostinho (Fig. 1), com o centro do corpo tendo coordenadas geográficas 8°20'57" S e 34°56'49" W. O acesso pode ser feito partindo-se de Recife através da BR-101 até a cidade do Cabo de Santo Agostinho; a partir daí, toma-se a rodovia estadual PE-60 até o encontro com a rodovia PE-28, esta última levando a região do granito. Ao redor do corpo, são mais comuns estradas carroçáveis e caminhos.



Figura 1 - Mapa de localização do Granito do Cabo de Santo Agostinho, com visão aérea do referido granito.Figure 1 - Geographic location and aerial view of the Cabo de Santo Agostinho granite.

### Geologia

Há cerca de 102 milhões de anos, enquanto se dava a colocação do Granito do Cabo, ocorria nas áreas adjacentes um importante vulcanismo ácidobásico intrusivo (diques e *plugs* riolíticos), extrusivo (riolitos, basaltos, traquitos) e mesmo explosivo (ignimbritos), formando a denominada Província Magmática do Cabo, ou seja, a região que compõe a Bacia de Pernambuco era palco de intensa atividade magmática, bem distinta da tranqüilidade observada hoje em dia.

Esta bacia inclui uma estreita faixa de rochas sedimentares e magmáticas no Nordeste do Brasil, aflorante no litoral a sul de Recife (PE). Na porção emersa, uma unidade siliciclástica de idade Aptiana-Albiana, a Formação Cabo, materializa o estágio rifte de evolução da referida bacia. Unidades carbonáticas (Formação Estiva) e siliciclásticas (Formações Algodoais e Barreiras), cuja idade varia do Cretáceo superior ao Neógeno-Quaternário, definem o seu estágio drifte.

O arcabouço estrutural da Bacia de Pernambuco foi definido principalmente no Eo-Cretáceo superior (Aptiano-Albiano), antes e durante o alojamento das rochas magmáticas (Lima Filho, 1998; Jardim de Sá *et al.*, 2003). Em escala regional, as principais estruturas são os *grabens* assimétricos do Cupe e de Piedade, separados pelo Alto de Santo Agostinho (Lima Filho, 1998). Essas estruturas envolvem os pacotes mais espessos da Formação Cabo, bem como o maior volume de rochas magmáticas.

De acordo com alguns autores (Sial 1976, Vandoros & Valarelli 1976, Sial et al. 1987), o Granito do Cabo estaria relacionado aos últimos estágios da separação continental entre América do Sul e África. Sial et al. (1987) ainda sugerem que o traço fóssil da Pluma de Ascenção intercepta o local onde hoje está o Granito do Cabo, podendo o mesmo também estar associado aos granitos anorogênicos da Nigéria (no lado africano). Trabalhos mais recentes (Chang et al. 1992, Lima Neto 1998) mostram que esse magmatismo pode refletir anomalias térmicas associadas com a quebra do continente Gondwana e, possivelmente, a migração da placa Sul-Americana sobre a pluma de Santa Helena. A presença desta pluma na região da Bacia de Pernambuco durante o cretáceo é corroborada por trabalhos de Wilson (1992), O'Connor & Le Roex (1992) e Golonka & Bocharova (2000).

Dentre as rochas da Província Magmática do Cabo destaca-se o Granito do Cabo, o qual forma um promontório com altura máxima de 60m na costa sul do Estado de Pernambuco, entre as vilas de Gaibu e Suape. A sua borda oeste é parcialmente coberta por rochas sedimentares das formações Algodoais e Barreiras, enquanto que as margens norte, leste e sul limitam-se com o Oceano Atlântico (Fig. 1).

O granito ocorre como um *stock* semicircular, com cerca de 4 km<sup>2</sup> de área aflorante (ver mapa geológico – Fig. 2). Utilizando dados geofísicos (Araújo, 1994), poços rasos (Amaral & Menor, 1979), dados estruturais e geológicos de superfície, Cruz (2002) interpretou o Granito do Cabo como tendo uma forma tabular e posicionamento intrusivo nas rochas siliciclásticas da Formação Cabo (ver seção na Fig. 2).

As rochas do Granito do Cabo podem ser individualizadas em duas fácies principais (Fig. 3a). A principal, dominante no corpo, apresenta textura média a grossa, com cor cinza esbranquiçada a rósea. A segunda é formada por autólitos de microgranitos, de textura fina, cor cinza, formas irregulares ou ocasionalmente elípticas, principalmente nas bordas nordeste e leste. No extremo leste, ocorre um extenso cordão de brechas magmáticas (Fig. 3b), contendo fragmentos caóticos e blocos de granito equigranular com textura mais fina do que a rocha hospedeira. Em ambas as fácies, ocorrem cavidades miarolíticas de dimensão milimétrica a decimétrica, contendo cristais euédricos de quartzo bipiramidal e turmalina preta. Essas cavidades são geradas pela desgaseificação de uma fase fluida sob baixa pressão litostática, com uma estimativa de cerca de 1 a 2 km de profundidade (Thorpe & Brown, 1999). Essas cavidades, juntamente com a presença abundante de textura granofírica, indicam que o Granito do Cabo cristalizou em alto nível crustal (Long et al. 1986, Nascimento et al., 2002).

Na borda sul do Granito do Cabo, também se observam rochas de textura média, equigranulares, representadas por monzonitos, mostrando contatos abruptos com a fácies principal do corpo granítico (Fig. 3c). Em escala macroscópica, os monzonitos podem ser distinguidos através de sua cor escura e por ausência de quartzo.

Nas bordas sul e nordeste do Granito do Cabo ocorrem diques de pseudotaquilito, que cortam tanto o granito quanto o monzonito (Figs. 3d, f), marcando uma fase rúptil que afetou esses litotipos. Usualmente, os pseudotaquilitos são de cor preta e textura criptocristalina a vítrea, apresentando clastos angulares ou subarredondados do granito e do monzonito.



Kc Formação Cabo: conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos

NQb

KPa

Ke

0

Figura 2 - Mapa Geológico detalhado do granito do Cabo Santo Agostinho (Nascimento 2003), com seção esquemática oeste-leste (Modificada de Cruz 2002).

Figure 2 - Geological map of the Cabo de Santo Agostinho granite (Nascimento 2003) and schematic W-E cross section (modifield after Cruz 2002).

Riolitos tardios de textura média a grossa, porfirítica, contendo fenocristais milimétricos de quartzo e sanidina, ocorrem como diques de direção leste-oeste (Fig. 3e), com mergulho subvertical (maior que 70°) ou baixo (15°- 25°). Essa orientação sugere um eixo de distensão nortesul na época de alojamento dos mesmos. Esses diques apresentam contatos intrusivos com o Granito do Cabo, com o monzonito, e com pseudotaquilitos (Fig. 3f).



**Figura 3** - Aspectos de campo do Granito Cabo de Santo Agostinho e rochas associadas. (a) Granito porfirítico (com fenocristais de quartzo e sanidina), contendo autólito equigranular de microgranito na poção central da figura. (b) Brecha magmática, onde fragmentos de hospedeiro têm composições semelhantes. (c) Contato abrupto entre granito (tipo predominante na área) e monzonito. (d) Dique de pseudotaquilito cortando o Granito do Cabo. (e) Dique de riolito tardio, direcionado leste-oeste, cortando o Granito do Cabo. (f) Dique similar ao anterior, truncando o Granito do Cabo e o pseudotaquilito.

**Figure 3** - Field aspects of the Cabo de Santo Agostinho granite and associated rocks. (a) Porphytitic (quartz and danidine phenocrysts) granite bosting, elliptical, equigranular, microgranite. (b) Magmatic breccia with the same components as in (a). (c) Abrupt contact betweem the monzonite and the granite. (d) Pseudotachylyte veins (black) crosscutting the Cabo de Santo Agostinho granite. (e) E-W directed younger rhyolite diks crosscuting the Cabo de Santo Agostinho granite. (f) The same rhyolite dike crosscuting both the Cabo de Santo Agostinho granite and Pseudotachylyte.

## Petrografia

A composição modal e as texturas das rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho são bastante homogêneas. Predominam rochas equigranulares, de textura média a grossa, hololeucocráticas, de composição álcali-feldspato granito (em virtude do caráter albítico do plagioclásio) e coloração cinza esbranquiçada a rósea. A mineralogia essencial é representada por feldspatos (ortoclásio e plagioclásio) e quartzo, perfazendo mais de 90% do conjunto de minerais. O mineral máfico principal é o anfibólio (riebequita-arfvedsonita, Fig. 4a) que pode atingir até 4%. Também ocorrem como acessórios opacos, alanita, fluorita, zircão, biotita, epídoto e carbonato. Algumas amostras de borda do corpo, mesmo sem marcas de intemperismo, mostram alteração marcante dos feldspatos para uma mica branca fina (sericita). Os autólitos de microgranito, englobados pelo Granito do Cabo, apresentam textura fina e coloração cinza, com mineralogia similar a da fácies principal.

Em seções delgadas, observam-se raros cristais de plagioclásio ( $An_{3-6}$ ) com geminação polissintética, hábito tabular subédrico e dimensões de até 0,6 mm, sendo comumente circundado por uma orla de feldspato potássico. Este ocorre como ortoclásio, predominando grãos subédricos com até 0,5 mm de tamanho. Encontram-se freqüentemente sericitizados. Mostram evidências de reação com o magma, já que suas bordas são em parte corroídas ou arredondadas. Uma feição marcante é a textura granofírica, representada principalmente pelos tipos franja radial (Fig. 4b) e esferulítica. O quartzo apresenta-se em cristais anédricos ou subédricos (seções basais hexagonais, prismáticas ou biterminadas), de tamanho inferior a 0,6 mm, com extinção ondulante e forma globular típica de intrusões hipabissais.

Texturas de embaiamento de quartzo são abundantes, evidenciando sua formação em profundidade e posterior reequilíbrio químico com o líquido magmático a pressões menores. Uma segunda geração de quartzo  $(Qz_2)$  tem hábito anédrico, intersticial, sendo observado ao longo da clivagem do K-feldspato ou em fraturas.

O anfibólio ocorre como cristais alongados e/ou aglomerados de pequenos cristais anédricos ou subédricos, sempre menores que 0,5 mm. Características óticas tais como forte pleocroísmo com cores variando de azul escuro (Z) a verde claro (X), baixo ângulo de extinção (Z^c = 5-10°), ângulo ótico  $2V_x=80°$  e elongação negativa permitem classificá-lo como riebequita ou arfvedsonita. É considerado um mineral de cristalização tardia, possivelmente em estágio *subsolidus*, em função de seu hábito intersticial ou



**Figura 4 -** Aspectos microscópicos do Granito do Cabo de Santo Agostinho. (a) Anfibólio do tipo riebequita-arfvedsonita, imerso em uma matriz equigranular contendo quartzo, ortoclásio e opaco. (b) Textura granofírica na forma de franja radial.

**Figure 4** - Microscopic aspects of the Cabo de Santo Agostinho granite. **(a)** Amphibole (riebeckite-arfvedsonite) within an equigranular matrix with quartz, orthoclase and ore. **(b)** Radial fringe-like granophyric texture.

esquelético. Muitas vezes, mostra transformação para carbonato, biotita e opacos (Op). Estes últimos ocorrem sob duas formas texturais. O Op, é predominantemente magnetita ocorrendo como pequenos cristais na matriz quartzo-feldspática. São grãos subédricos de hábito quadrático e tamanho inferior a 0,3 mm. Uma segunda geração de opacos (Op,) mostra-se como cristais anédricos gerados a partir da transformação de anfibólio. A alanita ocorre como pequenos cristais anédricos com tamanho inferiores a 0,2 mm, dispersos na matriz quartzo-feldspática. O zircão representa o mineral de cristalização mais precoce, ocorrendo como inclusões nos demais minerais e com tamanho inferior a 0,2 mm. Fluorita, biotita e epídoto são encontradas raramente como grãos pequenos (< 0,2 mm), com os dois últimos representando produtos de transformação de anfibólio, onde preenchem fraturas ou se acomodam em seus planos cristalográficos e terminações. Turmalina e quartzo são encontrados nas cavidades miarolíticas, tendo usualmente hábito prismático euédrico.

#### Geoquímica e Petrogênese

Dados geoquímicos obtidos recentemente (Nascimento, 2003) para essas rochas mostram SiO<sub>2</sub> variando de 70,2 a 75,5%, com baixos teores de CaO (0,06-0,61%) e MgO (0,10-0,27%). O somatório de álcalis (TAS = Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O) é da ordem de 9%, com razões A/



**Figura 5** - Diagramas geoquímicos para as rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho. (a) Total de álcalis *versus* sílica (TAS, Le Maitre, 1989), com o limite entre séries subalcalina e alcalina segundo Myashiro (1978). (b) Diagrama de Wright (1969), definindo a natureza alcalina do Granito do Cabo de Santo Agostinho.

**Figure 5** - Geochemical diagrams for the Cabo de Santo Agostinho pluton. (a) Total alkali-silica diagram after Le Maitre (1989) with the limit of the subalkaline and alkaline series according to Myashiro (1978). (b) Wright's (1969) diagram defining the alkaline nature of the Cabo de Santo Agostinho granite. NK=1,04-1,09 e A/CNK=0,99-1,08. O coríndon normativo é menor que 0,5. Em diversos diagramas geoquímicos, incluindo Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O vs. SiO<sub>2</sub>, R1-R2 e o índice de Wright (1969), todas as amostras confirmam a sua natureza alcalina (Fig. 5). Os padrões de ETR mostram fracionamento dos termos leves (LaN/ YbN=4,7-58,4) e forte anomalia negativa de Eu (Eu/ Eu\*=0,06-0,15), sugerindo o controle pelo fracionamento de feldspatos. Diagramas discriminantes clássicos do tipo Rb versus Y+Nb e Nb versus Y, ou multielementos normalizados com respeito a granitos de cadeia oceânica (ORG; Pearce et al., 1984), onde há forte anomalia negativa de Ba e positiva de Ta-Nb, sugerem um ambiente intracontinental para as rochas em tela. Isto corrobora a interpretação de que naquela época (102 Ma), esta porção da placa sul-americana ainda se encontrava ligada à parte correspondente da placa africana (vide discussão no item geologia).

Razões entre elementos compatíveis e incompatíveis e modelamentos geoquímicos sugerem que a cristalização fracionada foi o mecanismo petrogenético predominante na geração das rochas do Granito do Cabo. A hipótese de cristalização fracionada foi testada por meio do balanço de massa de óxidos, utilizando-se o programa XLFRAC (Stormer Jr. & Nicholls, 1978). Dentre as amostras do Granito do Cabo, foram selecionadas a menos diferenciada, representando o líquido inicial (L<sub>o</sub> = MD-35B) e a mais evoluída, que seria o líquido mais diferenciado ( $L_1 = MD-08$ ), ambas com composições em óxidos recalculadas a 100% em base anidra. Foram feitas combinações de diversos minerais como constituintes do cumulado e calculados os erros estatísticos e graus de diferenciação. Como resultado, um cumulado formado por K-feldspato (49,9%), plagioclásio (An20; 37,5%), biotita (6,5%) e magnetita (6,1%), para uma taxa de cristalização de 23% e um erro estatístico ( $\Sigma r^2$ ) de 0,25. Simulações feitas com quartzo, hornblenda, clinopiroxênio e apatita, juntos, separados ou em combinações diversas, resultaram em erros muito elevados (> 20) ou taxas de cristalização negativa, sem significado. Portanto, o resultado aqui obtido é o mais coerente com a composição petrográfica observada para as amostras do Granito do Cabo. O cumulado acima determinado foi testado com respeito aos elementos terras raras, aplicando-se a equação de cristalização fracionada segundo Rayleigh (1896). Como resultado, obteve-se um ajuste razoável entre os espectros do líquido mais evoluído ( $L_1 = MD-08$ ) e aqueles calculados ( $L_1$ ) para taxas de cristalização entre 15% e 30%. Todavia, o melhor ajuste foi encontrado com a adição de pequenas quantidades de alanita (0,5%), titanita (0,3%) e zircão (0,1%) ao cumulado. Este resultado também se mostrou coerente com os demais elementos traços.

Isótopos de Sr e Nd revelam altas razões iniciais de Sr ( $I_{sr}$ >0,7084) e épsilon de Nd (t=102 Ma) negativo (-2,02 a -3,31), caracterizando fonte crustal, com idade mesoproterozóica ( $T_{DM}$  = 0,94-1,03 Ga). Modelamentos petrogenéticos utilizando Yb e La/Yb normalizados mostram que seria necessária uma taxa de fusão da crosta continental da ordem de 18% para geração dessas rochas, cuja fonte teria até 2% de granada, além de 7% de anfibólio e 7% de biotita.

#### Geocronologia

As primeiras idades absolutas obtidas para as rochas da Província Magmática do Cabo foram reportadas por Vandoros et al. (1966), com valores variando entre 99 e 85 Ma pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, onde o Granito do Cabo apresentava-se idades entre 91 e 87 Ma. Em reavaliação, desses mesmos dados, Vandoros & Valarelli (1976) estabeleceram um novo intervalo de idade entre 114 e 90 Ma. Posteriormente, Long et al. (1986) definiram a idade do Granito do Cabo, através de uma isócrona Rb-Sr (rocha total), obtendo 105±1,8 Ma e razão inicial ( $I_{sr}$ ) de 0,7084±0,0011. Lima Filho & Szatmari (2002) obtiveram a primeira idade <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar (rocha total) para este granito, com valor de 111,2±1,3 Ma. Mais recentemente, Nascimento (2003) e Nascimento et al. (2003) analisaram, pelo método <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar utilizando a técnica de aquecimento incremental a laser, 3 grãos de feldspato, 3 de biotita e 3 de anfibólio. Os 9 cristais definiram excelentes platôs, indicando idades médias ponderadas de, respectivamente, 101,8±0,5, 102,1±1,5 e 103±3 Ma (Fig. 6). A ausência de uma diferença estatística significativa nas idades calculadas para os 3 minerais sugere que o Granito do Cabo experimentou uma história de resfriamento relativamente rápida durante seu alojamento há cerca de 102±1 Ma.

## **HISTÓRIA**

Em 1902, John Casper Branner fez uma das primeiras menções ao Granito do Cabo de Santo Agostinho no seu trabalho clássico denominado Geology along the Pernambuco coast south of Recife, publicado no Geological Society of America Bulletin. Historiadores (Guedes, 1975; Abreu, 1976) mencionam que em 26 de janeiro de 1500, cerca de três meses antes do feito histórico de Pedro Álvares Cabral que culminou com o Descobrimento do Brasil, Vicente Yañez Pinzón desembarcava no ponto mais ocidental do Estado de Pernambuco, ancorando na baía de Suape. Sobre o promontório granítico, foram edificados inúmeros monumentos que faziam parte da Vila de Nazaré e hoje transformados no Parque Metropolitano Armando de Holanda Cavalcanti. Este parque é formado pela Igreja Nossa Senhora de Nazaré (Fig. 7a), sendo um dos monumentos mais importantes da região. Não se tem conhecimento da data exata da sua construção. Sabe-se, apenas, que ela já existia no final do século XVI, quando servia de referência aos navegadores. Situa-se no ponto mais alto do referido granito. Suas paredes foram erguidas usandose óleo de baleia para unir blocos de pedras retirados do próprio granito. Os sinos da igreja são os originais e ainda são tocados até hoje para chamar os fiéis para a missa.

Neste parque, encontram-se, ainda, as ruínas do Forte Castelo do Mar ou Forte de Nazaré, uma edificação militar portuguesa (Fig. 7b), erguida em pedra e cal, em 1631, pelo Conde de Bagnoli. Esta fortaleza servia de proteção contra invasões ao Porto de Nazaré. Representa um dos principais cartões postais da região. Próximo a este forte, no alto do morro, ainda podem ser vistas as ruínas do Quartel Velho (Fig. 7c), erguido pelo Conde de Bagnoli, e que servia de apoio para o Forte Castelo do Mar.



**Figura 6** - Idades <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar (desvios de  $2\sigma$ ) obtidas em minerais do Granito do Cabo de Santo Agostinho. **Figure 6** - <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar ages ( $2\sigma$  deviation) for minerals of the Cabo de Santo Agostinho granite.



**Figura 7 -** Aspectos históricos da região do Granito do Cabo de Santo Agostinho. (**a**) Igreja Nossa Senhora de Nazaré. (**b**) Ruínas do Forte Castelo do Mar (ou Forte de Nazaré), erguido em 1631, com o Porto de Suape ao fundo. (**c**) Ruínas do Quartel Velho que servia de apoio ao Forte Castelo do Mar. (**d**) Ruínas do Convento Carmelita, construção luso-brasileira iniciada 1692 e concluída em 1731. (**e**) Cemitério da Vila de Nazaré, construído no século XIX. (**f**) Ruínas da Casa do Faroleiro, construída entre 1882 e 1883.

**Figure 7** - Historical aspects of the Cabo de Santo Agostinho granite. (a) Nossa Senhora de Nazaré Church. (b) Ruins of the Castelo do Mar Fort (or Nazaré Fort), built in 1631, with the Port of Suape in second plan. (c) Ruins of the Old Quarters, which served as a point of support to the Castelo do Mar Fort. (d) Ruins of the Carmelita Convent, a Luso-Brazilian building started in 1692 and ended in 1731. (e) Vila de Nazaré cemetery built in the XIX century. (f) Ruins of the Lighthouse keeper House, built between 1882 and 1883.

Na antiga Vila de Nazaré, encontram-se também as ruínas do Convento Carmelita (Fig. 7d), uma construção lusobrasileira iniciada em 1692 e concluída em 1731, ao lado da Igreja de Nazaré. Nas ruínas deste convento, ainda pode ser observado o lavatório utilizado pelas freiras na época. Já no século XIX foram construídos o Cemitério da Vila de Nazaré (Fig. 7e) para o descanso eterno dos entes queridos e a Casa do Faroleiro (entre 1882 e 1883, Fig. 7f), que se destinava à morada do faroleiro e como depósito de equipamentos do farol.

## **GEOTURISMO**

A região em lide apresenta forte potencial para o desenvolvimento de atividades como o Geoturismo, que trata da modalidade de turismo que se desenvolve em bases geocientíficas e sustentáveis e visa promover a conservação do patrimônio geológico. De modo geral, este se encontra ameaçado devido à falta de conhecimento sobre a sua real importância e, também, em função da ausência de medidas legais de proteção.

Contudo, apesar do turismo ser uma das principais atividades da região, ele ocorre basicamente em função das belíssimas praias, com destaque para as de Gaibu, Calhetas, Paraíso e Suape (Fig. 8). A Praia de Gaibu é uma das mais badaladas do litoral sul pernambucano. Uma das atrações principais é escalar o granito para apreciar um belo visual do mar e para conhecer a Praia de Calhetas, a qual encontra-se encravada entre rochas do granito e coqueirais. Esta pequena baía é considerada uma das mais belas praias do Brasil, sendo procurada para pesca submarina e mergulho.

A Praia de Paraíso é a menor da região, com pequenos afloramentos de rochas graníticas na areia, tornando a paisagem ainda mais bela. É imperdível observar a paisagem de toda a baía de Suape a partir dos diversos mirantes no local.

Finalmente, a Praia de Suape mostra águas cristalinas e mornas, com mar pouco profundo e poucas ondas, propício para banhos e excelente para os esportes náuticos.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A região, de beleza rara, onde se encontra o Granito do Cabo está inserida no Parque Metropolitano Armando de Holanda Cavalcanti, e também faz parte do Sítio Histórico Cabo de Santo Agostinho, tombado pelo Decreto Estadual nº 16.623 de 29 de abril de 1993. Neste sítio, a Igreja de Nazaré e as ruínas do Convento Carmelita são também tombadas em nível federal desde 1961.

O geoturismo pode ser explorado ainda usando as belezas geológicas e históricas da região, contudo se requer um planejamento prévio e adequado para se consolidar e se desenvolver garantindo, assim, o sucesso da atividade que prevê a participação das comunidades locais, a geração de emprego e renda, a minimização dos impactos ambientais e dos problemas sócio-econô-



**Figura 8** - Aspectos das praias existentes no entorno do Granito do Cabo de Santo Agostinho, servindo como pontos turísticos muito procurados na Estado de Pernambuco.

**Figure 8** - General aspects of the beaches along the oceanic coast of the Cabo de Santo Agostinho granite. They serve as important tourist points in Pernambuco state.

micos, e a conservação do patrimônio natural para as presentes e futuras gerações.

#### AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional de Petróleo – PRH-22/ ANP pelo suporte financeiro, e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN) pelo apoio logístico. Agradecimentos também são feitos aos revisores pelas excelentes sugestões para o melhoramento do presente trabalho.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Abreu, J.C. 1976. O Descobrimento do Brasil. 2ª ed. Rio de Janeiro: Civilização Brasileira; Brasília, INL, 149 p.
- Amaral, A.J.R.; Menor, E.A. 1979. A seqüência vulcano-sedimentar cretácea da região de Suape (PE): interpretação faciológica e considerações metalogenéticas. In: SBG/ Núcleo Nordeste, Simp. Geol. NE, 9, Natal, Atas, 251-269.
- Araújo, R.D. 1994. Levantamento geofísico nos arredores do Granito de Santo Agostinho. Unpublished undergraduate report, Departamento de Geologia,UFPE, Recife, 64 p.
- Branner, J.C. 1902. Geology of the Northeast Coast of Brazil. *Geological Society of America Bulletin*, **13**: 41-98.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Figueiredo, A.M.F.; Bender, A.A. 1992. Tectonic and stratigraphy of the East Brazil Rift System: an overview. *Tectonophysics*, **213**(1/2): 97-138.
- Cruz, L.R. 2002. *Mapeamento geológico da região de Cabo* (*PE*), *Sub-Bacia de Pernambuco*. Relatório de Graduação, Departamento e Curso de Geologia, UFRN, Natal, 74 p.
- Golonka, J.; Bocharova, N.Y. 2000. Hot spot activity and the break-up of Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**: 49-69.
- Guedes, M.J. 1975. "As primeiras expedições de reconhecimento da costa brasileira". História Naval Brasileira, Tomo I, V.1, Cap. 4. Rio de Janeiro, Ministério da Marinha, 346 p.
- Jardim de Sá, E.F.; Silva, F.C.A.; Lima Filho, M.F.; Antunes, A.F.; Cruz, L.R.; Almeida, C.B.; Nascimento, M.A.L.; Guedes, I.M.G.; Frutuoso Jr., L.J.; Souza, Z.S.; Neumann, V.H.M.L. 2003. As relações de borda da seqüência rifte na Sub-Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. II Congresso Brasileiro de P & D em Petróleo e Gás, Rio de Janeiro, Resumos, p. 47-47.
- Le Maitre, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 193 p.
- Lima Filho, M.F. 1998. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 139 p.

- Lima Filho, M.F.; Szatmari, P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) – Pernambuco Basin. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. sobre Vulcan. e Amb. Assoc., 2, Belém, *Resumo*, p. 59.
- Lima Neto, F.F. 1998. Evolução pós-Paleozóica do Nordeste Brasileiro: "hot spots" em manto frio. In: SBG/Núcleo Sudeste, Congr. Bras. Geol., 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 103-103.
- Long, L.E.; Sial, A.N.; Ekvanil, H.E.; Borba, G.S. 1986. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho – Northeast Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92: 341-350.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **66**: 91-104.
- Nascimento, M.A.L. 2003. Geologia, Geocrono logia, Geoquímica e Petrogênese das Rochas Ígneas Cretácicas da Província Magmática do Cabo e suas Relações com as Unidades Sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil). Tese de Doutorado, Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Natal, 233 p.
- Nascimento, M.A.L.; Souza, Z.S.; Galindo, A.C., 2002. Textura granofírica nas rochas do Granito do Cabo de Santo Agostinho, Província Magmática do Cabo, Bacia de Pernambuco (Nordeste do Brasil): implicações geodinâmicas. *Revista de Geologia da UFC*, **15**: 101-107.
- Nascimento, M.A.L.; Vasconcelos, P.M.; Souza,Z.S.; Jardim de Sá, E.F.; Carmo, I.O.; Thiede, D. 2003. <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernambuco Basin, NE Brazil. *South American Symposium on Isotope Geology*, **4**: 624-628.
- O'Connor, J.M.; Le Roex, A.P. 1992. South Atlantic hot spot-plume systems: 1. Distribution of volcanism in time and space. *Earth and Planetary Science Letters*, **113**: 343-364.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956-983.
- Rayleigh, J.W.S. 1896. Theoretical considerations respecting the separation of gases by diffusion and similar processes. *Philosophical Magazine*, **42**: 77-107.
- Sial, A.N. 1976. The post-Paleozoic volcanism of north-east Brazil and its tectonic significance. *Anais da Academia Brasileira de Ciências.*, **48**: 299-311.
- Sial, A.N.; Long,L.E.; Borba,G.S. 1987. Field trip guide excursion: cretaceous magmatic province of Cabo, Pernambuco, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 667-673.
- Stormer Jr., J.C.; Nicholls, J. 1978. XLFRAC: a program for the interative testing of magmatic differentiation models. *Computers e Geosciences*, **4**: 143-159.
- Thorpe, R.S.O.; Brown,G.C. 1999. *The field description of igneous rocks*. John Wiley & Sons, 154 p.

- Vandoros, P.; Cordani, U.; Matzko, J.J. 1966. Idades absolutas das rochas ígneas da região do cabo. In: SBG/ Núcleo Sudeste, Cong. Bras. Geol., 20, Vitória, Anais, 1: 64-66.
- Vandoros, P.; Valarelli, J.V. 1976. Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho, PE. In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Res. Comum.*, p. 19-19.
- Wilson, M. 1992. Magmatism and continental rifting during the opening of the South Atlantic Ocean: a consequence of Lower Cretaceous super-plume activity? In: Storey B.C.; Alabaster T.; PankHurst R.J. (eds.). Magmatism and the causes of Continental Break-up. Geological Society Special Publication, 68: 1-16.
- Wright, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, **106**: 370-384.

<sup>1</sup> Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Caixa Postal 1678, CEP 59078-970, Natal, RN, Brasil, e-mail: marcos@geologia.ufrn.br \* \* Atualmente na Terra & Mar Soluções em Geologia e Geofísica Ltda. (www.terraemarsolucoes.com.br).

<sup>2</sup> Departamento de Geologia e PPGG / UFRN, PRH-22 / ANP, Caixa Postal 1502, CEP 59078-970, Natal, RN, Brasil,
e-mail: zorano@geologia.ufrn.br

•Trabalho divulgado no site da SIGEP <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 15/4/2005, também comversão em inglês.



#### MARCOS ANTONIO LEITE DO NASCIMENTO

Possui graduação em Geologia (1998) pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Mestrado (2000) e Doutorado (2003) pela Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, desenvolvendo pesquisas na área de Petrologia Ígnea. Foi geólogo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2007-2009), atuando como Chefe do Projeto Folha Currais Novos (1:100.000), coordenador do Projeto Monumentos Geológicos do Rio Grande do Norte e membro da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) pela CPRM. É Professor Adjuntodo Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Petrologia Ígnea, Geologia de Campo, Geodiversidade, Geoconservação e Geoturismo.



#### ZORANO SÉRGIO DE SOUZA

Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (1984), mestrado em Etudes Supérieures em Sciences – Université de Rennes I Geosciences (1991), doutorado em Geologia e Geoquímica pela Universidade Federal do Pará (1994) e pós-doutorados pela Universidade Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, França, 1997-1998) e Universidade de Queensland (Brisbane, Austrália, 2005-2006). Atualmente é professor associado I, fazendo parte do Departamento de Geologia e do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Tem experiência em Geologia de Campo, Tectônica do Pré-Cambriano e Petrologia de Rocha Ígneas. As áreas de pesquisa atuais incluem geocronologia e geologia isotópica (Sr, Nd, Pb e Ar) e geoquímica voltados ao entendimento da gênese e evolução de magmas.

# Ignimbrito do Engenho Saco, Ipojuca, PE

Registro de vulcanismo explosivo cretácico na Província Magmática do Cabo

# **SIGEP 103**

UM VOLUMOSO MAGMATISMO básico a ácido de idade cretácea, incluindo rochas vulcânicas e subvulcânicas é bem conhecido na Bacia de Pernambuco (NE do Brasil). Extensos derrames piroclásticos estão representados por brechas piroclásticas, tufos e lapilitos, contendo púmices, fiamme, fragmentos vítreos altamente compactados (com textura eutaxítica), fragmentos de cristais (biotita, plagioclásio, quartzo, opacos e zircão) e líticos (gnaisses do embasamento, riolitos e andesitos). A composição dos óxidos e elementos traços indica pequena variação de SiO<sub>2</sub> (71,5 a 74,0%), baixos teores em CaO (<1%) e MgO (0,3-0,8%), com Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O da ordem de 8%. São rochas com altas concentrações de Nb (326-469 ppm), Y (206-651 ppm) e Zr (707-953 ppm) e baixos Ba (10-183 ppm) e Sr (13-119 ppm). Diagramas discriminantes indicam rochas riolíticas alcalinas. Os padrões de ETR mostram enriquecimento em TRL, com La<sub>N</sub> = 167-860,  $Yb_{N} = 11-51$  e razão  $La_{N}/Yb_{N} = 4,8-36,7$ , com forte anomalia negativa de Eu (Eu/Eu\* = 0,1). Os valores elevados de Yb<sub>N</sub> e a forte anomalia negativa de Eu sugerem origem por fusão parcial da crosta continental e evolução por fracionamento de feldspatos a baixas pressões. Altos teores de Rb, Y, Nb e Zr, bem como a distribuição das amostras em diagramas Rb *vs.* (Y+Nb) e Zr *vs.* Nb<sub>N</sub>/Zr<sub>N</sub> sugerem um rifte continental como ambiente tectônico. Estas rochas têm idades platôs  ${}^{40}$ Ar- ${}^{39}$ Ar entre 104,0 $\pm$ 0,7 a 105,2 $\pm$ 0,8 Ma. Sugere-se que uma anomalia térmica (relacionada a hotspot?) atingiu temperatura suficiente para fundir a crosta continental e produzir esse magmatismo durante o Albiano.

**Palavras-chave:** Rochas Piroclásticas; Ignimbritos, Cretáceo; Bacia de Pernambuco; Província Magmática do Cabo Marcos Antonio Leite do Nascimento<sup>1</sup> Zorano Sérgio de Souza<sup>2</sup> José Marcelo Arnosio<sup>3</sup> Paulo Marcos P. Vasconcelos<sup>4</sup>

**Engenho Saco Ignimbrite, State of Pernambuco** – Record of cretaceous explosive volcanism of the Cabo Magmatic Province

A voluminous Cretaceous basic to acidic magmatism, including volcanic and subvolcanic rocks, is well known in the Pernambuco Basin (NE Brazil). Among the acidic rocks, there are also relatively extensive ignimbrite flows. Widespread pyroclastic flows are represented by breccias, tuffs and lapillistones, containing pumices, fiamme, highly compacted eutaxitic glassy shards, millimeter-size crystal (biotite, plagioclase, quartz, opaque, zircon) and lithic fragments (basement gneisses, rhyolites and andesites). Oxide and trace element composition indicate small SiO<sub>2</sub> variation (71.5 to 74.0 wt. %), low CaO (<1 wt.%) and MgO (0.4 to 0.8 wt. %) and total alkalis of 8 wt %. They have high concentrations of Nb (326-469 ppm), Y (206-651 ppm) and Zr (707-953 ppm), and low Ba (10-183 ppm) and Sr (13-119 ppm). Discrimination diagrams reveal that they are alkaline rhyolitic rocks. Chondrite normalized REE show high fractionated patterns with  $La_{N}$  of 167 to 860, Yb<sub>N</sub> of 11 to 51, and La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> of 4.8 to 36.7, with strongly negative Eu anomaly ( $Eu/Eu^* = 0.1$ ). Relatively elevated  $Yb_{N}$  and negative Eu anomaly suggest an origin from melting of continental crust and evolution through feldspar fractionation at low pressure. High Rb, Y, Nb, and Zr, and the distribution of samples in Rb vs (Y+Nb)and Zr vs  $(Nb_N/Zr_N)$  plots indicate a continental rift as their tectonic setting. These rocks have <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar plateau ages in the range  $104.0\pm0.7$  to  $105.2\pm1.8$  Ma. It is suggested that a thermal anomaly, probably hotspot related, reached temperature high enough to melt the continental crust and generate this silicic magmatism during the Albian.

**Keywords:** Pyroclastic Rocks; Ignimbrites; Cretaceous; Pernambuco Basin; Cabo Magmatic Province

## INTRODUÇÃO

A Bacia de Pernambuco foi palco de um intenso magmatismo há cerca de  $102\pm1$ Ma (Nascimento *et al.*, 2003a), sendo conhecido como Província Magmática do Cabo (Sial, 1976). Esse magmatismo compreende principalmente traquitos e riolitos, contendo ainda rochas de fluxo piroclástico (ignimbritos), basaltos e álcali-feldspato granito (o Granito do Cabo). Esses litotipos ocorrem distribuídos em praticamente toda a bacia sob a forma de diques, derrames, soleiras, *plugs*, lacólitos ou corpos semicirculares.

Na porção central desta bacia destacase um expressivo vulcanismo ácido de natureza explosiva, caracterizado por um depósito formado de púmices e fragmentos líticos dispostos em uma matriz vulcanogênica (Fig. 1). Rochas de natureza piroclásti-

ca foram descritas primeiramente na Bacia de Pernambuco por Rocha (1990), apesar de Borba (1975) apresentar em seu mapa geológico ocorrências de aglomerados vulcânicos, todavia sem fazer nenhuma outra menção a respeito dessas litologias. Rocha (1990) descreveu a presença de aglomerados ou brechas vulcânicas na região do Engenho Saco. Para este autor trata-se de rochas de cor creme e matriz fanerítica fina, contendo fragmentos de litotipos ígneos (granitos e dioritos), sedimentares (calcários) e metamórficos (xistos e gnaisses), além de quartzo e K-feldspato.

Rochas piroclásticas do tipo ignimbrito têm sido encontradas no Brasil em sucessões vulcânicas de idades e ambientes geológicos diversos. Aqueles melhor estudados apresentam idades que vão do Paleoproterozóico (1,8 Ga), no Cráton Amazônico, exemplificados pela Suíte Vulcano-Plutônica Teles-Pires (Pinho, 2002) ao Neoproterozóico (550-573 Ma), nos platôs da Ramada e do Taquarembó, Escudo Sul-Riograndense (Sommer *et al.*, 2003). Contudo, depósitos mais jovens, do Fanerozóico, são muito pouco conhecidos. Sabe-se apenas da ocorrência de ignimbritos associados às rochas ácidas da Formação Serra Geral (135-130 Ma) na região de Sananduva/RS (Siviero *et al.*, 2005).

Desta forma, o depósito ora apresentado (Ignimbritos do Engenho Saco, 105 Ma) parece ser o mais jovem encontrado em bacias sedimentares do Brasil. Assim, torna-se importante seu conhecimento (geológico, geoquímico, petrogenético, geocronológico e didático-científico). O mesmo ocorre ainda em uma região riquíssima em unidades vulcano-plutônicas (a Província



**Figura 1 -** Aspecto de campo do ignimbrito fortemente soldado com fragmentos juvenis (*fiamme*) gerando uma superfície plana. Em baixo à direita, visão parcial da pedreira do Engenho Saco.

**Figure 1** - Field aspect of the strongly welded ignimbrite showing juvenile fragments (*fiamme*) with planar surfaces. At the botton right, the inset shows a partial geological overview of the Engenho Saco quarry.

Magmática do Cabo) no litoral sul de Pernambuco, região esta apta a se tornar um geoparque nacional devido a sua ampla geodiversidade.

## LOCALIZAÇÃO

Os ignimbritos do Engenho Saco situa-se a, aproximadamente, 60 km a sul da cidade de Recife (PE) e cerca de 5 km a sul da cidade de Ipojuca (Fig. 2), com o centro da área tendo coordenadas geográficas 8°26'30" S e 35°03'45" W. O acesso pode ser feito partindo-se de Recife através da BR-101 até a cidade do Cabo de Santo



**Figura 2 -** Mapa de localização da Bacia de Pernambuco (Modificado de Lima Filho, 1998).

**Figure 2** - Geographic location of the Pernambuco Basin (modified Lima Filho, 1998).

Agostinho; a partir daí, toma-se a rodovia estadual PE-60. Após 5 km da saída da cidade de Ipojuca, no sentido norte-sul, nas proximidades do Engenho Tapera, se utiliza as estradas carroçáveis e caminhos que levam ao Engenho Saco.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Geologia

A Bacia de Pernambuco representa uma estreita faixa de rochas sedimentares e magmáticas no Nordeste do Brasil, aflorante no litoral a sul de Recife (PE). Ela possui uma forma alongada na direção NNE, com extensão aproximada de 80 km e largura máxima de 12 km em sua porção emersa. Esta bacia limita-se a norte com a região metropolitana de Recife e a sul com a cidade de São José da Coroa Grande, divisa com o Estado de Alagoas. O limite geológico a norte é dado pelo Lineamento Pernambuco, a sul pelo Alto de Maragogi e a oeste pelo Maciço Pernambuco-Alagoas. Geologicamente, na porção emersa, ocorre uma unidade siliciclástica de idade Aptiana-Albiana, a Formação Cabo, representativa do estágio rifte de evolução da referida bacia. A Formação Cabo é constituída por três fácies representativas de um sistema de legues aluviais (Lima Filho, 1998; Cruz et al., 2003) identificadas como: a) fácies proximal, dada por conglomerados com seixos de gnaisses e granitos do embasamento; b) fácies mediana, marcada por arenitos conglomeráticos a médios arcoseanos; e c) fácies distal, formada por arenitos arcoseanos finos, intercalados com camadas argilosas, além de folhelhos pretos anóxicos. Essas rochas são superpostas por litotipos da fase drifte, caracterizadas por calcários e margas da Formação Estiva, com idade variando entre Albiano e Cenomaniano/ Turoniano, identificando um ambiente transgressivo. Após o Turoniano ocorreu um segundo ciclo de sedimentação, marcado por uma fase regressiva, caracterizada pelos litotipos da Formação Algodoais, que são representados por um sistema fluvial entrelaçado a meandrante (Cruz et al., 2003), caracterizado por conglomerados com fragmentos e blocos de rochas vulcânicas, arenitos médios a finos e argilitos.

O arcabouço estrutural da Bacia de Pernambuco foi definido principalmente no Eo-Cretáceo superior (Aptiano-Albiano), antes e durante o alojamento das rochas magmáticas (Lima Filho, 1998; Jardim de Sá *et al.*, 2003). Em escala regional, as principais estruturas são os *grabens* assimétricos do Cupe e de Piedade, separados pelo Alto de Santo Agostinho (Lima Filho, 1998). Essas estruturas envolvem os pacotes mais espessos da Formação Cabo, bem como o maior volume de rochas magmáticas.

Há cerca de 102 milhões de anos, enquanto se dava a sedimentação de parte das rochas da Formação Cabo, ocorria nas áreas adjacentes um importante vulcanismo ácido-básico intrusivo (diques e *plugs* riolíticos), extrusivo (riolitos, basaltos, traquitos) e mesmo explosivo (ignimbritos), além do plutonismo ácido que deu origem ao Granito do Cabo (monzonitos e álcalifeldspato granitos), formando a denominada Província Magmática do Cabo.

Na Bacia de Pernambuco tem-se, até o momento, o único exemplo conhecido de vulcanismo explosivo cretáceo do Brasil, sendo caracterizado como depósitos piroclásticos de fluxo (ignimbritos). A figura 3 ilustra o mapa geológico em detalhe da área de exposição deste depósito. O mesmo está em contato por falhas normais, de direção NE-SW, com o embasamento précambriano, bem como são sobrepostos por litotipos da Formação Algodoais. O principal local de ocorrência desses ignimbritos é na região conhecida como Pedreira do Engenho Saco, onde os mesmos afloram por uma área de aproximadamente 3.500 m<sup>2</sup> (Fig. 4a) e mostra uma espessura de até 25 m, com um volume superficial mínimo estimado de aproximadamente 87.500 m<sup>3</sup> de material vulcânico.

Os depósitos piroclásticos do Engenho Saco são caracterizados como ignimbritos, sendo pobremente selecionados e maciços, constituídos por fragmentos juvenis (púmices e *fiammes*), cristaloclastos (quartzo e K-feldspato) e litoclastos (gnaisses, granitos, riolitos e traqui-andesitos) e encontrados em matriz fina de cor cinza a creme, de fração cinza grossa a lápili e, subordinadamente, blocos e bombas.

Observam-se variações nos conteúdos de vitroclastos (púmices e fiammes), cristaloclastos e litoclastos. A matriz da rocha é tufácea de composição vítrea, envolvendo grande quantidades de púmices e fiammes (Figs. 4b, c) de diferentes tamanhos e formatos, bem como cristaloclastos e litoclastos. Esta quantidade de fiammes está associada ao forte grau de soldagem que a rocha foi submetida, na qual origina na mesma uma pronunciada textura eutaxítica, dando uma aspecto lenticular aos ignimbritos. As formas dos púmices e fiammes indicam que a compactação sofrida pelos ignimbritos ocorreu a altas temperaturas (Smith & Cole, 1997; Kurchavov & Shatagin, 1999). Gibson & Tazieff (1967) propõem que, no fluxo piroclástico, abundantes partículas vítreas fundidas são lançadas e, após a deposição, são achatadas e formam os *fiammes*, já para McBirney (1968), a origem dos fiammes é proveniente da fusão local de púmices pelo diminuição da temperatura de fusão, em função da água absorvida do substrato onde se depositou o material do fluxo piroclástico. Algumas estimativas de assimetria dos *fiammes* obtidos na região da pedreira sugerem um sentido de fluxo/transporte de material piroclástico com topo para 60°Az (NE). Na área de melhor e maior exposição, os ignimbritos também se mostram englobando fragmentos de rochas do embasamento (litoclastos de gnaisses e granitos) milimétricos a centimétricos, além de vulcânicas do tipo riolito (Fig. 4d). Estes são discóides, irregulares ou curvos, cuja orientação define uma superfície sinuosa subhorizontal (vide projeções de pólos de planos na figura 3).

É frequente encontrarmos zonas enriquecidas em fragmentos líticos, dando aparência de brecha. Nesses locais, a rocha é caracterizada pelo enriquecimento de litoclastos e empobrecimentos de material fino (Figs. 4e, f). Os litoclastos são formados por rochas do embasamento cristalino, principalmente paragnaisse, ortognaisse e granito de dimensões milimétricas a decimétricas, bem como litoclastos de vulcânicas finas (traquiandesito e riolito). Estes são envolvidos por uma matriz tufácea, composta por cristaloclastos, principalmente quartzo e K-feldspato, além de púmices e vidro vulcânico. A falta de feições de acamadamento e as demais características apresentadas estão relacionadas a incapacidade do fluxo em sustentar clastos maiores, associada com a alta fluidização do fluxo. Segundo Wright & Walker (1977) este tipo de depósito é produzido pela queda de blocos sincrônicos a fluxos piroclásticos com a fração lítica interpretada como parte do próprio fluxo. As brechas co-ignímbriticas são rochas de fácies proximal, indicativas da proximidade do local de emissão do fluxo piroclástico (Wright & Walker, 1977). Todavia, não foi observada nenhuma variação lateral que ajudasse a definir com precisão a localização da boca de emissão do(s) fluxo(s) piroclástico(s), sendo complexa as relações entre as brechas co-ignimbríticas e os ignimbritos.



**Figura 3 -** Mapa geológico e perfil esquemático da região de ocorrência dos ignimbritos (Nascimento, 2003). Na porção central do mapa ocorre a Pedreira do Engenho do Saco (ver figura 3a). A projeção estereográfica, usando o hemisfério inferior, mostra os pólos dos planos de acamamento nos ignimbritos, definido pela orientação dos *fiammes*.

**Figure 3** - Geological map and schematic cross section of the ignimbrites (Nascimento, 2003). The Engenho Saco quarry (figure 3a) is plotted in the central portion of the map. Stereographic projection, using the lower hemisphere, shows the poles of bedding (defined by the orientation of *fiamme*) in ignimbrites.



**Figura 4** - Aspectos de campos das rochas ignimbríticas. (a) Visão geral da Pedreira do Engenho Saco com espessura média aflorante de 30 m de altura. (b, c) Ignimbritos fortemente soldados, com púmices (b) e vidro vulcânico (c) definindo superfícies planares. (d) Fragmento decimétrico de riolito de textura fina em ignimbritos da fração bomba. (e, f) Fragmentos milimétricos a decimétricos de rochas do embasamento pré-cambriano (gnaisses e granitos) e vulcânicas (riolitos e traquiandesitos).

**Figure 4** - Field aspects of the ignimbrites. (a) Overview of the Engenho Saco quarry with an average height of 30m. (b, c) Strongly welded ignimbrites, with pumices (b) and volcanic glass fragments (c) defining planar surfaces. (d) Decimeter size fragment of rhyolite bomb in ignimbrites. (e, f) Millimeter to decimeter size fragments of Precambrian basement (gneisses and granites) and volcanic (rhyolites and trachyandesites) rocks.

#### Petrografia

Em seções delgadas observa-se que os ignimbritos possuem matriz fina, de composição riolítica, englobando cristaloclastos de biotita, plagioclásio, quartzo, opacos, zircão e microclina. Também são onipresentes fragmentos líticos, tanto de rochas do embasamento pré-cambriano (gnaisses e granitos), como vulcânicos (riolito, traquito-andesito). Estas rochas revelam a típica textura eutaxítica de ignimbritos descritos na literatura (Fisher & Schmincke, 1984), definida por forte orientação de fragmentos placóides, tabulares ou disformes de vidro vulcânico e/ou púmice, compactados e formando uma superfície planar ou sinuosa, definindo a orientação de fluxo magmático (Figs. 5a, b).

Nos **púmices** e *fiammes*, o elevado grau de soldagem dessas rochas dificulta a distinção de sua mineralogia juvenil, todavia ainda é possível encontrar preservados pequenos cristais de quartzo, plagioclásio e biotita; sendo comum a presença de textura esferulítica e axiolitos (Fig. 5c), devido a processos de devitrificação em alta temperatura. A descrição desses minerais assemelha-se aqueles encontrados na matriz, porém diferenciando, às vezes, na dimensão.

Os cristaloclastos de **quartzo** são subédricos a anédricos, alguns prismáticos, comumente com extinção



**Figura 5** - Feições microscópicas dos ignimbritos. (**a**, **b**) Superfície planar (textura eutaxítica) definida pelos *fiammes* e cristaloclastos (quartzo e opacos). (**c**) Axiolito (vesículas, parcialmente achatadas, preenchidas por minerais secundários – quartzo e carbonatos) como produto de devitrificação em alta temperatura. (**d**) Fragmentos de plagioclásio e riolito fino. (**e**) Fragmento de rocha do embasamento pré-cambriano (gnaisse). (**f**) Fragmento de traqui-andesito com textura pilotaxítica.

**Figure 5** - Microscopic aspects of the ignimbrites. (**a**, **b**) Eutaxitic texture defined by orientation of rhyolitic *fiamme* and cristaloclasts of quartz and opaque. (**c**) Axiolites (vesicles, partially filled by secondary minerals quartz and carbonate) formed during high temperature devitrification. (**d**) Plagioclase and rhyolite fragments. (**e**) Fragment of Precambrian basament gnaiss. (**f**) Trachyandesite fragment with pilotaxitic texture.

ondulante e tamanho até 2 mm. Podem ter bordas corroídas ou estarem orientados no sentido de fluxo. O plagioclásio ocorre como cristais subédricos a anédricos, geminados na lei da albita, exibindo forma alongada e dimensões menores que 1 mm (Fig. 5d). A biotita ocorre como cristais lamelares, de cor vermelha a marrom, subédricos a anédricos, com tamanhos entre 0,5 e 3,0 mm, e contatos interdigitados e retos com a matriz vulcânica. Os minerais opacos são subédricos, por vezes de forma quadrática, seguindo a clivagem da biotita, e distribuída aleatoriamente na matriz. Possuem tamanho menor que 0,7 mm e estão inclusos em quartzo e feldspatos. Por fim, o zircão ocorre em cristais euédricos, menores que 0,2 mm, como inclusões em quartzo, feldspatos, biotita e na matriz riolítica. São encontrados ainda cristais de microclina subédricos a anédricos, de tamanho inferior a 2 mm, com geminação segundo a lei albita-periclínio, associada a restos de geminação Carlsbad, devendo representar xenocristais aprisionados pelo

Os litoclastos mostram formas variadas (arredondadas, angulosas, retangulares), via de regra preservando a mineralogia interna e textura original. Os fragmentos de **gnaisse** (Fig. 5e) e **granito** apresentam textura média a grossa, com quartzo, feldspatos, biotita, anfibólio e opacos. Os fragmentos de **traquiandesitos** mostram textura fina e micrólitos de plagioclásio e grânulos de clinopiroxênio dispersos numa matriz fina, onde ainda se distingue a textura pilotaxítica, ou finas ripas de feldspato alcalino (Fig. 5f). Os fragmentos de **riolitos** também possuem textura muito fina, vítrea ou esferulítica e pequenos cristais de feldspatos e quartzo (Fig. 5d).

vulcanismo explosivo.

De acordo com Clemens & Wall (1984) um fluxo piroclástico com mais de 40% de cristais é definido com ignimbrito rico em cristais. A presença de 30-40% de cristaloclastos nos ignimbritos do Engenho Saco caracteriza-os como enriquecidos em cristais. Este tipo de depósito já foi descrito em outras ocorrências brasileiras, de idades mais antigas; é o caso dos depósitos a norte do Estado do Mato Grosso (Pinho, 2002) e do Escudo Sul-rio-grandense (Sommer et al., 2003). Segundo Cas & Wright (1987), a presença elevada de cristaloclastos nesses tipos de depósitos está associada a erupções de sistemas altamente cristalizados ou ao fracionamento físico no decorrer da movimentação do fluxo. Neste último caso, o processo envolve a retirada da fração fina nas porções altamente fluidizadas do fluxo ou mesmo na coluna de erupção, possibilitando assim a acumulação da fração densa, formado por cristais e fragmentos líticos (Cas & Wright, 1987).

#### Litogeoquímica

O estudo litogeoquímico foi realizado apenas para os ignimbritos e representa os primeiros dados geoquímicos obtidos na ocorrência pesquisada (Nascimento, 2003; Nascimento *et al.*, 2003b). Os ignimbritos consistem de proporções variadas de vidroclastos, cristaloclastos e litoclastos. Para selecionar amostras representativas do magma parental foram coletadas para análise apenas os clastos de púmices.

As rochas mostram uma pequena variação de  $SiO_2$  (71,5 a 74,0%), com variados teores em CaO (0,03-0,98%) e MgO (0,37-0,80%). O total de álcalis (TAS=Na<sub>2</sub>O + K<sub>2</sub>O) é da ordem de 8%, com



**Figura 6** - Diagramas geoquímicos para os ignimbritos. (a) Diagrama de Wright (1969), definindo a natureza alcalina dos ignimbritos. (b) Total de álcalis *vs.* sílica (TAS, Le Maitre, 1989) com o limite entre séries subalcalina e alcalina segundo Myashiro (1978).

**Figure 6** - Geochemical diagrams for ignimbrites. (a) Wright's (1969) diagram defining their alkaline nature of the ignimbrites. (b) Total alkali-silica diagram after Le Maitre (1989) with the limit of the subalkaline and alkaline series according to Myashiro (1978).

razões A/NK = 1,12-1,27 e A/CNK = 1,01-1,27 e coríndon normativo menor do que 2,9, classificando-as como peraluminosas. Diagramas discriminantes utilizando elementos maiores mostram a afinidade alcalina, conforme exemplificado no gráfico SiO<sub>2</sub> vs. índice de Wright (1969) (Fig. 6a). No diagrama SiO<sub>2</sub> vs. total de álcalis (Fig. 6b), as amostras posicionam-se na porção mais diferenciada de séries alcalinas e mostram composição riolítica.

Análises de elementos terras raras, com padrões normalizados ao condrito C1 de Evensen *et al.* (1978), são apresentadas na figura 7a. Eles mostram-se subparalelos entre si, indicando que as amostras analisadas são cogenéticas. Os padrões de ETR são enriquecidos em TRL (terras raras leves) com  $La_N = 167-860$ ,  $Yb_N = 11-51$  e razão  $La_N/Yb_N = 4,8-36,7$ . Com relação a anomalia de Eu, nota-se uma forte anomalia negativa (Eu/Eu\*=0,08-0,09), indicativa do fracionamento de feldspatos.

Também é observada uma uniformidade nos padrões em diagramas de multielementos (Fig. 7b). Desconsiderando as anomalias, nota-se uma pequena inclinação negativa entre Rb e Yb, com empobrecimento nos termos mais compatíveis. Isto pode sugerir que não ocorreram mudanças significativas durante a evolução magmática. Os espectros possuem anomalias negativas de K, Sr, P e Ti, e positivas de Nb, Nd, Sm, Zr e Y. Estes padrões podem ser explicados pelo fracionamento de fases acessórias do tipo feldspatos (K, Sr), apatita (Sr, P) e óxidos (Ti), seja durante a cristalização do magma, seja durante a fusão da fonte que originou o magma em discussão.

A natureza intraplaca, continental, destas rochas é corroborada por diagramas do tipo Rb *vs*. Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984) e Zr *vs*. Nb<sub>N</sub>/Zr<sub>N</sub> (Thiéblemont & Tégyey, 1994), como vistos nas figuras 7c, d, respectivamente. O ambiente tectônico seria o de rifteamento continental, tal como ocorre atualmente no leste africano.

## Geocronologia <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar

As primeiras idades absolutas obtidas para as rochas da Província Magmática do Cabo foram reportadas por Vandoros *et al.* (1966), com valores variando entre 99 e



**Figura 7 -** Diagramas geoquímicos de elementos traços para os ignimbritos. (**a**) Diagrama de ETR (Evensen *et al.*, 1978). (**b**) Diagrama de multielementos (Thompson, 1982). (**c**) Diagrama de ambiente tectônico Rb *vs.* Y+Nb (Pearce *et al.*, 1984). (**d**) Diagrama Zr *vs.* Nb<sub>x</sub>/Zr<sub>x</sub> de ambiente tectônico (Thiéblemont & Tégyey, 1994).

**Figure 7** - Trace elements diagrams of trace elements for ignimbrites. (a) REE diagram (Evensen *et al.*, 1978). (b) Multielements diagram (Thompson, 1982). (c) Rb vs. Y+Nb tectonic diagram (Pearce *et al.*, 1984). (d) Zr vs. Nb<sub>N</sub>/Zr<sub>N</sub> tectonic diagram (Thiéblemont & Tégyey, 1994). 85 Ma pelos métodos K-Ar e Rb-Sr, contudo não foram datadas as rochas piroclásticas. Em reavaliação, desses mesmos dados, Vandoros & Valarelli (1976) estabeleceram um novo intervalo de idade entre 114 e 90 Ma. As primeiras idades <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar, em rocha total, foram reportadas por Lima Filho (2001) e Lima Filho & Szatmari (2002) sugerindo um intervalo entre 111 e 100 Ma, para basaltos, traquitos, riolitos e ignimbritos. Esses últimos possuindo idade de 110,7±1,3 Ma. Todavia, esse valor é anômalo e não deve ser considerado, pois a análise foi realizada em rocha total, essa se tratando de uma mistura de diferentes componentes com diferentes idades.

Assim, com a finalidade de definir de forma mais precisa a idade dos ignimbritos, foram individualizados inúmeros grãos de feldspatos e desses separados dez para datação <sup>40</sup>Ar-<sup>39</sup>Ar pelo método de fusão total. Os cristais definiram diferentes platôs com intervalo de idades entre > 200 e 102 Ma (Fig. 8a), revelando a presença de fragmentos do embasamento nos componentes detríticos. A idade integrada desses dez cristais é de 155,5±0,4 Ma, superior àquela obtida por Lima Filho & Szatmari (2002). Quatro desses grãos foram individualizados em outro diagrama platô revelando uma população mais homogênea, com similar razão K/Ca, definindo idades platôs entre 104,0±0,7 e 105,2±0,8 Ma e uma idade integrada de 104,6±0,4 Ma (Fig. 8b). A idade obtida no diagrama foi de 105,2±1,8 Ma (Fig. 8c). Assim, os ignimbritos do Engenho Saco teriam uma idade média de 105 Ma, essa sendo cerca de 3 Ma mais antiga que a média obtida para as demais rochas da Província Magmática do Cabo, de 102±1 Ma (Nascimento, 2003; Nascimento *et al.*, 2003a).

# SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

A região de ocorrência dos ignimbritos (próxima a Ipojuca) hoje tão tranqüila, foi há cerca de 105 milhões de anos palco de erupções vulcânicas explosivas enquanto que nas proximidades (região do Cabo de Santo



**Figura 8** - Idades  ${}^{40}$ Ar- ${}^{39}$ Ar (desvios de 2 $\sigma$ ) obtidas em feldspatos nos ignimbritos. **Figure 8** -  ${}^{40}$ Ar- ${}^{39}$ Ar ages (2 $\sigma$  deviation) for feldspars.

Agostinho) 3 milhões de anos depois (portanto, a 102 milhões de anos – Nascimento, 2003) erupções efusivas ocorriam, sendo atualmente reconhecidas por meio dos derrames de traquitos e basaltos.

As erupções vulcânicas constituem um dos fenômenos geológico mais importante na evolução do planeta. Estes podem ser divididos em dois grandes grupos: erupções efusivas onde o magma ascende e se derrama na superfície da terra de um modo tranqüilo, formando derrames de lavas e domos, e erupções explosivas (Fig. 9) que expelem gases ( $H_2O$ ,  $CO_2$ , *etc*) e piroclastos (do grego *pyro*: fogo, *klastos*: pedaços; que quer dizer um



**Figura 9** - Desenho esquemático mostrando os processos de geração de brechas líticas e ignimbritos. Modificado de Arnosio (2002). (a) Durante a evolução do ciclo magmático será produzida uma erupção altamente explosiva. Esta provocará a erosão do conduto e da boca de emissão, gerando elevada proporção de fragmentos líticos. (b) A erosão do conduto e a elevada quantidade de líticos conduz o colapso da coluna eruptiva e formação do fluxo piroclástico enriquecidos em líticos (brechas líticas). (c) A erupção continua emitindo material de grãos mais finos, formando ignimbritos que se depositam sobre as brechas líticas.

**Figure 9** - Schematic sketch showing the generation processes of lithic breccias and ignimbrites (modified after Arnosio 2002). (a) During a volcanic cycle a highly explosive eruption is produced. This leads to the erosion of the conduct and of the central vent, generating a high proportion of lithic fragments. (b) The erosion of the conduct and the high amount of lithic fragments results in collapsing of the eruptive column and the formation of lithic fragments enriched pyroclastic flow (lithic breccias). (c) The eruption continues to produce grains of smaller sizes, forming ignimbrites, which are in turn deposited over the previous formed lithic breccias.

fragmento de rocha ou mineral injetado durante a erupção de um vulcão) de tamanhos variados (0,001 m a <10 m de diâmetro) da cratera de um vulcão. A extrema velocidade de saída dos piroclastos e gases (100-600 m/s) origina o que é conhecido como coluna eruptiva que pode alcançar até 55 km de altura.

O material piroclástico fino, conhecido como cinza, é espalhado a uma distância de cem a milhares de quilômetros do vulcão devido a influência dos ventos. Por outro lado, os fragmentos maiores não ficam suspensos por muito tempo, começando a cair por efeito da gravidade (colapso de coluna), próximos as partículas de tamanho das cinzas. O material piroclástico que se desmorona da coluna eruptiva, gera fluxos piroclásticos de elevada concentração de partículas, que se deslocam lateralmente e se movem ao nível do solo ao longo dos flancos dos vulcões. A velocidade de descida do material piroclástico é de dezenas a centenas de km/h e a temperatura pode atingir 600-700°C. Ao parar o fluxo, o material piroclástico assenta formando o depósito piroclástico.

Os fluxos piroclásticos possuem um efeito devastador nos locais por onde passam. Por exemplo, em 79 AC as cidades de Herculano e Pompéia, na Itália, foram recobertas por uma avalanche de fluxo piroclástico, proveniente do Vesúvio, provocando muitas mortes. O material depositado chegou à espessura de 6 metros e recobriu as duas cidades, que só foram redescobertas em 1738 e 1748, respectivamente.

Entre os depósitos vulcânicos mais importantes, por distribuição areal e em volume que ocupa, estão os ignimbritos (do latim *ignis*: fogo + *imber*: chuva), os quais são formados por púmice, cinza vulcânica e proporções variadas de fragmentos de rochas de origem diversa (ígnea, metamórfica ou sedimentar). Nos Andes Central, por exemplo, os ignimbritos cobrem mais de 500.000 km<sup>2</sup> e em geral somam mais de 50.000 km<sup>3</sup>. Devida a elevada temperatura da erupção do material piroclástico, os ignimbritos sofrem um processo de soldamento e compactação, afetando principalmente a forma dos púmices, dando origem a material de forma lenticular, com cor negra, conhecido por *fiamme* (plural de palavra italiana, que significa chamas).

Infelizmente a ação antrópica (com grandes áreas de plantação de cana-de-açúcar) aliada ao forte intemperismo na região em lide não permite a identificação, por exemplo, da cratera que possibilitou a saída e conseqüente deslocamento do fluxo piroclástico que deu origem aos ignimbritos hoje aflorantes.

A localização da ocorrência dos ignimbritos, a natureza alcalina, bem como sua datação praticamente contemporânea as rochas vulcano-plutônica da Província Magmática do Cabo (102 a 105 Ma, Albiano - Nascimento, 2003), sugerem a ligação desse magmatismo com o rifteamento relacionado ao processo de ruptura do Supercontinente Gondwana gerando o Oceano Atlântico. Essas idades corroboram a tendência de idade mais jovem para o trend norte do evento de rifteamento da Margem Brasileira Leste (Conceição et al., 1988; Chang et al., 1990). Este rifteamento, tendo como conseqüência a separação dos continentes sul-americano e africano, teria iniciado ao redor de 120 Ma atrás no extremo sul do Brasil. A ruptura e a separação do Gondwana nesta época (Cretáceo Inferior) foram acompanhadas por um expressivo evento vulcânico, o qual recobriu com derrames de lavas a porção centro-sul da América do Sul (Wildner et al. 2006). Assim, a separação final dos continentes anteriormente citados também teria se dado por manifestações vulcânicas, no caso pela Província Magmática do Cabo.

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

# Vulnerabilidade do Sítio a Atividades de Mineração e Degradação Ambiental

Infelizmente a região de ocorrência das rochas ignimbríticas do Engenho Saco não está protegida por nenhum diploma legal de tipo de unidade de conservação e por nenhum órgão de proteção. Além disso, boa parte da exposição desses litotipos encontra-se na Pedreira do Engenho Saco.

A empresa titular das concessões de lavra é a CBE – Companhia Brasileira de Equipamento, que é a empresa do Grupo João Santos encarregada do suprimento de matéria prima para as fábricas de cimento. No DNPM cada mina/concessão corresponde a um processo, neste caso é o de número 840.170/1980, Portaria de lavra 1545/1984 no Diário Oficial da União de 26/11/1984. A substância explorada é caracterizada como argila e aglomerado vulcânico, explorada em uma área de 625 hectares. O material é utilizado como pozzolana natural, na fabricação de cimento. O mesmo é moído e posteriormente adicionado ao clínquer (componente básico do cimento, considerado a principal matéria-prima), o que representa uma grande economia de energia.

No momento, a extração encontra-se paralisada, porém se a mineração retornar a atividade, a freqüente extração desse material, muito em breve, fará desaparecer o único exemplo conhecido de rochas piroclásticas de idade cretácea em bacias sedimentares no Brasil.

#### Sugestões dos Autores

Considerando, por um lado, que a preservação dos sítios geológicos faz parte de um programa internacional do qual o Brasil participa, e conseqüentemente que há um interesse nacional neste programa e, por outro lado, que os recursos minerais são bens da União que os cede em concessão às empresas privadas, entendo que exista meio legal de obter a concordância da empresa para a individualização de uma pequena área para preservação dessas rochas.

O ideal seria delimitar, com o apoio do DNPM, uma área de 100 a 150 m<sup>2</sup>, em uma região que não inviabilize o prosseguimento das atividades de lavra. Essa área seria útil não somente para proteção desse patrimônio geológico, mas também serviria como exemplo didático em aulas de campo (interesse científico).

## AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional de Petróleo – PRH-22/ ANP pelo suporte financeiro e ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN) pelo apoio logístico. Agradecimentos também são feitos aos revisores pelas excelentes sugestões para o melhoramento do presente trabalho.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Arnosio, J.M. 2002. Volcanismo, geoquimica y petrologia del Volcan Chimpa (24° LS-66° LO), Provincia de Salta, Republica Argentina. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Salta, Salta/Argentina, Tesis Doctoral, 139p.
- Borba,G.S. 1975. Rochas vulcânicas da faixa costeira sul de Pernambuco. "Aspectos petrográficos e geoquímicos". Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 134p.
- Cas, R.A.F.; Wright, J.V. 1987. Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. London, Allen & Unwin, 528 pp.
- Chang, H.K.; Kowsmann, R.O.; Figueiredo, A.M.F. 1990. Novos conceitos sobre o desenvolvimento das bacias marginais do Leste brasileiro. In: Raja Gabaglia, G.P. and Milani, E.J. (eds.), Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro: 269-289.
- Clemens, J.D.; Wall, V.J. 1984. Origin and evolution of a peraluminous silicic ignimbrite suite: the Violete Town

Volcanics. *Contribuction of Minerology and Petrology.*, **88**: 354-371.

- Conceição, J.C.J.; Zalan, P.V.; Wolff S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do Rift Sul-Atlantico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **2** (2-4), 255-265.
- Cruz, L.R.; Lima Filho, M.F.; Neumann, V.H.M.L.; Jardim de Sá, E.F.; Alves da Silva, F.C.; Frutuoso Jr., L.J.; Nascimento, M.A.L.; Guedes, I.M.G.; Antunes, A.F.; Almeida, C.B.; Melo, K.J.V. 2003. As unidades siliciclásticas da Sub-bacia de Pernambuco: uma revisão lito-estratigráfica. In: Cong. Bras. P & D em Petróleo e Gás, 2, Rio de Janeiro, Resumos, 50-50 e CD-Rom, 6p.
- Evensen, N.H.; Hamilton, P.J.; O'Nions, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorite. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **42**: 1199-1212.
- Fisher, R.V.; Schmincke, H.U. 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.
- Gibson, I.L.; Tazieff, H. 1967. Additional Theory of origin of fiamme in ignimbrites. *Nature*, **215**: 1473-1474.
- Jardim de Sá, E.F.; Silva, F.C.A.; Lima Filho, M.F.; Antunes, A.F.; Cruz, L.R.; Almeida, C.B.; Nascimento, M.A.L.; Guedes, I.M.G.; Frutuoso Jr., L.J.; Souza, Z.S.; Neumann, V.H.M.L., 2003. As relações de borda da seqüência rifte na Sub-bacia de Pernambuco, NE do Brasil. In: II Congresso de Petróleo e Gás, Rio de Janeiro, 47-47.
- Kurchavov, A.M.; Shatagin, K.N. 1999. Genesis of fiammeshaped segregations in ignimbrites of the Korgantas Massif, Central Kazakhstan: geological, petrographic and isotopic - geochemical evidence. *Petrology*, 7: 304-321.
- Le Maitre, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 193p.
- Lima Filho, M.F.; Szatmari, P. 2002. Ar-Ar geochronology of volcanic rocks of the Cabo Magmatic Province (CMP) Pernambuco Basin. In: SBG/Núcleo Norte, Simp. sobre Vulcan. e Amb. Assoc., 2, Belém, *Resumo*, 59-59.
- Lima Filho,M.F. 1998. *Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 139p.
- Lima Filho, M.F. 2001. A bacia costeira de Pernambuco. In: SBG/Núcleo Nordeste, Simp. Nac. Est. Tect., 8, Recife, *Roteiro de Excursão*, 6p.
- McBirney, A.R. 1968. Second additional theory of origin of fiamme in ignimbrites. *Nature*. **217**: 938-938.
- Miyashiro, A. 1978. Nature of alkalic volcanic rocks series. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **66**: 91-104.
- Nascimento, M.A.L. 2003. Geologia, geocronologia, geoquímica e petrogênese das rochas ígneas cretácicas da Província Magmática do Cabo e suas relações com as unidades sedimentares da Bacia de Pernambuco (NE do Brasil). Tese de Doutorado, Pós Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 235p.
- Nascimento, M.A.L.; Vasconcelos, P.M.; Souza, Z.S.; Jardim de Sá, E.F.; Carmo,I.O.; Thiede, D. 2003a. <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of the Cabo Magmatic Province, Pernam-

buco Basin, NE Brazil. In: Actas IV Symp. South America Isotope Geol., Brasil, Cd-rom.

- Nascimento, M.A.L.; Souza, Z.S.; Arnosio, J.M. 2003b. Vulcanismo ácido explosivo na Bacia de Pernambuco, NE do Brasil. In: SBG-Núcleo NE, 20, Simp. Geol. do NE, Fortaleza/CE, 67-67.
- Pearce, J.A.; Harris, N.B.W.; Tindle, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. J. Petrol., 25: 956-983.
- Pinho, M.A.S. 2002. Proposta de nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas paleoproteróicas do norte do Estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do Cratón Amazônico. Revista Brasileira de Geociências, 32(1): 153-156.
- Rocha, D.E.G.A 1990. Programa levantamento geológico básico do Brasil: carta geológica, carta metalogenética/ previsional. Escala 1/100.000 (folha SC.25-V-A-II - vitória). Estado de Pernambuco. Brasília DNPM/CPRM. 112p. il., 2 mapas.
- Sial, A.N. 1976. The magmatic province of Cabo de Santo Agostinho, Pernambuco: a Brazilian record of the ascencion plume activity in the past. In: Latin-Americ. Geol. Cong., 3, Acapulco, 105-105.
- Sivieiro, R.S.; Ramage, L.; Meneget, R.; Mizusaki, A.M.P. 2005. Caracterização dos ignimbritos da Formação Serra Geral na região de Sananduva, Terra Indígena de Ligeiro, RS. In: Simp. de Vulc. e Amb. Assoc., 3, Rio de Janeiro, em CD-Rom.
- Smith, T.R.; Cole, J.W. 1997. Somers Ignimbrite Formation: cretaceous high-grade ignimbrites from South Island, New Zealand. J. Volcan. Geotherm. Res., 75: 39-57.

- Sommer, C.A.; Lima, E.F.; Nardi, L.V.S.; Liz, J.D.; Pierosan, R. 2003. Depósitos de fluxo piroclástico primários: caracterização e estudo de um caso no Vulcanismo Ácido Neoproterozóico do Escudo Sul-rio-grandense. Pesquisas em Geociências, **30**(1): 3-26.
- Thiéblemont, D.; Tégyey, M. 1994. Une discrimination géochimique des roches différenciées témoin de la diversité d'origine et de situation tectonique des magmas calcio-alcalins. *C. R. Acad. Sci.* Paris, **319**: 87-94.
- Thompson, R.N. 1982. Magmatism of the British tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, **18**: 49-107.
- Vandoros, P.; Valarelli, J.V. 1976. Geologia da região do Cabo de Santo Agostinho, PE: In: SBG/Núcleo Minas Gerais, Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, *Res. Comun.*, 19-19.
- Vandoros, P.; Cordani, U.; Matzko, J.J. 1966. Idades absolutas das rochas ígneas da região do Cabo. In: SBG/Núcleo Sudeste, Cong. Bras. Geol., 20, Vitória, *Anais*, 1: 64-66.
- Wildner, W.; Orlandi Filho, V.; Giffoni, I.E. 2006. Itaimbezinho e Fortaleza, RS e SC - Magníficos canyons esculpidos nas escarpas Aparados da Serra do planalto vulcânico da Bacia do Paraná. In: Winge,M.; Schobbenhaus,C.; Berbert-Born, M.; Queiroz, E.T.; Campos, D.A.; Souza, C.R.G.; Fernandes, A.C.S. (Edit.) Sítios geológicos e Paleontológicos do Brasil. Publicado na Internet em 01/07/ 2006 no endereço http://www.unb.br/ig/sigep/sitio050/ sitio050.pdf
- Wright, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geol. Magaz.*, **106**:370-384.
- Wright, J.V.; Walker, G.P.L. 1977. The ignimbrite source problem: significance of a co-ignimbrite lag-fall deposit. *Geology*, **5**: 729-732.1.

<sup>1</sup> Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Caixa Postal 1678, CEP 59078-970, Natal, RN, Brasil, e-mail: marcos@geologia.ufrn.br

<sup>2</sup> Departamento de Geologia e Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Caixa Postal 1502, CEP59078-970, Natal/RN, Brasil, zorano@geologia.ufrn.br <sup>3</sup> Instituto Geonorte, Universidad Nacional de Salta, Salta, Argentina, marnosio@unsa.edu.ar

<sup>4</sup> Department of Earth Sciences, The University of Queensland, Brisbane Qld 4072, Australia, paulo@earth.uq.edu.au

Trabalho divulgado no site da SIGEP
 <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>>, em 25/9/2008.



#### MARCOS ANTONIO LEITE DO NASCIMENTO

Possui graduação em Geologia (1998) pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Mestrado (2000) e Doutorado (2003) pela Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, desenvolvendo pesquisas na área de Petrologia Ígnea. Foi geólogo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2007-2009) atuando como Chefe do Projeto Folha Currais Novos (1:100.000), coordenador do Projeto Monumentos Geológicos do Rio Grande do Norte e membro da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) pela CPRM. Atualmente Professor I do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Petrologia Ígnea, Geologia de Campo, Geodiversidade, Geoconservação e Geoturismo.



Possui graduação em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (1984), mestrado em Etudes Supérieures em Sciences – Université de Rennes I Geosciences (1991), doutorado em Geologia e Geoquímica pela Universidade Federal do Pará (1994) e pós-doutorados pela Universidade Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, França, 1997-1998) e Universidade de Queensland (Brisbane, Austrália, 2005-2006). Atualmente é professor associado I, fazendo parte do Departamento de Geologia e do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Tem experiência em Geologia de Campo, Tectônica do Pré-Cambriano e Petrologia de Rocha Ígneas.



#### JOSÉ MARCELO ARNOSIO

Possui graduação em Geologia pela Universidad Nacional de Cordoba, Argentina (1986), doutorado em Ciencias Geologicas pela Universidad Nacional de Salta, Argentina (2002). Atualmente é professor de Petrologia I (ígnea e metamórfica) e Geoquímica, fazendo parte do Departamento de Pós-Graduação da Universidad Nacional de Salta. Tem experiência em Vulcanologia com ênfase em Rochas Piroclásticas e lavas relacionadas a estratovulcões e caldeiras. Ministra anualmente curso na pós-graduação "Volcanismo de Campo en los Andes Centrales del Sur y Petrografia de rocas volcanicas lavicas y piroclasticas". As áreas de pesquisa atuais incluem estratigrafia vulcânica de estratovulcões e caldeiras dos Andes Centrais e processos de mistura de magmas en rochas vulcânicas.



#### PAULO MARCOS DE PAULA VASCONCELOS

Possui graduação em Geologia pela University of Kansas (1983), graduação em Engenharia Química e do Petróleo pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1980), graduação em Direito pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1979), mestrado em Geology pela University of Texas at Austin (1987), doutorado pela University of California (1992) e pós-doutorado pela University of California (1993). Atualmente é Associate Professor da University of Queensland e Professor Visitante da China University of Geoscience of Wuhan. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia atuando principalmente em datação de intemperismo pela metodologia <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar.




### Arquipélago de São Pedro e São Paulo

# Soerguimento tectônico de rochas infracrustais no Oceano Atlântico

O ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO (ASPSP), o menor arquipélago oceânico brasileiro, situa-se no meio do Atlântico-Norte Equatorial (00°55'02"N; 29°20'42"W), distando 1.010 km da costa brasileira e cerca de 1.824 km da costa africana. O ASPSP possui características sui generis em relação aos outros arquipélagos oceânicos, visto não ser formado por rochas vulcânicas, mas por rochas plutônicas. A origem e a idade do ASPSP são incertas, pois não é bem assente se o ASPSP corresponde a uma relíquia do manto-litosférico sub-continental, associada à parte não expansiva do embasamento da região Meso-Atlântica Equatorial ou se corresponde a uma protrusão de manto-oceânico soerguido pela ação da fratura transformante São Paulo, concomitantemente com o processo de milonitização-serpentinização. Estima-se que sua formação tenha ocorrido entre 100-35 Ma. A parte emersa é constituída por milonito peridotítico serpentinizado e por milonito kaersutítico, cuja origem é incerta. A milonitização obliterou as feições primárias destas rochas, o mesmo ocorrendo devido à serpentinização por ações de fluidos hidrotermais e/ou de água de mar durante movimentos tectônicos tardios que fraturaram mais ainda estas rochas. A Formação São Pedro e São Paulo (FSPSP), de idade neogênica, aflora em parte do arquipélago e é constituída por sedimentos clásticos, derivados do embasamento e de atividade biogênica, cimentados por carbonato de cálcio. A existência de pequenos terraços-marinhos, marcando quatro paleoníveis acima do atual nível do mar, e a gama de litofácies, estratificações e fósseis presentes na FSPSP, sugerem que ela foi depositada em regime progradante, subaéreo, dominado por ondas. Conseqüentemente, o soerguimento tectônico não ocorreu à taxa constante, mas episodicamente; no início do Neogeno Superior o ASPSP esteve debaixo do atual nível do mar.

**Palavras-chave:** Peridotitos Abissais; Milonitos, Serpentinização; Expansão Oceânica; Arquipélago de São Pedro e São Paulo; Atlântico Equatorial

#### **SIGEP 002**

Thomas Ferreira da Costa Campos<sup>1a</sup> Joaquim das Virgens Neto<sup>1b</sup> Narendra Kumar Srivastava<sup>1c</sup> Reinaldo Antônio Petta<sup>1d</sup> Léo Afraneo Hartmann<sup>2</sup> João Francisco Silveira de Moraes<sup>3</sup> Liana Mendes<sup>4</sup> Susan Roberta Melo Silveira<sup>5</sup>

**São Pedro and São Paulo Archipelago** – Infracrustal Uplifted intracrustal rocks in the Atlantic Ocean

The São Pedro and São Paulo Archipelago (SPSPA) (also known as St. Paul's rocks) is the smallest Brazilian oceanic archipelago, located in the mid equatorial North Atlantic Ocean (00°55´02"N; 29°20´42"W), about 1010 km from the Brazilian-coast and about 1824 km from the Africancoast. The SPSPA is a very distinct archipelago because it is constituted by upper mantle rocks instead of volcanic rocks. The origin and the age of SPSPA remain undetermined doubtful. Either it may correspond either to a sub-continental lithospheric mantle relic associated, partly to non-spreading Equatorial Mid-Atlantic basement region, or to a protrusion of oceanic-mantle uplifting by the action of St. Paul Fracture, concomitantly with the mylonitization and serpentinization. It is estimated that the formation occurred between 100-35 Ma. Its emerged part is composed of serpentinized peridotite and kaesurtite mylonites. All primary textures of these rocks were obliterated by mylonitization. Roks were intensely fractures during serpentinization through the action of pervasive hydrothermal fluids and seawater during late tectonic movements. The São Pedro and São Paulo Formation (SPSPF), outcropping in certain parts of the archipelago, is constituted by clastic sediments derived from the basement and biogenic activities, cemented by calcium carbonate. The presence of thick marine-terraces points to four paleolevels above the present sea-level. Considering the variety of lithofacies, stratifications and fossils, it is suggested that the SPSPF was deposited under a progressive wave-dominated, sub-aerial regime Besides, it has been was below sea level at the beginning of the Early Neogene and tectonic uplift has occurred episodically rather than at a constant rate.

**Key words:** Abyssal Peridotite; Mylonite, Serpentinization; Oceanic spreading; São Pedro and São Paulo Archipelago; Equatorial Atlantic

#### INTRODUÇÃO

O Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP) é o menor arquipélago oceânico em território brasileiro, e constitui um complexo ultramáfico de provável origem mantélica. Dada as suas características peculiares, tanto do ponto de vista geológico e mineralógico, como geoquímico, o ASPSP oferece especial interesse à comunidade científica pelas informações que lá se podem obter sobre a natureza do manto superior terrestre, e ainda sobre os processos de quebra e de deriva dos continentes (e.g.: Laurência, Gonduana, Pangea) e suas correlações com a abertura do oceano Atlântico, apesar da grande incerteza sobre a sua idade: 100-35 Ma (Melson et al., 1972). Todas estas características do ASPSP ressaltam a sua importância do ponto de vista de conservação da diversidade mineral e da evolução geológica. Além disso, devido ao fato do ASPSP se encontrar inserido no Sistema Equatorial de Correntes Marinhas, o arquipélago exerce uma forte influência no ciclo de vida de várias espécies migratórias (peixes, crustáceos e aves), as quais utilizam a região como zona de alimentação e reprodução, constituindo-se, assim, em uma área impar para o estudo de processos de transferência de energia ao longo da cadeia trófica.

O ASPSP encontra-se ainda sob a influência direta da Zona de Convergência Intertropical, cuja dinâmica influencia o regime de chuvas na costa nordestina brasileira, o que o leva a ser uma das áreas com maior índice pluviométrico em todo o Oceano Atlântico e, consequentemente, com menor salinidade superficial. Devido ainda a grande distância da costa continental, parte de sua vida selvagem apresenta-se com um elevado grau de endemismo o que ressalta ainda mais a sua importância do ponto de vista de conservação da biodiversidade.

#### LOCALIZAÇÃO

O ASPSP constitui o ponto mais avançado do território brasileiro no Oceano Atlântico Norte Equatorial e representa o único conjunto de ilhas oceânicas do país no hemisfério norte, pois se localiza a 62,14 milhas náuticas (100 km) a norte da linha do equador (Fig.1). As coordenadas do ponto central do ASPSP são 00°55'02"N e 29°20'42"W. O ponto mais próximo da costa brasileira, no Cabo do Calcanhar, estado do Rio Grande do Norte, dista cerca de 510 milhas náuticas (»1.010 km) no rumo N 41° 15' E. Dista ainda cerca de 1.210 km da cidade do Recife, no rumo N 32° 30'E. O ASPSP está quase na metade do caminho para a costa da Guiné-Bissau (África), cerca de 985 milhas náuticas (»1.824 km).

#### ASPECTOS HISTÓRICOS

A data do descobrimento do Arquipélago de São Pedro e São Paulo é incerta, pois na época as cartas náuticas eram consideradas segredo de estado. No entanto, registros históricos portugueses dizem que o ASPSP foi descoberto por acidente, em 1511, pelo navegador português Manuel de Castro Alcoforado, capitão da caravela SÃO PEDRO, que se desgarrou da esquadra comandada por D. Garcia de Noronha e se chocou com os rochedos, sendo salva por outra caravela da mesma esquadra, chamada SÃO PAULO, daí o nome do arquipélago. Contudo, os registros históricos espanhóis indicam que em 1513, o navegador espanhol Juan da Nova de Castello fez o primeiro registro de avistamento (desconhece-se o nome do barco). A posição do ASPSP não consta na carta náutica mundial de 1513, feita pelos turcos. No entanto, os registros náuticos portugueses dizem que foi o navegador português Diego Ribeiro, em 1529, quem fez o primeiro registro do ASPSP em carta náutica. É por isso que na carta náutica mundial de Mercator, feita em 1538, já aparece à posição do ASPSP. O primeiro desembarque no ASPSP foi realizado pelo navegador francês Beuvet du Losier em 1738 e o segundo em 1799 pelo navegador americano Amasa Delano, que estava a bordo do S.Y. PERSEVERANCE. Em 1813, o Capitão-tenente George Crichton, a bordo do H.M.S. RHIN, elaborou a primeira carta náutica do ASPSP.

Em 1831, Charles Darwin desembarcou do R.V. BEAGLE (Inglaterra) no ASPSP durante a sua viagem científica em volta da Terra. Darwin foi o primeiro pesquisador a defender que as rochas do arquipélago não eram de origem vulcânica, e ainda a bordo realizou as primeiras análises químicas das rochas do ASPSP (Renard, 1882). Contudo, em 1839, M'Cornick desembarcou do H.M.S. EREBUS e, discordantemente de Darwin, afirmou que o ASPSP era de origem vulcânica, o que não veio a se confirmar. Em 1873, Tizard et al. realizam o primeiro estudo geológico sistemático das rochas do embasamento cristalino do ASPSP, através da expedição exploratória do H.M.S. CHALLENGER (Inglaterra) chefiada por Sir Charles W. Thomson. Em 1902, o S.Y. SCOTIA em sua viagem para a Antártica fundeou no ASPSP e faz o primeiro registro fotográfico deste arquipélago. Em 1911, a equipe do navio alemão DEUTSCHLAND realizou amostragem biológica e geológica no ASPSP.

Em 1921, a expedição liderada por Shackleton-Rowett desembarcou do *H.M.S QUEST* (Inglaterra) e realizou o segundo estudo geológico sistemático das



**Figura 1 - (a)** Localização do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Atlântico Equatorial; (b) Demarcação das 200 milhas náuticas que definem a Zona Econômica Exclusiva (ZEE) brasileira.

**Figure 1 - (a)** Location of St. Peter and St. Paul Archipelago, Equatorial Atlantic; **(b)** Demarcation of 200 nautical miles that define the Brazilian Economic Exclusive Zone (EEZ).

rochas do embasamento cristalino do ASPSP. Em 1922, ocorreu a primeira e única amerrisagem de avião realizada na região do ASPSP, efetuada pelos navegadores portugueses Gago Coutinho e Sacadura Cabral a bordo do HIDROAVIÃO LUZITANIA (Portugal). Em 1930, o navio BELMONTE da Marinha do Brasil instalou o primeiro farol de auxílio à navegação. Durante a segunda grande guerra, os navios U.S.S. ATKA E U.S.S. OMAHA realizaram algumas pesquisas e modificaram os nomes de algumas ilhas que tinham sido batizadas pela expedição do H.M.S. CHALLENGER. Durante a década de 60 o ASPSP foi visitado por várias expedições científicas americanas [e.g: Wiseman em 1960, a bordo do H.M.S. OWEN (Wiseman, 1966); Melson e outros em 1964 e 1968, a bordo do R.V. CHAIN E H.M.S. ATLANTIS II (Melson et al., 1972)]. Entre 1990 e 1994 pesquisadores russos e alemães, respectivamente a bordo do R.V. STRAKHOV E DO R.V.SONNE-84, realizaram o levantamento gravimétrico e batimétrico da região em torno do ASPSP. Em 1996 o governo brasileiro, através da Comissão Interministerial de Recursos do Mar (CIRM), criou o Grupo de Trabalho Permanente para ocupação e pesquisa no ASPSP com o principal propósito de instalação de uma estação científica na ilha Belmonte; este grupo chegou a bordo do navio CANOPUS. Com a inauguração da Estação Científica do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ECASPSP) em 1998, iniciam-se os trabalhos de pesquisa científica promovidos pelo Programa Arquipélago de São Pedro e São Paulo (PRO-ARQUIPÉLAGO). Este fato permitiu tanto a ocupação permanente do arquipélago, como permitiu ainda que o Brasil acrescentasse mais 200 milhas marítimas de zona econômica exclusiva à volta do arquipélago (Fig.2). Entre dezembro de 1997 e janeiro de 1998 pesquisadores franceses e brasileiros a bordo do submersível NAUTILLE e do navio R.V. NADIR realizaram um levantamento geológico submarino da área entre as fraturas Romanche e São Paulo. Foi ainda nessa expedição que o NAUTILLE fez os seus primeiros mergulhos, chegando a atingir profundidades superiores a 5.100 m. Em 2001, T.F.C. Campos e a expedição nº 83 do PROARQUIPÉLAGO chegam ASPSP através do barco TRANSMAR II (Brasil) e dão início ao primeiro estudo geológico sistemático das rochas emersas do embasamento do ASPSP no século XXI. Em 2002: T.F.C. Campos e a expedição nº 105 do PROARQUIPÉLAGO desembarcam do TRANSMAR I (Brasil) no ASPSP e iniciam primeiro estudo geológico sistemático das rochas sedimentares emersas do ASPSP (Edward, 1985; Silveira et al., 2003).

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Aspectos Hidrológicos e Climáticos

O ASPSP encontra-se inserido no Sistema Equatorial de Correntes Marinhas, sofrendo a influência direta da Corrente Sul-Equatorial que flui superficialmente no sentido EW e da Corrente Equatorial, submersa, que flui no sentido contrário (WE) a uma profundidade entre 60 a 100 m, numa faixa entre as latitudes 1,5° N e 1,5° S. Esta corrente submersa é a mais rápida de todas as correntes equatoriais, podendo alcançar velocidades superiores a 2 nós (cerca de 3,6 km/h). A ação conjun-



**Figura 2 -** Vista geral do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Atlântico Equatorial: (**a**) A partir do satélite QuickBird®; (**b**) A partir de helicóptero.

Figure 2 - Overview of St. Peter & St. Paul Archipelago, Equatorial Atlantic: (a) From QuickBird® satelite; (b) From an helicopter.

ta destas duas correntes marinhas gera um padrão hidrológico de elevada complexidade e com grande influência no ecossistema insular, nomeadamente o fenômeno de enriquecimento de nutrientes, devido à ressurgência decorrente da interação entre as correntes oceânicas e o relevo submarino.

Em relação às condições meteorológicas, o ASPSP encontra-se sob a influência direta da Zona de Convergência Intertropical, cuja dinâmica influencia o regime de chuvas na costa nordestina brasileira. Por este motivo o ASPSP é uma das áreas de maior índice pluviométrico em todo o oceano Atlântico e, consequentemente, de menor salinidade superficial.

#### Aspectos Biológicos

Em função do posicionamento geográfico, estrategicamente entre os dois hemisférios e ainda entre os continentes sul-americano e africano, o ASPSP exerce uma forte influência no ciclo de vida de várias espécies migratórias, tais como peixes, crustáceos e aves que utilizam a região do arquipélago e seu entorno como zona de alimentação, reprodução e abrigo.

A baixa riqueza de organismos encontrada em ASPSP pode ser associada à pequena área do arquipélago e consequentemente à escassez de micro-habitats do local. O substrato marinho é predominantemente rochoso, por vezes recoberto por algas (pouco diversa). Contudo, podem aparecer pequenas áreas arenosas no fundo marinho, onde ocorrem algumas espécies de moluscos, crustáceos e outros animais típicos destes tipos de substratos.

Sabe-se que a fauna de peixes encontrada no ASPSP apresenta componentes em comum com a ictiofauna do continente brasileiro, Caribe e África, e representa o resultado da dispersão e assentamento de larvas, uma vez que o arquipélago sofre influência de duas importantes correntes marinhas. Existe claramente uma zonação em relação à distribuição dos organismos; por exemplo: indivíduos de *Entomacrodus vomerinus* (peixe-macaco) ocorrem em áreas bastante rasas, como as poças-de-maré; já espécies como o peixe-borboleta (*Chaetodon obliquus*) e o serranídeo endêmico *Anthias salmopunctatus*, ocorrem em grandes profundidades, junto aos paredões rochosos.

Cerca de 14 espécies de algas foram registradas no local; na zona de oscilação das marés há a ocorrência de algas vermelhas incrustadas e na região sublitorânea seguinte aparece o zoantídeo *Pallythoa caribeorum* (de 3 a 8 m de profundidade) e uma grande quantidade de algas verdes da espécie *Caullerpa* sp. (de 3 a 30 m).

Os corais *Madracis decactis* e *Scolymia wellsi* concentram-se entre 30 e 45 m de profundidade. Duas espécies de corais-negros (*Anthipates* sp.) foram registradas no ASPSP, ocorrendo acima de 45 m.

São registradas até o momento 58 espécies de peixes recifais (saberés, parus-amarelos, budiões, donzelas, moréias, xaréus, mariquitas, borboletas, marias-datoca, etc) e 17 espécies de peixes pelágicos (tubarões, atuns, cavalas, rêmoras, dourados, agulhões, peixesvoadores, peixe-lua), que utilizam o arquipélago principalmente como banco de alimentação (*e.g.* albacora-lage *- Thunnus albacares*) e para reprodução (*e.g.* peixe voador *- Cypselurus cyanopterus*) em determinadas épocas. Dentre os 58 peixes recifais, destacam-se as famílias mais numerosas em termos de ocorrência de espécies: Muraenidae (sete espécies), Carangidae e Pomacentridae (5 espécies cada); e Serranidae e Scaridae (3 espécies cada). Cerca de 80% dos peixes recifais do ASPSP ocorrem na costa marítima brasileira devido, não apenas à proximidade com o continente mas, também, ao favorecimento da subcorrente que se desloca do Brasil para o arquipélago.

Devido a grande distância da costa (isolamento), o ASPSP apresenta um considerável grau de endemismo como por exemplo, as quatro espécies: Stegastes sanctipauli; Enneanectes smith; Chaetodon obliquus; Anthias salmonpuctatus. Outro exemplo do efeito do isolamento do ASPSP é o aparecimento do Holacanthus ciliares (paru-amarelo) de variadas cores, o que não ocorre em outras localidades, e isto pode ser o reflexo de uma alta taxa de cruzamentos. Os peixes aparecem em outras cores, como indivíduos brancos e azuis. Existem, também, exemplares despigmentados do pomacentrídeo Chromis multilineata. Nas águas agitadas que circundam as ilhas deste arquipélago, algumas espécies marinhas bastante raras são encontradas com relativa frequência (e.g.: o tubarão-baleia) juntamente com os golfinhos, raias-manta, barracudas, cavalas, atuns, garoupas, tubarões, xaréus e centenas de outros peixes que geram um espetáculo digno de se ver.

Este arquipélago serve ainda como pouso a uma população local de aves marinhas (cerca de dois mil espécimes), notadamente, os atobás (*Sula leucogaster*) e viuvinhas (*Anous stolidus*). Devido a grande escassez de área seca para a nidificação, a concorrência entre estas aves é bastante grande: - no caso dos atobás temos cerca de 0,4 aves/m<sup>2</sup> o que, provavelmente, impede o aparecimento de outras aves migratórias no ASPSP (Mendes, 2004 – Comunicação pessoal).

#### Aspectos Geomorfológicos

O ASPSP é constituído por um pequeno grupo de ilhas (10) e diversas pontas de rochas que se situam nas proximidades da Dorsal Meso-Atlântica, distando cerca de 100 km a norte do equador, a 00°55'02"N e 29°20'42"W (Fig.1 e 2). A área total emersa é de cerca de 4,2 acres e a distância entre os pontos extremos, as rochas Erebus e Pillar, é de 420 m. As ilhotas apresentam contornos sinuosos, irregulares e reentrantes, e suas encostas são extremamente íngremes. As quatro ilhas maiores (Belmonte, Sudeste, Nordeste e Cabral) formam uma enseada com forma de ferradura, com cerca de 100 m de comprimento por 50 m de largura, 8 m de profundidade e abertura voltada para NW. Estas ilhas encontram-se separadas por estreitos canais. O fundo da enseada é constituído por sedimentos provenientes da atividade biológica e da desagregação das rochas que constituem o arquipélago.

O relevo emerso do ASPSP é acidentado e seu ponto culminante, com 18 m de altitude, situa-se na ilha Nordeste; o ponto mais alto da ilha Belmonte tem cerca de 16 m de altitude e na ilha Sudeste as maiores elevações atingem 17 m. O relevo submarino do arquipélago exibe elevações alongadas como uma crista, com declive suave na direção EW e forte declividade na direção NS.

Este arquipélago constitui a parte emersa de uma cadeia de montanha transversal meso-oceânica com direção EW que se encaixa paralelamente ao bordo norte da zona de falha da Fratura Transformante de São Paulo, na zona limítrofe das placas tectônicas divergentes Sul-americana e Africana. A Fratura de São Paulo estende-se por 580 km entre as coordenadas 1°N-30°20'W e 0°30'N-24°W e corresponde a um dos maiores deslocamentos (levógiro) da ridge meso-oceânica atlântica. A crosta oceânica, dos lados opostos (norte e sul) da área ativa da Fratura Transformante de São Paulo, apresenta uma diferença de idade de cerca de 40 Ma (Rusby, 1993). A zona de falha da Fratura Transformante de São Paulo, no entorno do arquipélago, possui cerca de 120 km de largura e seus vales podem atingir uma profundidade média de -3.600 m. Contudo, nas cercanias do arquipélago são observadas profundidades abissais superiores à -5.000 m, tanto nas zonas das falhas transformantes, como no seio da dorsal Atlântica (Hekinian et al., 2000).

Considerando a isóbata dos -3800 m, esta cadeia de montanha apresenta uma forma sigmoidal, com cerca de 100 km de comprimento por 40 km largura, e uma orientação geral NE-SW. Segundo Hekinian *et al.* (2000), esta forma sigmoidal pode ser explicada pela junção de dois maciços rochosos que formam a cadeia de montanha submarina.

#### Aspectos Geológicos e Petrográficos

#### Rochas do Embasamento

A cadeia de montanha submarina, cujos topos constituem o Arquipélago de São Pedro e São Paulo, é tectonicamente ativa e, consequentemente, sujeita a terremotos. Esta cadeia montanhosa encontra-se no seio da falha transformante de São Paulo, o que indica que sua formação foi controlada pela movimentação desta falha e de seu conjunto de fraturas (Fig.3).

O fato que torna o arquipélago de São Pedro e São Paulo sui generis no Atlântico é a ocorrência de rochas plutônicas ultramáficas, que foram milonitizadas durante o seu posicionamento por forças tectônicas, que podem estar relacionadas com a quebra do continente Pangea (Maia et al, 1999), e com a consequente expansão do Oceano Atlântico. Não existem rochas vulcânicas na parte emersa do arquipélago, mas sim rochas plutônicas infracrustais (Bonatti, 1976; Melson et al., 1972).O maciço rochoso que constitui a parte imersa da região do arquipélago apresenta dois flancos em torno da faixa de falha transformante ativa de direção EW (Hekinian et al., 2000, Fig.4). Este conjunto de falha que separa os dois flancos forma uma estrutura tipo graben (<-2.500 m) onde são encontrados intrusões doleríticas e pequenos derrames basálticos. Os dois flancos apresentam características geológicas distintas: (i) o flanco norte, fortemente tectonizado, onde se encontra o ASPSP, apresenta um conjunto de escarpas de falhas e é formado, essencialmente, por milonito peridotítico serpentinizado, milonito peridotítico bandado e serpentinizado, raras intrusões gabróicas e derrames basálticos; (ii) o flanco sul, menos tectonizado, é constituído por peridotito não deformado e serpentinizado, ocorrendo, ainda, alguns derrames basálticos e um capeamento de calcário endurecido.

O mecanismo de colocação do maciço de SPSP dentro da falha transformante de São Paulo não foi ainda identificado. Wolfe *et al.* (1993) e Hekinian *et al.* (2000) propuseram dois processos tectônicos distintos para a origem da forma sigmoidal deste maciço: o flanco sul ter-se-ia formado a partir de movimento tectônico tipo extensional (*pull-apart*), diapírico e de denudação, en-

quanto o flanco norte ter-se-ia formado a partir de um extensivo falhamento transversal do tipo cisalhante e cavalgante (strike-slip e thrust faults), o que sugere uma litosfera mais rígida do que a do flanco Sul, durante a protusão dos peridotitos serpentinizados (Fig.4). Devido ainda aos movimentos extensionais localizados no seio deste maciço, ocorreu vulcanismo intra-transformante. Assim, as rochas vulcânicas que afloram na estrutura tipo graben do flanco Sul podem ter extravasado durante um reajuste tectônico. Consequentemente, a colocação dos peridotitos que constituem o ASPSP está relacionada ao efeito combinado de diapirismo serpentínico (protusão) e cisalhamento diferencial dentro da falha transformante de São Paulo, resultando na elevação do maciço de SPSP acima do atual nível do mar. Os afloramentos da parte emersa apresentam-se ainda diaclasados devido a movimentos posteriores a milonitização. Durante o soerguimento do flanco norte houve deposição de sedimentos que deram origem à Formação de São Pedro e São Paulo, de idade quaternária (Campos et al., 2002, 2003 e 2004).

A porção noroeste da ilha Belmonte (Fig.5a) é constituída por uma rocha afanítica, maciça, homogênea, de dureza elevada e coloração branca acinzentada a cinza verdoengo (Fig.6a). Já a porção sudeste dessa ilha e as demais ilhas são constituídas, essencialmente, por uma rocha afanítica, heterogênea, de dureza baixa e coloração bastante variada, desde branca acinzentada e/ou cinza verdoengo a marrom avermelhada ou, ainda, uma mistura entre estas colorações (Fig.6c). A rocha homogênea corresponde a um peridotito milonitizado, enquanto a rocha heterogênea corresponde a uma trama entre a fase milonítica e a fase serpentinizada, onde a fase serpentinizada desenvolve-se a partir do padrão do microdiaclasamento e às custas da fase milonítica, até consumo total dessa fase. Na ilha Sudeste e, mais raramente,



**Figura 3 -** Esboço do sistema de cristas-vales transversais que forma a zona da fratura transformante de São Paulo, Atlântico Equatorial (Gorini, 1981; Hekinian *et al.*, 2000).

Figure 3 - Sktech of transverse crest-valley system that constitutes the St. Paul transform fracture zone, Equatorial Atlantic (Gorini, 1981, Hekinian et al., 2000).



**Figura 4 -** Croqui do perfil geológico interpretativo dos flancos Norte e Sul da cadeia transversal do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, separados por uma falha transformante ativa de direção EW (Hekinian *et al.*, 2000).

**Figure 4** - Sketched geological profile of North and South flanks of the St. Peter and St. Paul archipelago transversal ridge separated by an EW active transform fault of EW trending (Hekinian et al., 2000).

na porção sul da ilha Belmonte ocorre, ainda, como filões e enclaves, uma rocha alcalina milonitizada, rica em kaersutita, afanítica, maciça, homogênea, de dureza elevada, de cor cinza similar a antracita (Fig.6b). Em pequena área da porção este da ilha Sudeste ocorre uma alternância de níveis com dimensões milimétricas a centimétrica, entremeados paralelamente (Fig.6d) e por vezes com microdobramento, de milonitos peridotíticos, com serpentinização incipiente, e de milonito alcalino kaersutítico.

Os processos tectônicos obliteraram quase toda a paragênese mineralógica original das rochas do ASPSP, inviabilizando, até o momento, a determinação de sua composição modal (Melson et al., 1972). A natureza plutônica original destas rochas é evidenciada pela existência de porfiroclastos elipsoidais de olivina (0,1 - 2,0 mm, mas raramente podem chegar a 4 mm), piroxênios (0,5 - 1,5 mm), anfibólios (0,5 - 6 mm) e espinélios (0,1 - 4 mm), fortemente fragmentados e fraturados até se confundir com a matriz (< 0,01 mm) de mesma composição. Os porfiroclastos de olivina correspondem a 60% dos porfiroclastos e a matriz milonítica, criptoserpentinizada, corresponde a mais de 60% da rocha. Os fenocristais cominuídos e recristalizados são envolvidos, sinuosamente, por fina matriz milonítica (Fig. 7a, b, c, d), que pode aparecer como bandamento claro/ escuro, de diferente granulação (média de 0,01 a 0,02 mm, mas pode atingir 0,06 mm) (Fig. 7a, b). A cor escura deve-se a concentrações de minúsculos grãos de magnetita proveniente do processo de serpentinização da matriz.

Foliação milonítica na matriz, paralelamente ao eixo maior dos porfiroclastos mais elipsoidais, é identificada localizadamente. Porfiroclastos de olivina se apresentam com orientação ótica variada, mas, geralmente, o seu eixo cristalográfico b encontra-se perpendicular à foliação milonítica (Tilley, 1947; Denisova, 1991). Esta orientação encontra-se refletida em planos preferenciais de microdiaclasamento apresentados por algumas amostras. Petrograficamente, os milonitos ultramáficos do ASPSP possuem, ainda, vestígios tanto de uma deformação inicial à alta temperatura ocorrida no manto superior, como de uma forte deformação plástica ocorrida na crosta inferior durante o processo tectônico que originou a fratura transformante de São Paulo, por meio da qual os peridotitos iniciais se tornaram milonitizados. A combinação da recristalização sintectônica com a deformação plástica deu origem a uma textura milonítica típica, que obliterou a orientação ótica inicial dos minerais sem produzir uma textura nova nos porfiroclastos. A orientação milonítica dos peridotitos do ASPSP é discordante à direção da falha transformante de São Paulo, o que indica que este bloco foi trazido à superfície em umas séries de movimentos tectônicos complicados (Melson et al, 1972).

Movimentos tectônicos posteriores a milonitização fraturaram mais ainda estas rochas, o que facilitou mais ainda a infiltração de fluidos responsáveis pela serpentinização (Fig.7a, b, c, d). Este processo de serpentinização não foi uniforme, gerando rochas com diferentes graus de serpentinização, desde incipiente até elevado (Fig.6c).



**Figura 5 - (a)** Esboço do mapa geológico da área emersa do Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Atlântico Equatorial; **(b)** Mapa geológico da Formação São Pedro e São Paulo.

**Figure 5 - (a)** Geological sketch map of emerged area of St. Peter and St. Paul archipelago, Equatorial Atlantic; **(b)** Geological sketch map of St. Peter and St. Paul Formation.



Milonito kaersutítico (com veios de carbonato)

**Figura 6** - Amostras de mão representativas das rochas emersas do ASPSP: (a) milonito peridotítico; (b) Milonito kaersutítico; (c) Milonito peridotítico serpentinizado; (d) Milonito bandado kaersutita-peridotítico.

Figure 6 - Representative hand-samples of emerged rocks from ASPSP: (a) Peridotite mylonite; (b) Kaersutite mylonite; (c) Serpentinized peridotite mylonite; (d) Kaersutite-peridotite banded mylonite.

Nos estudos difratométricos de raios X sobre o material mais serpentinizado só foi possível se identificar a lizardita e o crisotilo como os minerais do grupo da serpentina que predominam como produto da alteração dos milonitos peridotíticos, além de magnetita e óxidos de ferro hidratados. As serpentinas estão presentes tanto sob forma pseudomórfica da olivina, como sob a forma de grão matricial muito fino.

As rochas do complexo ultramáfico do ASPSP apresentam-se com cinco seqüências paragenéticas, sendo a 1ª seqüência composta por minerais plutônicos reliquiares, (olivina, piroxênios e kaersutita) a 2ª, por matriz milonítica com porfiroclastos recristalizados de olivina, piroxênio, pargasita, espinélio e kaersutita, a 3ª, por serpentina que se forma a partir da alteração dos minerais anidros; a 4ª, também composta por serpentina que se forma a partir das diáclases, e 5ª, por uma massa branca carbonática que corta a serpentina. A serpentinização afetou mais fortemente a olivina e os piroxênios, principalmente a enstatita. Os anfibólios não se apresentam serpentinizados.

#### Rochas de Cobertura Sedimentar

As rochas sedimentares da Formação de São Pedro e São Paulo aflorantes no ASPSP (Campos *et al.*, 2002, 2003 e 2004) são formadas, essencialmente, por sedimentos clásticos polimíticos provenientes do substrato rochoso e por materiais biogênicos, consolidados e bastante trabalhados (Fig.5b). Esta sequência sedimentar, bio-litoclástica, repousa, discordantemente, sobre o embasamento peridotítico milonitizado e é constituída por duas unidades: (i) Unidade Atobás, conglomerática (ii) Unidade Viuvinhas, arenítica.



**Figura 7** - Fotomicrografia das rochas do ASPSP: (a) Milonito peridotítico com porfiroclastos de olivina envolvidos pela matriz milonítica. Salienta-se a existência de pequenos clastos de olivina derivados e a volta do porfiroclasto. Os grãos opacos são de espinélio (nicóis x); (b) Milonito peridotítico com porfiroclastos de enstatita (superior) e de olivina (inferior). Os grãos negros são de espinélios. Salienta-se a textura milonítica da matriz (nicóis x); (c) Milonito kaersutítico com porfiroblastos de kaersutita (Kst) de diferentes tamanhos. Os grãos opacos são de magnetita (nicóis X); (d) Milonito bandado, cuja matriz é formada pela alternância de níveis de kaersutita + magnetita e de peridotito. Salienta-se a existência de porfiroclastos de kaersutita no seio das bandas peridotítica (nicóis //). NK: níveis kaersutíticos; NP: níveis peridotíticos; NPS: níveis peridotíticos.

**Figure 7** - Photomicrography of the rocks from ASPSP: (a) Peridotitic mylonite with olivine porphyroclasts involved by mylonitic groundmass. It is pointed out the existence of small clasts derived from olivine and involving the porphyroclasts (mortar texture). The opaque grains are spinel (crossed nicols); (b) Peridotitic mylonite with enstatite (above) and of olivine (beneath) porphyroclasts. The opaque grains are spinel. It is pointed out the mylonitic texture of the groundmass (crossed nicols); (c) Kaersutitic mylonite with kaersutite porphyroclasts (Kst) of different sizes. The opaque grains are magnetite crossed nicols); (d) Layered mylonite with groundmass showing alternation of kaesurtite + magnetite and peridotite levels. It is pointed out the existence of kaesurtite porphyroclasts in the peridotite layers (//nicols). NK kaersutite layer; NP: peridotite layers; NPS: serpentinized peridotite layer.

Essa formação originou-se da deposição de sedimentos marinhos em águas rasas de uma paleobacia. Durante a deposição houve, pelo menos, dois episódios sismotectônicos que a afetaram: um que gerou um hiato entre dois períodos de deposição, e outro que basculou toda a sequência.

A evolução da Formação São Pedro e São Paulo se iniciou com a abertura de uma barreta em zona de

fraqueza originada pelo diaclasamento, de direção geral NW, do embasamento. Com a invasão da água do mar depositou-se a Unidade Atobás formada, essencialmente, por seixos, transportados e depositados tanto por deslizamentos de rochas ligados à ação sísmica, como pela ação erosiva das ondas. Estes seixos permaneceram sob a ação das ondas até se arredondarem. Para o topo, a granulação dos sedimentos diminui até que passando para areia grosseira, mas com raros seixos angulosos provenientes da desagregação das vertentes por ação das ondas e/ou dos abalos sísmicos. Um expressivo evento tectônico provocou o basculamento das camadas da Unidade Atobás para SE. Esse evento tectônico provocou ainda a abertura do sistema de fraturamento das ilhas do ASPSP, cujos espaços foram preenchidos por um arenito cinza contendo seixos angulosos com dimensões variando entre 5 e 15 cm, iniciando-se assim a deposição da Unidade Viuvinhas

A deposição da Unidade Viuvinhas estendeu-se além dos limites das fraturas, em uma área mais abrangente do que a bacia inicial. Provavelmente a atividade sísmica foi a responsável pela existência de blocos de dimensão decimétrica ( $\leq 1$  m) nesta unidade. Com o desenvolvimento da sequência da Unidade Viuvinhas ocorreu à deposição de arenitos avermelhados, em um ambiente mais calmo.

Um segundo evento sísmico provocou o basculamento de toda a Formação São Pedro e São Paulo, e uma nova quebra da abertura da enseada deixou a ilha na configuração atual, ficando preservadas apenas partes dessa bacia. A presença de fósseis coralígenos na Unidade Viuvinhas indica que no local havia uma lâmina de água inferior a 30 m, em contato com o mar aberto e com forte atividade biogênica.

Um terceiro evento sísmico mais forte reativou o fraturamento do embasamento cristalino, e, por propagação, fraturou a Formação São Pedro e São Paulo; esta possui dois flancos com mergulhos de 20º para 330 de azimute e de 35º para 300º de azimute, indicando que o embasamento cristalino fraturou-se em dois blocos que sofreram basculamento.

O fraturamento da Formação São Pedro e São Paulo provocou um maior desgaste erosional, e configurou o relevo em sua forma atual. Os indicadores de níveisde-mar mais importantes encontrados são os "barnacles" e fragmentos de corais, que indicam zonas de variação de maré. A gama de litotipos, tipo de estratificação e da assembléia de fósseis encontrada na Formação São Pedro e São Paulo sugerem que tais sucessões foram depositadas durante um regime marinho subaéreo dominado por ondas; e que o arquipélago se encontrava abaixo do atual nível do mar durante o início do Neogeno Superior. Pequenos terraços apresentando conglomerados polimíticos (seixos de milonitos, fragmentos de rocha sedimentar, fósseis marinhos) marcam diferentes paleoníveis a 3, 6, 10 e 15 m acima do atual nível do mar, similares aos encontrados no arquipélago de Fernando de Noronha, no Atol de Rocas, e no litoral do estado do Rio Grande do Norte, o que sugere que o soerguimento do arquipélago pode ter ocorrido episodicamente. Contudo, não se sabe ao certo se ocorreu através de movimentos sismotectônicos (e.g.: subsidência, soerguimento ou movimentação lateral do assoalho oceânico) ou ainda através de movimentos isostáticos ou geoidais (e.g.: subsidência ou soerguimento do assoalho oceânico por ação conjunta da diferença de densidade da coluna rochosa: crosta inferior/manto superior, e da força da gravidade; Bonatti, 1978), comuns na região do arquipélago, ou através dos movimentos eustáticos (e.g.: variação do volume de águas oceânicas; Angulo & Giannini, 1997; Isla, 1989; Martin *et al.*, 1985; Pirazzoli, 1991; Suguio *et al.*, 1985).

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO DO SÍTIO

O Arquipélago de São Pedro e São Paulo foi transformado em Área de Proteção Ambiental (APA) pelo DECRETO Nº 92.755, de 5 DE JUNHO DE 1986. A área quadrilátera da APA do ASPSP está delimitada pelos paralelos 0°56' e 0°54'N e meridianos 29°20' e 29°21'W.

A APA do ASPSP encontra-se em excelente estado de conservação e não é permitida a visitação turística. Contudo, com a aprovação do Programa Arquipélago São Pedro e São Paulo (Pro-Arquipélago) pela Comissão Interministerial de Recursos do Mar (CIRM) em Junho de 1996, e da inauguração da Estação Cientifica do Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ECASPSP), em Junho de 1998, garantiu-se a sua habitabilidade exclusivamente aos pesquisadores ligados ao Programa Arquipélago e Ilhas Oceânicas (SECIRM-CNPq). Desde esta última data, a comunidade científica, através do Programa Arquipélago, vem desenvolvendo programas contínuos e sistemáticos de pesquisa científica na região, nas mais diferentes áreas de estudo (geologia, geofísica, biologia, oceanografia, meteorologia e recursos pesqueiros). Este fato permitiu ao Brasil requerer, em Maio de 2004, à Convenção das Nações Unidas sobre os Direitos do Mar (CNUDM) a delimitação de seu mar territorial em torno da APA do ASPSP, para uma área com 200 milhas náuticas de raio, área esta denominada de "Zona Econômica Exclusiva" (Fig.1b).

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Angulo, R.J.; Giannini, P.C.F. 1997. Variação do nível relativo do mar nos últimos dois mil anos na região sul do Brasil: Uma discussão. *Boletim. Paranaense de Geociências.* 44, 1-32.

- Bonatti, E. 1976. Serpentinite protrusions in oceanic crust. *Earth and Planetary Sciences*. *Letters*. 32: 107-113.
- Bonatti, E. 1978. Vertical tectonism in oceanic fratures zones. *Earth and Planetary Sciences*. *Letters*. 37: 369-379.
- Denisova, Ye.A. 1991. Ultramafic mylonites from São Paulo island (Equatorial Atlantic Ocean). Translated from Ultraosnovnyye milonity o San-Paulu (ekvatorial naya Atlantika ). *Doklady Akjademii Nauk SSSR*, 1991, 319 (5), 1167-1472
- Campos, T.F.C.; Srivastava, N.K.; Macambira, M.J.B.; Petta, R.A.; Amaral, R.; das Virgens Neto, J. 2002. A Formação São Pedro e São Paulo: Uma Nova Unidade Litoestratigráfica Quaternária do Atlântico Equatorial Brasileiro. XLI Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa (PB) Setembro de 2002. Anais: 353.
- Campos, T.F.C.; Bezerra, F.H.R.; Petta, R.A.; das Virgens Neto, J.; Srivastava, N.K.; Macambira, M.; Amaral, R. 2003. Novos dados litoestratigráficos da Formação São Pedro e São Paulo (Atlântico Equatorial): Implicações tectônicas e eustáticas. II Congresso do Quaternário de Países de Línguas Ibéricas e IX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário. Livro de Resumo, 284-285 (cd-room). Recife-PE,
- Campos, T.F.C.; Srivastava, N.K.; das Virgens Neto, J.; Petta, R.A.; Bezerra, F.H.R.; Amaral, R.; Macambira, M. 2004. Tectonic and Eustatic significance of The Quaternary St. Peter and St. Paul Formation, Equatorial Atlantic. 23<sup>td</sup> Meeting of International Association of Sedimentologists (IAS). Coimbra, Portugal, Anais.
- Edward, A.J. 1985. Saint Paul's Rocks: a bibliographical review of natural history of Mid-Atlantic Island. *Archives of Natural History*, 12: 31-49.
- Gorini, M.A. 1981. The tectonic fabric of Equatorial Atlantic and adjoining continental margins: Gulf of Guinea to Northeastern Brazil. *Serie Projeto REMAC*, 9, 116pp, Rio de Janeiro.
- Hekinian, R.; Juteau, T.; Gracia, E.; Sichler, B.; Sichel,
  S. E.; Udintsev, G.; Apprioual, R.; Ligi, M. 2000.
  Submersible Observations of Equatorial Atlantic
  Mantle: The St. Paul Fracture Zone Region. *Marine Geophysical Researches*, 21 (6), 529-560, 2000.

- Isla, F.I. 1989. Holocene sea-level fluctuation in the Southern Hemisphere. *Quaternary Sciences Revue*, 8, 359-368.
- Maia, M;. Sichel, S.E; Esperança, S. and Thirot, J. 2001. The Equatorial Atlantic "cold spot": Constraints from osmium isotope composition, plate kinematics and tomography. EUG XI – Marine Geology and Geophysics, 516.
- Martin, L.; Flexor, J.M.; Blitzkow, D.; Suguio, K. 1985. Geoid change indications along the Brazilian coast during the Last 7,000 years. In: V International Congress of Coral Reef, Tahiti. Proceeding, IGCP, Project 200, 3, 85-90.
- Melson, W. G.; Hart, S. R.; Thompson, G. 1972. St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, Radiometric Ages, and Implications on Sea-floor Spreading. *Geological Society of America Memoir*, Boulder, 132, 241-272, 1972.
- Pirazzoli, P.A. 1991. World Atlas of Holocene Sea-Level Changes. Oceanography Series, 58, Elsevier, Amsterdam, 300 pp.
- Renard, A. 1882. On the petrology of St.Paul's rocks: Apendix B, *Narrative of the Challenger Report*, 2.
- Rusby, R.I., 1993. Segmentation and Reorganization of the Equatorial Mid-Atlantic (5°-0°N). *Bridge News*, 16-19.
- Silveira, S.R.; Farias, S.G.S.; Silva, M.V.; Silva, L.C.; Almeida, A.V.; Amaral, F.D. 2003. Aspectos históricos da Biologia Marinha do Arquipélago de São Pedro e São Paulo.*Monografia de Conclusão* do Curso de Biologia da do Departamento de Biologia da Universidade Federal Rural de Pernambuco.
- Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, L.M.; Azevedo, A.E.G. 1985. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, 15 (4), 273-286.
- Tilley, C.E. 1947. Dunite mylonite of St. Paul's rocks (Atlantic). *America Jour. Sci.* 245, 483-491.
- Wiseman, J. D. H. 1966. St Paul's Rocks and the Problem of the Upper Mantle. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 11, 519-525.
- Wolfe, C.J.; Bergman, E.A.; Solomon, S.C. 1993. Oceanic transform earthquakes with unusual mechanism or locations: Relation to fault geometry and state of stress in the adjacent lithosphere. *Journal* of Geophysical Research, 98, 16187-16211.

<sup>3</sup>CPRM - Serviço Geológico do Brasil;

<sup>4</sup>Departamento de Biologia da Universidade Federal

<sup>5</sup>Departamento de Biologia da Universidade Federal

joalfsmoraes@aol.com

do Rio Grande do Norte;

Rural de Pernambuco;

susan\_melo@bol.com.br

liana\_oceanica@yahoo.com.br

<sup>1</sup>Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte; Caixa Postal 1639, CAMPUS da UFRN, 59072-970 NATAL-RN;

<sup>a</sup> thomascampos@geologia.ufrn.br;

<sup>b</sup>dasvirgens@yahoo.com.br

<sup>c</sup> narendra@geologia.ufrn.br

<sup>d</sup>petta@geologia.ufrn.br

<sup>2</sup>Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul; leo-hartmann@ufrgs.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP
 <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>, em 24/12/2005, também com versão em inglês.

#### THOMAS FERREIRA DA COSTA CAMPOS

Graduado em Geologia pela Universidade do Porto/Portugal (1978), Mestre em Geociências pela Universidade de Aveiro/Portugal (1987), Doutor em Geociências pela UFRGS (1997). Professor Associado II da UFRN. Atua na área de Geociências: Geologia Médica (A Radioatividade Natural e o Risco de Malignidades); Geologia Clássica (Geoquímica de Rochas e Fatores Geológicos que Controlam a Radioatividade Natural) e no Extensionismo Mineral. Coordena a Incubadora de Iniciativa de Empreendimentos Economicamente Solidários (INICIES) e o Laboratório de Radioatividade Natural (LARANA) da UFRN. Em seu currículo LATTES os termos mais freqüentes na contextualização da produção científica são: Rochas Ultramaficas/Serpentinização, Arquipélago de São Pedro e São Paulo, Província Borborema, Geologia Médica, Granitóides, Mistura de Magmas, Pegmatitos e Alteração hidrotermal. http://lattes.cnpq.br/1036476218421364.



#### JOAQUIM DAS VIRGENS NETO

Graduado em Geologia (2004) pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte e Mestrado (2006) pela Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Durante a graduação, atuou em pesquisas espeleológicas no território potiguar tanto no cadastramento quanto na gênese e evolução de cavernas. Desenvolveu também pesquisas em geologia estrutural, geoquímica, geologia marinha e ambiental, principalmente no Arquipélago de São Pedro e São Paulo, reunidos em sua dissertação de mestrado. Desde 2007 é geólogo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM, na Residência de Teresina. Participou do Projeto Geodiversidade do Piauí (2008) e atualmente (2009) trabalha no mapeamento geológico 1:100.000 da Folha Barragem, localizada no sudeste do estado do Piauí.



#### NARENDRA KUMAR SRIVASTAVA

Professor Associado II do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Bacharel (1960) e Mestre (1961) em Geologia pela Universidade de Lucknow, Índia; Ph.D. em Geologia pela Universidade de São Petersburgo, Rússia (1966), e Pós- Doutorado pelas Universidades de Tuebingen (1969 e 1970) e Braunschweig (1988), Alemanha. Trabalhou como geólogo/pesquisador em Oil & Natural Gás Corporation da Índia (1961), Instituto Nacional de Oceanografia, Índia (1966 a 1968), e nas Universidades de Tuebingen e Wuerzburgo, Alemanha (1971-1978). Desde 1979 atua na Universidade Federal do Rio Grande do Norte e tem se dedicado aos estudos de Geologia Sedimentar e Paleontologia. http://lattes.cnpq.br/0257859086244893.



#### **REINALDO ANTONIO PETTA**

Pós-Doutor em Geoprocessamento e Sistemas de Informações Georeferenciadas pelo INPE -Planejamento e Gestão Ambiental; Doutor em Geociências pela UNESP e UCL (Université Catholique de Louvain – Bélgica) - Geoquímica; e Mestre em Geociências pela UFBA. Diversos Cursos de Especialização em Geoprocessamento realizados na Bélgica (1991-1994), na Alemanha (2000, 2002, 2004, 2006 e 2008) e no INPE (2002 e 2003), com ênfase em Meio Ambiente, Planejamento e Gestão Urbana, Recursos Hídricos, e Recursos Minerais. Atua atualmente como docente e pesquisador do Depto de Geologia da UFRN e dos cursos de Pós- Graduação em Geociências e Ciências dos Materiais da UFRN, e Engenharia Agrícola da UFCG. http://lattes.cnpq.br/2817377185975574.



#### LÉO AFRANEO HARTMANN

Graduado em Geologia pela Universidade de Harvard (EUA). Fez Mestrado em Geologia pela Colorado State University (EUA) e Doutorado em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Seu pós-doutorado foi realizado na Southampton University (UK). É professor de Geotectônica, Geologia de Campo, Metamorfismo e Rochas Ultramáficas na UFRGS, onde é Professor Titular. É Membro Titular da Academia Brasileira de Ciências e Pesquisador 1A do CNPq. http://lattes.cnpq.br/8586805521593519.



#### JOÃO FRANCISCO SILVEIRA DE MORAES

Geólogo diplomado em 1966 pela Universidade Federal da Bahia e Mestre em Geologia em 1994 pela mesma universidade. Especialização em Pesquisa Mineral na Universidade Federal de Ouro Preto em 1972. Curso de Avaliação Econômica de Projetos de Mineração no DNPM-Recife-PE em 1999. Instituições que trabalhou: DNPM de 1967 a 1970 e CPRM de 1971 a 2001. CARGO ATUAL: Analista Ambiental da CPRH, Recife – PE. Trabalhos realizados em mapeamento geológico, prospecção e pesquisa mineral nos Estados PB e RN e CE; Levantamento dos depósitos de turfa nos Estados PE, PB e RN; Pesquisa de ouro no rio Tapajós- PA e Carutapera-M; Topografia, Geologia e Geotécnica do Arquipélago S. Pedro e S. Paulo; Autor de 44 relatórios técnicos e trabalhos publicados.



#### LIANA DE FIGUEIREDO MENDES

Graduada em Ciências Biológicas (Licenciatura e Bacharelado) pela Universidade de São Paulo (USP) e mestrado (1995) e doutorado (2000) também pela USP, com área de concentração em zoologia. Possui como linha de pesquisa zoologia e ecologia de peixes e alguns grupos de invertebrados marinhos. Atualmente é docente do Departamento de Botânica, Ecologia e Zoologia, da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, coordenadora do Laboratório do Oceano (LOC). http://lattes.cnpq.br/8630238560783274.



#### SUSAN ROBERTA MELLO O'BRIEN

Graduada em Ciências Biológicas pela UFRPE em 2003. Mestre em Biologia da Vida Selvagem pela Iowa State University (EUA) em 2007. Foi estagiária do LAR/UFRPE, onde desenvolveu pesquisas em sistemática e morfologia de corais, e também se dedicou à Educação Ambiental voltada para o ambiente recifal. Desenvolveu sua Monografia "Histórico e Aspectos da Biologia Marinha do ASPSP no LAR/UFRPE, além de outros trabalhos envolvendo sistemática, interpretação ambiental e ecologia de cnidários do litoral de Pernambuco e ilhas oceânicas brasileiras. Atualmente trabalha no Wappello and Mahaska County Conservation (Iowa) e o Iowa Science Center (Iowa) ainda exerce atividades no Agriculture Study Abroad Center da Iowa State University. E-mail: silveira.susan@gmail.com.

# Parte Sítios Paleoambientais



# Coquinas da Paleolaguna da Reserva Tauá-Pântano da Malhada, RJ

Um registro de optimum climático holocênico

#### **SIGEP 004**

A RESERVA TAUÁ, localizada na borda leste do pântano da Malhada ocupa uma área de aproximadamente 1,0 km<sup>2</sup> na região dos Lagos Fluminenses entre os municípios de Cabo Frio e Armação de Búzios. Nessa área úmida ocorre um afloramento de coquina em excelente estado de preservação taxonômica e ambiental. A evolução geológica holocênica local ocorreu após uma fase de afogamento da planície costeira do rio São João e córrego do Retiro, decorrente da subida do nível do mar há aproximadamente 5.100 anos AP. Durante esse período, o nível relativo do mar situava-se em torno de 4,8 +/- 0,5 m acima do atual, formando uma extensa laguna. Após uma rápida regressão marinha registrada por volta de 4.900 anos AP, o nível d'água diminuiu gradativamente, expondo inicialmente as bordas da laguna, acarretando mortandade generalizada de várias espécies de conchas muitas delas em posição de vida. O registro geológico das concentrações das conchas de moluscos ocorre principalmente na borda do pântano, diminuindo à medida que se aproxima do centro do antigo corpo lagunar. O depósito biogênico, exposto devido a uma escavação recente, se encontra a uma profundidade de 0,40 m. Caracteriza-se por uma camada de coquina de 0,60 m de espessura média, constituída por carapaças de moluscos de elevada densidade e pouca diversidade. Sua distribuição espacial constitui um dos mais importantes registros de nível do mar mais elevado que o atual durante o Holoceno em todo Estado do Rio de Janeiro. Desta forma, a coquina da Reserva Tauá enquadra-se no conceito de patrimônio geológico, principalmente no que diz respeito aos sítios paleambientais e sedimentológicos. Ao mesmo tempo, o afloramento apresenta elevado valor cultural, científico e didático para o ensino de geociências e meio ambiente.

**Palavras-chave:** coquina; paleolaguna; transgressãoregressão marinha; Reserva Tauá; Cabo Frio; Rio de Janeiro João Wagner de Alencar Castro<sup>a1</sup> Maria Célia Elias Senra<sup>b2</sup> Renato Rodriguez Cabral Ramos<sup>a3</sup>

**Coquinas from the Paleolagoon of the Tauá-Pântano da Malhada Reserve, State of Rio de Janeiro** – A record of holocenic climatic *optimum* 

The Reserva Tauá is a private natural reserve that has approximately 1,0 km<sup>2</sup> and is located on the west limit of the Malhada marsh at the Lagos Fluminenses Region - Rio de Janeiro State, between Cabo Frio and Búzios municipalities. In this humid area has been an important outcrop of coquine in excellent taxonomical and environmental preservation. The Late Holocene geological evolution of this area occurred after 5,100 years BP., was initially determined by a phase of a sea-level rising around 4,8 +/- m above the present one, responsible for drowning of the coastal plain of the São João river and Retiro stream, and an extensive lagoon development. After that a fast regression registered around 4.900 years BP., lead to a gradual sea level falling and to the uncovering of the borders of the lagoon and , consequently a generalized death of several mollusk species, which many of their shells kept in the life position. The main geological record of shells concentration happens along the border of the marsh, but decreases towards the center of the paleolagoon body. The biogenic outcrop, displayed by a recent hollowing, is found at 0,40 m deep. It is characterized by a coguine 0,60 m thickness layer composed by shell fragments of high density and low diversity. Its spatial distribution constitutes one of the most important records of higher sea leavel during the Holocene in the State of Rio de Janeiro. Thus the coquine of the Reserva Tauá fits in the concept of a geological heritage site, mainly in respect to paleoenvironmental and sedimentological aspects. In the same way the outcrop presents important cultural, scientific and didactic values for the geosciences and environmental sciences.

**Key words:** coquina; paleolagoon; marine transgressionregression; sea leavel rise; Reserva Tauá; Cabo Frio; Rio de Janeiro

#### INTRODUÇÃO

O reconhecimento da importância do patrimônio geológico no âmbito das políticas de preservação dos recursos naturais vem recebendo nos últimos anos atenção especial por parte de instituições científicas e governamentais do Estado do Rio de Janeiro, entre estas, o Laboratório de Geologia Costeira e Sedimentologia do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional / Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, o Departamento de Geologia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro - UERJ, o Núcleo de Estudos Tafonômicos da Universidade do Rio de Janeiro -UNIRIO e o Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro - DRM/RJ.

Nesse contexto chama a atenção o afloramento de coquina da Reserva Tauá - pântano da Malhada, Região dos Lagos Fluminenses, pela singularidade geológica e pelo estado de preservação ambiental de um depósito de conchas de moluscos, resultante de um evento transgressivo-regressivo marinho ocorrido no Holoceno. A formação da paleolaguna de Tauá, onde se depositou a coquina, aconteceu após uma subida do nível do mar há aproximadamente 5.100 anos AP. Durante esse período, o nível relativo do mar na região do pântano da Malhada situava-se em torno de 5,0 m acima do nível atual no centro da paleolaguna e 0,5 m na borda. Segundo Castro et al. (2004) e Santana (2005) as datações de conchas de moluscos forneceram uma idade através do método 14C de 5.034 a 5.730 anos AP. Os resultados calibrados através do Calib Radiocarbon Calibration Program corroboram dados obtidos por Suguio & Martin (1989) em relação à última transgressão marinha ocorrida na região.

Embora não existam dados concretos sobre a causa da mortandade generalizada das espécies de conchas, atribui-se a mesma a uma rápida regressão ocorrida por volta de 4.900 anos AP gerando possivelmente condições de hipersalinidade. O depósito de coquina situado a aproximadamente 4,0 m acima do nível do mar atual representa evidência inquestionável de nível marinho pretérito mais elevado. Desta forma, o depósito da Reserva Tauá enquadra-se perfeitamente no conceito de patrimônio geológico principalmente no que diz respeito aos sítios paleoambientais (ambiente de transgressão marinha) e sedimentológicos (complexo paleolaguna).

A paleolaguna apresenta também elevado valor didático para o ensino de geologia, oceanografia, biologia e meio ambiente. Acrescenta-se, ainda, a grande beleza cênica da região onde está localizado o afloramento. Sobre o patrimônio geológico da paleolaguna, caso não seja conferido estatuto de proteção adequado, poderá ser alvo da degradação ambiental generalizada em função da pressão urbana ocorrente na região dos Lagos Fluminenses.

#### LOCALIZAÇÃO

O depósito de conchas de moluscos da paleolaguna de Tauá ( $22^{0}45$ ' S –  $42^{0}00$ ' W) localiza-se no setor leste do pântano da Malhada, região nordeste do Estado do Rio de Janeiro entre os municípios de Cabo Frio e Armação de Búzios, próximo à localidade de Praia Rasa (Fig. 1)

O acesso ao afloramento partindo da cidade do Rio de Janeiro é feito através da rodovia Amaral Peixoto (RJ-106) até o entroncamento de Tamoios (RJ-102) que dá acesso à cidade de Armação dos Búzios. A partir da localidade de Rasa, percorre-se uma distância de 10 km de estrada não pavimentada até a Reserva Tauá. A região do pântano da Malhada é delimitada por relevos de colinas suaves sobre embasamento cristalino, tabuleiros dissecados da Formação Barreiras e cordões litorâneos holocênicos. A morfologia caracteriza-se por uma planície em torno de 4,0 m acima do nível do mar, capeada superficialmente por material constituído predominantemente por areias argilosas orgânicas de coloração escura. O sistema de drenagem é formado pelo córrego do Retiro, rio Ubá e canais artificiais. A origem marinha do depósito biogênico foi confirmada através de análises sedimentológicas e malacológicas, cujas formas encontradas evidenciam uma ligação aberta para o mar na praia do Peró, durante a transgressão marinha registrada na região há aproximadamente 5.100 anos AP.

#### HISTÓRICO DE ESTUDOS NA ÁREA

Os trabalhos desenvolvidos por Lamego (1945, 1946) foram os primeiros a fornecer um quadro geral sobre as planícies costeiras fluminenses e ambientes de pântanos conhecidos como brejos. O autor abordou aspectos sobre o desenvolvimento morfológico das planícies costeiras, pântanos, cordões litorâneos, formação de restingas e complexos lagunares, bem como caracterizou o ciclo evolutivo das lagunas e fatores que as originaram, entre estes, o crescimento lateral de pontais arenosos e a formação dos pântanos (brejos costeiros). As flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário no litoral brasileiro, principalmente durante os últimos 7.000 anos AP, foram estudadas a partir de 1974 por diversos pesquisadores da área de geologia costeira nos Estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Bahia e Rio Grande do Sul. Roncarati & Neves (1976) desenvolveram um estudo sobre o processo evolutivo da planície costeira de Jacarepaguá, identificando os diferentes



**Figura 1 -** Mapa Geológico e de localização da Reserva Tauá - pântano da Malhada / RJ. Fonte: Martin *et al* (1997). **Figure 1 -** Geological and location map of Reserva Tauá - Malhada marsh / RJ. Source: Martin et al (1997).

ambientes deposicionais e sedimentos superficiais da área. Os dados obtidos forneceram subsídios para a interpretação e compreensão dos processos deposicionais e mecanismos de transporte e deposição de sedimentos para as planícies costeiras e pântanos do Estado o Rio de Janeiro.

Dias Jr. *et al.* (1979) realizaram as primeiras escavações arqueológicas no sítio da Malhada onde encontraram diversos artefatos constituídos de quartzo lascado, bem como sepultamentos. A camada húmica datada em 700 anos AP é constituída por material cinza escuro com partes avermelhadas, ricas em artefatos líticos e restos de sepultamentos. Restos de ossos e conchas foram datados de  $4.020 \pm 80$  anos A.P, marcando o início da ocupação do pântano da Malhada.

Martin *et al.* (1984) realizaram as primeiras datações por radiocarbono - <sup>14</sup>C na planície costeira de Jacarepaguá relacionando sua evolução com as variações do nível relativo do mar durante o Holoceno. Martin *et al.* (1996) estudaram do ponto de vista histórico a dinâmica das variações do nível do mar ao longo da parte central da costa brasileira e suas conseqüências na construção das planícies costeiras. Martin *et al.* (1997) em sua publicação, Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Estado do Rio de Janeiro e do Espírito Santo na escala 1: 200.000 forneceram informações sobre as variações do nível relativo do mar e distribuição dos depósitos quaternários marinhos e lagunares ao longo da faixa costeira dos referidos estados, incluindo a região de pântanos do nordeste fluminense. Ainda segundo Martin *et al.* (1997) a região do pântano da Malhada foi invadida pelo mar há 5.100 anos AP formando o sistema lagunar que se estabeleceu por detrás de ilhas barreiras. Após o rebaixamento do nível do mar por volta de 4.900 anos AP algumas lagunas passaram por processo de dessecamento ao mesmo tempo em que eram colmatadas e substituídas por áreas pantanosas.

Scheel-Ybert (1999), através de reconstituição paleoambiental, mostrou que a vegetação da região do pântano da Malhada era constituida por diversas fisionomias de vegetação de restinga, pela mata seca e por manguezais. Essas fisionomias não sofreram mudanças durante toda metade do Holoceno, entre 5.500 a 1.400 anos AP. Os sambaquieiros estavam perfeitamente adaptados a este ambiente, que eles dominavam e exploravam através da coleta e manejo de vegetais. Apesar do nível do mar naquela época estar bem acima do atual, a vegetação praticamente não mudou até os dias atuais. Morais (2001) desenvolveu um estudo faciológico dos depósitos da Formação Barreiras na região da praia Rasa, definindo regionalmente essa unidade como depósito fluvial entrelaçado arenoso, distal, que pode variar para um modelo de alta energia com fluxos gravitacionais associados. Grande parte do material depositado no pântano tem como fonte essa unidade.

Senra *et al.* (2003) desenvolveram o primeiro estudo paleoambiental da malacofauna na área da Reserva Tauá pântano da Malhada, realizando análises comparativas dos diversos elementos bióticos presentes no depósito de coquina. A interpretação das propriedades taxonômicas dos bioclastos possibilitou concluir que estes foram depositados em condições variáveis de energia.

Castro et al. (2004) realizaram as primeiras datações em conchas de moluscos na área da Reserva Tauá, sendo que os resultados obtidos forneceram uma idade através do método <sup>14</sup>C de 5.034 a 5.730 anos AP para o depósito de coquina. Ainda nesse trabalho registrou-se que o nível marinho para esse período foi de aproximadamente 4,5 m no centro da paleolaguna e 0,5 m na área do sítio correspondente à zona de arrebentação e paleopraia da paleolaguna. O processo deposicional do material bioclástico foi possivelmente influenciado por ondas de tempestades provenientes do quadrante sudoeste quando a região do promontório de Arraial do Cabo ainda não estava ligada ao continente. Durante a transgressão marinha de aproximadamente 5.100 anos AP, o paleocanal de ligação entre a paleolaguna e o mar aberto se dava através da extremidade nordeste da praia do Peró, município de Cabo Frio.

Em suma, os trabalhos citados, entre outros, colabo-

de largura perfazendo 4.000 m². As investigações geológicas a partir de testemunhos de sondagem revelaram que os sedimentos basais da paleolaguna são constituídos por material síltico arenoso de coloração cinza clara caracterizando depósitos de planície de maré. Sobreposto a este pacote identificou-se uma camada contínua com espessura de 0,60 m constituída por material bioclástico, traduzido por conchas de moluscos de elevada densidade e pouca diversidade, apresentando excelente estado de preservação taxonômica e ambiental (Fig. 2 e 3). Foram encontrados exemplares com vestígios de padrão de coloração original, alguns dos quais preservados ainda em posição de vida. A camada subseqüente de 0,40 m de espessura é constituída por lâminas de silte, argila e areia fina intercaladas caracterizando o atual ambiente de pântano. As amostras de moluscos coletadas revelaram três famílias de Bivalvia e duas famílias de Gastropoda, cujas espécies são de ambientes constituídos por fundo arenoso de águas rasas, tolerando variação de salinidade (Castro et al., 2004).

A formação da paleolaguna da Reserva Tauá aconteceu após uma fase de afogamento do sistema de drenagem da região devido à transgressão marinha de 5.100 anos AP. Durante esse periodo transgressivo, as barreiras arenosas deslocaram-se rumo ao continente, provocando a formação de canais de ligação entre diversas lagunas da região. As datações de conchas coletadas no afloramento estudado fornecerem uma idade através do método <sup>14</sup>C de 5.034 a 5.730 anos AP, intervalo de tempo considerado aqui como o de formação da paleolaguna da Reserva Tauá (Castro *et al.*, 2004).

raram para a melhor compreensão dos processos de construção e evolução da área de estudo. As variações do nível relativo do mar durante o Holoceno exerceram forte influência na construção das planícies costeiras do Estado do Rio de Janeiro. A região de terras baixas constituida pelo pântano da Malhada se enquadra nesse quadro histórico principalmente em relação ao desenvolvimento morfológico dos ambientes de pântanos e suas relações com as variações do nível do mar durante o Holoceno.

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Geologia do Sítio

O afloramento da Reserva Tauá na borda nordeste do pântano da Malhada ocupa uma área de 100 m de comprimento e 40 m



**Figura 2 -** Aspectos gerais e de detalhe do afloramento de conchas de moluscos "coquina" na área da Reserva Tauá - pântano de Malhada / Estado do Rio de Janeiro.

**Figure 2 -** General and detail aspect of the molusk shells outcrop "coquine" in the Reserva Tauá area - Malhada marsh / Rio de Janeiro State.



**Figura 3 -** Posicionamento estratigráfico do afloramento de conchas de moluscos "coquina" na área da Reserva Tauá - pântano de Malhada / Estado do Rio de Janeiro.

Figure 3 - Stratigraphic positioning of the molusk shells outcrop "coquine" Reserva Tauá - Malhada marsh / Rio de Janeiro State.

O ambiente atual de pântano se desenvolveu a partir de uma rápida descida do nível relativo do mar ocorrida por volta de 4.900 anos AP com o fechamento do canal de ligação com o mar aberto por um cordão de dunas longitudinais à praia do Peró. As condições ambientais atuais da região do sítio geológico de Tauá revelam um clima tropical de características semi-áridas com índices pluviométricos de aproximadamente 850 mm/ano, regime de ventos de nordeste e secundariamente de sudoeste.

No limite nordeste do afloramento registra-se uma área de vegetação arbórea e arbustiva constituída por fisionomias de vegetação de restinga de propriedade particular da ambientalista Tereza Kolontai Soldon (Fig. 4). O restante da área de entorno do depósito de coquina é constituído por vegetação de gramíneas, lavouras de subsistência e ocupação urbana de áreas de terras baixas.

#### Paleoecologia do Sítio

Os primeiros estudos sobre os depósitos de coquinas da Reserva Tauá evidenciaram níveis de bioclastos com extensão vertical de até 0,60 m. A distribuição das conchas ocorre de forma caótica em seção com predomínio de biválvios suspensívoros (Senra *et al.*, 2003). O depósito apresenta-se densamente empacotado seguindo a orientação da paleopraia. Os componentes biominerais caracterizam-se por distribuição espacial côncava, convexa, ancorada, imbricada e articulada com notável padrão de aninhamento (Fig. 5 e 6).

Na área do afloramento foram identificados grupos tróficos da macrofauna e associações de foraminíferos *Ammonnia tepida-Elphydium excavatum-Pseudononion* sp., ostracodes do gênero *Cyprideis*, espículas monaxônicas e triaxônicas e microplacas desarticuladas de cirripédios que refletem condições hipohalinas a hipersalinas (Barreiro *et al.*, 2003). Análises tafonômicas da malacofauna indicaram que 10 % das conchas inteiras encontram-se articuladas e 45% desarticuladas e as demais fragmentadas. Uma fração expressiva de fragmentos caracteriza-se por transporte de material bioclástico (Barreiro e Senra, 2005).

As macroalgas bentônicas são constituídas por filamentos fragmentados desprovidos do aparelho apressório, evidenciando ação mecânica. A estrutura populacional de *Anomalocardia brasiliana* é representada por formas adultas e jovens, sugerindo morte não-



**Figura 4 -** Fisionomias de vegetação de restingas, Reserva Tauá - pântano da Malhada.

**Figure 4 -** Phisiognomy of the restinga vegetation, Reserva Tauá - Malhada marsh.



**Figura 5** - Distribuição espacial das conchas de moluscos com notável padrão de aninhamento.

**Figure 5** - Spatial dritribuition of the molusk shells with notable organization pattern.



Figura 6 - Distribuição espacial dos bioclastos em seção.Figure 6 - Spatial distribution of bioclasts in section.

seletiva ou catastrófica da comunidade, possivelmente durante o recuo do nível do mar (Serra e Silva, 2002). Em conchas desta espécie ocorrem perfurações representadas por ichnogêneros Oichnos, Caulostrepsis e Entobia, interpretados como atividade bioerosiva produzida respectivamente por poliquetos em 18,8 % da população, 4,4% das perfurações por esponja e 0,34% de perfurações por gastrópodes carnívoros. A análises das freqüências de bioerosão por poliquetos evidenciou que o processo bioerosivo ocorreu preferencialmente na margem postero-ventral das conchas de tamanho médio potencializando a fragmentação mecânica. Nesse contexto as acumulações de conchas do pântano da Malhada reúnem propriedades paleoecológicas tais como o predomínio de moluscos infaunais com abundância relativa de A. brasiliana, bioestratinômicas de fragmentação e bioerosão que possibilitaram inferir ambiente lagunar.

Bernardes e Senra (2005) demonstraram que a biodiversidade dos depósitos da Reserva Tauá é ligeiramente menor que à do Sitio da Paz e da Fazenda Junqueira, ambas também localizadas no pântano da Malhada. No paleoambiente de entorno do pântano da Malhada, os tipos polínicos associados aos depósitos sedimentares indicam vegetação de porte arbustivo arbóreo e de restinga.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Embora os depósitos de conchas de moluscos da Região dos Lagos Fluminenses sejam conhecidos através da explotação por dragagens na laguna de Araruama há algumas décadas, somente no último decênio iniciaram-se tentativas de proteção e conservação deste patrimônio científico-cultural. No final da década de noventa a ambientalista Tereza Kolontai Soldan orientou uma escavação na região da Reserva Tauá - pântano da Malhada com a finalidade de proteger o jardim botânico de sua propriedade de incêndios florestais freqüentes na região. Com a remoção do capeamento de solo foi descoberto o afloramento de coquina em excelente estado de preservação ambiental (Fig. 7).

Em nível institucional, a primeira iniciativa de interesse preservacionista do sítio foi desenvolvido entre a proprietária da Reserva Tauá e o Projeto Caminhos Geológicos coordenado pelo Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro - DRM /RJ. Nessa ocasião foi instalado um painel de alumínio contendo informações em inglês e português sobre a geologia local e regional da área do sítio de coquina.



**Figura 7 -** Remoção da camada de solo, área do afloramento de coquina - Reserva Tauá.

**Figure 7** - Removal of the soil layer, area of the coquine outcrop - Tauá Reserve.

No início do novo milênio pesquisadores da UFRJ, UNIRIO e UERJ visitaram o afloramento com o objetivo de desenvolver estudos sobre sedimentologia, paleoecologia, tafonômia, estratigrafia e variações do nível do mar durante o Holoceno na região do pântano da Malhada. Em 2005 o Laboratório de Geologia Costeira e Sedimentologia do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional - UFRJ elaborou proposta com intuito de iniciar um processo de tombamento do sítio como patrimônio geológico da humanidade junto à SIGEP. A referida proposta foi apoiada por diversos profissionais da área de geociências, e em seguida pelo Núcleo de Estudos Tafônomicos da UNIRIO.

A solicitação de descrição de sitio geológico no Brasil para registro no patrimônio mundial da humanidade tem como objetivo proteger um dos mais importantes registros de variações do nível relativo do mar (transgressão-regressão marinha) ocorrida no Holoceno em toda zona costeira do Estado do Rio de Janeiro e Sudeste brasileiro.

Por outro lado, como é significativa a pressão urbana nas imediações da área do afloramento, a ocupação futura da área poderá conduzir à completa destruição do afloramento caso ocorra um parcelamento do solo na área da Reserva Tauá. Além disso, a área é ameaçada pela exploração mineral do depósito de coquina.

Ressalta-se ainda que a proprietária da Reserva Tauá mantém permanentemente guardas para a manutenção do patrimônio geológico e botânico do local. Tal ação, entretanto não é uma garantia de preservação desse patrimônio, sendo necessárias outras medidas que venham estabelecer a reserva como patrimônio público intocável.

#### **AGRADECIMENTOS**

Os autores agradecem à proprietária da Reserva Tauá, Tereza Kolontai Soldan pelo apoio em todas as fases deste trabalho. Nossos agradecimentos são extensivos aos geólogos, Kátia Mansur e Flávio Erthal do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro pelo trabalho realizado junto ao Projeto Caminhos Geológicos.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Barreiro, R.M.C.; Assis, C.A.; Cardoso, M.N.; Senra, M.C.E.; Silva e Silva, L.H. 2003. Paleoecologia da malacofauna e comunidades bentônicas do Pântano da Malhada, Armação dos Búzios (Holoceno Médio), Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: SEB, Congresso de Ecologia do Brasil, 6, *Anais de Trabalhos Completos*, 1:442-444.
- Barreiro, R.M.C.; Senra, M.C.E. 2005. Contribution to fossil record knowledge fidelity on molluscan shells. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 19, CD Resumos.
- Bernardes, A.P.; Senra, M.C.E. 2005. Paleoeocanographyc aspects of coastal plain bioclasts from Cabo Frio (Upper Quaternary), Rio de Janeiro State. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 19, *CD Resumos*.
- Castro,J.W.A; Carvalho,M.A; Mansur,K.L.; Soldon,T.K. 2004. Paleolaguna de Tauá: exemplo clássico de transgressão, marinha holocênica / região de Búzios - RJ. In: SBGeo, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, *Boletim de Resumos*, 1:231 - 232 p.
- Dias Jr,O.F. 1979. A tradição Itaipu, costa central do Brasil. *In*: Neggers, B.J. (ed) Pré História Sulamericana. Nuevas Pespectivas: Washington DC, 161 - 176 p.
- Lamego, A.R. 1945. Ciclo evolutivo das lagunas fluminenses. Rio de Janeiro: DNPM, Boletim (18): 48 p.
- Lamego, A.R. 1946. O *Homem e a Restinga*. Rio de Janeiro, Lidador Ltda. 307 p.
- Morais,R.M.O. 2001. Estudo Faciológico da Formação Barreiras na região entre Maricá e Barra de Itabapoana – Estado do Rio de Janeiro. Instituto de Geociêcias, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 178 p.
- Martin,L.; Maia,M.C.A.C.; Flexor,J.M.; Azevedo,A.E.G 1984. Evolução holocênica da planície costeira de Jacarepaguá (RJ). In: SBGeo Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, 1:105-118.
- Martin,L.; Suguio,K.; Flexor,J.M.; Dominguez,J.M.L. 1996. Quaternary sea-leavel history and variation in dynamics along the central brasilian coast: consequences on coastal plain construction. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **68**:303-354.
- Martin,L; Suguio,K; Dominguez,J.M.L.; Flexor,J.M. 1997. Geologia do Quaternário Costeiro do Litoral Norte do Rio de Janeiro e do Estado do Espírito Santo. CPRM/Belo Horizonte, 112 p.

- Roncarati,H.; Neves,L.E. 1976. Estudo preliminar dos sedimentos recentes superficiais da Baixada de Jacarepaguá - Município do Rio de Janeiro (Projeto Jacarepaguá). CENPES/ Petrobrás, Rio de Janeiro, 89 p. (relatório interno)
- Santanna,S.C.M. 2005. A paleolaguna da reserva Tauá, Município de Cabo Frio - RJ, como exemplo de registro da variação do nível do mar no Holoceno. Curso de Especialização em Geologia do Quaternário - Departamento de Geologia e Paleontologia, Museu Nacional/UFRJ, Monografia de Final de Curso, 37 p.
- Senra,M.C.E.; Silva,L.H. 2002. Ficoflora associada aos biválvios e paleoambientes da Praia Rasa (Reserva Tauá) Municípios de Armação dos Búzios/Cabo Frio, Neoquaternário do Estado do Rio de Janeiro. *Paleontologia em Destaque* 40:28.
- Senra, M.C.E.; Silva e Silva, L.H.; Mello, K.; Justo, R. 2003. Aspectos paleoambientais da malacofauna holocênica do Pântano da Malhada (Reserva Tauá-Rio Una). Municípios de Armação dos Búzios/Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro. In: SBP, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 18, *Livro de Resumos* p. 1:267.
- Sheel-Ybert, R. 2004. Teoria e Métodos em Antracologia. *Arquivos do Museu Nacional*, **62**(1, 3): 14 p.

- Suguio,K.; Martin,L. 1987. Classificação de costas em evolução geológica das planícies litorâneas quartenárias do Sudeste e Sul do Brasil. *In*: ACIESP Simpósio sobre ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira, *Anais*, **2**: 1-28.
- Suguio, K.; Martin, L. 1989. Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**:273-285.

<sup>a</sup>Laboratório de Geologia Costeira e SedimentologiaDGP (Museu Nacional) UFRJ;

- <sup>b</sup>Núcleo de Estudos Tafonômicos UNIRIO
- <sup>1</sup> jwalencastro@mn.ufrj.br
- <sup>2</sup> esenra@unirio.br
- <sup>3</sup> rramos@mn.ufrj.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP em 13/09/ 2006, <http://www.unb.br/ig/sigep>, também com versão em inglês.



#### JOÃO WAGNER DE ALENCAR CASTRO

Geólogo: Pesquisador do CNPq, Especialista em Impactos Ambientais pela COPPE/UFRJ (1987), Mestre em Sedimentologia (Geologia) pela UFPe (1995) e doutorado em Geomorfologia (Geografia) pela UFRJ (2001). Professor Adjunto da UFRJ, Coordenador do Laboratório de Geologia Costeira, Sedimentologia e Meio Ambiente do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional - UFRJ e Professor do Departamento de Geologia - IGEO/ UFRJ. Autor de livros e de diversos trabalhos em revistas científicas nacionais e internacionais. Suas principais áreas de interesse e atuação são: Erosão costeira aplicada à engenharia, Estudos dos processos eólicos em dunas costeiras, Estudo das variações do nível do mar durante o holoceno, Erosão e assoreamento em corpos lacustres e barragens, Transporte de sedimentos em praias e áreas portuárias, Contaminação de praias por derivados de petróleo, e Estudos, perícia e avaliação de impactos ambientais em terrenos sedimentares.



#### MARIA CÉLIA ELIAS SENRA

Graduação em Ciências Biológicas, Mestrado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1997) e Doutorado em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (2002). Atualmente é professora associado 1 da Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia, atuando principalmente nos seguintes temas: bioerosão em bioclastos, tafonomia de moluscos marinhos e dulceaquicolas do Cretáceo e Quaternário.



#### RENATO RODRIGUEZ CABRAL RAMOS

Geólogo (em 1988) pela UERJ, Mestre e Doutor em Geologia pela UFRJ (1998, 2003). Professor Adjunto do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional/UFRJ desde 2007, onde é vice-chefe e coordenador do Curso de Especialização em Geologia do Quaternário. Pesquisador associado do Departamento de Geologia da UFRJ desde 2006, lecionando Geologia Histórica e Estágio de Campo II. Docente do quadro permanente do Programa de Pós-graduação em Geologia da UFRJ (desde 2008) e do Mestrado em Arqueologia do Departamento de Antropologia do Museu Nacional (desde 2007). Vem orientando alunos de graduação, especialização e Mestrado na UFRJ. As atividades de pesquisa englobam Estratigrafia de bacias sedimentares mesozóicas e cenozóicas, além de Espeleologia e Geologia do Quaternário.

## Estratos Calcários da Pedreira Poty (Paulista), PE

Evidências de evento catastrófico no primeiro registro do limite K-T descrito na América do Sul

#### **SIGEP 102**

Gilberto Athayde Albertão<sup>1</sup> Paulo Pereira Martins Jr.<sup>2</sup>

A PEDREIRA POTY, localizada na bacia de Pernambuco-Paraíba (PE-PB), foi a primeira localidade aflorante descrita no Brasil, e mesmo na América do Sul (Albertão, 1993), como uma seqüência sedimentar completa através do limite entre os períodos Cretáceo e Terciário (limite K-T). A sucessão estratigráfica na área caracteriza-se pelas Formações Gramame e Maria Farinha. A Formação Gramame (biomicritos margosos) ocorre sotoposta à Formação Maria Farinha (intercalações entre calcários e folhelhos); ambas são caracterizadas por uma deposição em ambiente de rampa carbonática dominada por tempestades. Nas proximidades do limite K-T, uma série de características peculiares marcam evidências de uma conturbada transição entre períodos geológicos. Notável extinção da biota, alterações paleoclimáticas, indicadas por análise micropaleontológica, bem como pelo comportamento de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, alteração do padrão geoquímico de diversos elementos químicos, incluindo-se aí conspícuas anomalias de irídio e flúor, presença de possíveis fragmentos de quartzo de impacto, esférulas e de uma camada interpretada como tsunamito, são algumas das mais fortes evidências que apóiam as interpretações de que essa seqüência estratigráfica marca o registro sedimentar de um evento catastrófico no limite K-T. Trata-se, possivelmente, de um impacto extraterrestre, conforme relatado em dezenas de outras localidades distribuídas por todo o globo terrestre. Essas características são únicas dentre áreas aflorantes das bacias sedimentares brasileiras descritas até agora. É também o primeiro e ainda único relato do registro desse possível impacto em baixas latitudes do Hemisfério Sul. Esses fatos, per se, reforcam a importância da área como sítio geológico e justificam a preocupação pela sua preservação, que, a continuarem as atuais condições do local, pode estar ameaçada.

**Palavras-chave:** limite Cretáceo-Terciário; anomalia de irídio; pedreira Poty; bacia Pernambuco-Paraíba; tsunamito

Limestone strata of Poty quarry (Paulista), State of Pernambuco – Evidences of a catastrophic event on the first geological record of the K-T boundary in South America

The stratigraphic record of the Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary (the Poty quarry section) in the Pernambuco-Paraíba coastal basin, Northeastern Brazil, was the first K-T section described in South America with evidence supporting the interpretation that the impact of a bolide has caused the widespread biotic extinction at the end of the Cretaceous. The stratigraphic succession includes Gramame Formation (marly biomicrites) which underlies Maria Farinha Formation (intercalation of limestones and shales). Peculiarities such as iridium and fluorine anomalies, as well the occurrence of shocked quartz, spherules, tsunamiite bed, biotic extinction and other possible impact-related characteristics have been brought together in this report. A geochemical break for most of chemical elements is better expressed in the geological contact than in the K-T boundary, although iridium and fluorine anomalies have been determined exactly at the boundary. Palaeoenvironmental characterisation is determined by micropalaentological considerations, stable isotope data, and the presence of phosphatised fragments. Most of the particular characteristics described here, such as the geochemical anomalies (iridium, total organic carbon and fluorine) and the presence of a tsunami deposit, of possible shocked quartz grains, and of some impact-related spherules, give support to previous preliminary interpretations of this stratigraphic boundary as a sedimentary record of a catastrophic event marking the K-T boundary. All of these unique characteristics among other outcropping sedimentary sections known in Brazil justify the preservation of such geological site and its inclusion into the Brazilian Geological Heritage.

**Key words:** Cretaceous-Tertiary boundary; iridium anomaly; Poty quarry; Pernambuco-Paraíba basin; tsunamiite

#### INTRODUÇÃO

Os registros do(s) evento(s) ocorrido(s) na História da Terra na passagem entre os períodos Cretáceo e Terciário têm sido estudados de maneira multidisciplinar em diversos ramos das Geociências e têm sido responsáveis por importantes mudanças de paradigmas e conceitos geológicos nos últimos 25 anos. Nesse aspecto devese ressaltar a relevância do trabalho seminal de Alvarez et al. (1980), ponto de partida para o que pode ser considerada uma das mais importantes revoluções científicas, no sentido de Kuhn (1978), acontecida em tempos recentes no campo de abrangência das geociências. Nesse trabalho mencionado, Alvarez e colaboradores propuseram a teoria de um impacto extraterrestre para explicar as mudanças ambientais e bióticas observadas ao longo do limite K-T. Sob essa perspectiva, Albertão (1993) estudou algumas áreas aflorantes e de subsuperfície das bacias brasileiras, buscando evidências ou contra-argumentos para a teoria de Alvarez et al. (1980).

A Bacia de Pernambuco-Paraíba é estudada desde o final do século XIX, principalmente do ponto de vista de seu conteúdo fossilífero, dada a riqueza em macrofósseis, notadamente moluscos e peixes. Aspectos importantes da exploração mineral dessa bacia estão relacionados à mineração do fosfato (no contacto entre as formações Beberibe e Gramame), ocorrida principalmente nas décadas de 1960 e 1970 e, mais importante, à mineração do calcário (Formações Gramame e Maria Farinha) presente ainda nos dias atuais. Em relação à abordagem da transição K-T, com destaque para os afloramentos da pedreira Poty, podem ser citados, dentre outros, os estudos pioneiros de Beurlen (1967), Tinoco (1967), Mabesoone et al. (1968) e Stinnesbeck (1989). Entretanto, somente em Albertão (1993) aparece a descrição dessa seção geológica como um registro quase completo dos eventos do limite K-T e dos indícios de um impacto extraterrestre.

As descrições feitas no presente trabalho aparecem mais detalhadas em uma série de trabalhos iniciada por um estudo de tese de mestrado (Albertão, 1993, sob orientação do professor Paulo P. Martins Jr.) e continuada no período entre 1996 e 2000 com o suporte de um projeto do IGCP (*International Geological Correlation Program – Project 384: Impact and Extraterrestrial Spherules*). Uma sucessão de trabalhos foi publicada como resultado dessas pesquisas, podendo ser citados Albertão *et al.* (1994a e b), Albertão & Martins Jr. (1996a e b), Marini *et al.* (2000), Martins *et al.* (2000), Albertão & Martins Jr. (2002), Albertão *et al.* (2004) e Albertão & Martins Jr. (no prelo). Paralelamente, estudos micropaleontológicos foram extensivamente desenvolvidos, bem como diversos trabalhos, dentre eles algumas teses de mestrado e doutorado, foram também escritos. Podem ser destacados os trabalhos de Koutsoukos (1996), Grassi (2000), Fauth (2002) e Sarkis (2002).

As melhores exposições dos afloramentos da pedreira Poty e, eventualmente, de algumas áreas próximas foram selecionadas para amostragem. As amostras, especificamente preparadas, foram analisadas com diferentes objetivos através de uma série de instrumentos e métodos: lupa, microscópio petrográfico, difratometria de raios-X (DRX), isótopos estáveis (carbono e oxigênio), geoquímica inorgânica (elementos principais, secundários e traços), micropaleontologia (notadamente foraminíferos e palinomorfos), microscópio eletrônico de varredura (MEV) e análise química qualitativa e quantitativa em espectrômetro de energia dispersiva. Subprodutos das análises isotópicas foram determinações de carbono orgânico total (COT), resíduo insolúvel (IR) e conteúdo de CaCO<sub>2</sub> dos sedimentos. A determinação da concentração de 45 elementos químicos, incluindo o irídio (Ir), foi feita por análise de ativação neutrônica, em Los Alamos National Laboratory (Estados Unidos). Detalhes de todos esses métodos analíticos estão em Albertão (1993) e Albertão & Martins Jr. (2002). Esférulas e grãos de quartzo foram separados manualmente e analisados à lupa binocular e ao MEV (com sistema EDS anexado), de acordo com os procedimentos descritos em Albertão et al. (1994b), Delicio et al. (2000) e Marini et al. (2000).

A pedreira Poty foi a primeira descrição de uma seqüência razoavelmente completa ao longo da seção de transição do limite K-T em baixas latitudes do Hemisfério Sul e em toda a América do Sul, apresentando inclusive anomalia de irídio. Continua sendo a única área aflorante no Brasil com essas características. Essa particularidade, além de outras apresentadas na discussão que vem a seguir, são justificativas suficientes para incluir essa área como sítio geológico/ estratigráfico/ sedimentológico/ paleontológico do Patrimônio Geológico Nacional e adotar medidas de proteção para a área.

#### LOCALIZAÇÃO

A pedreira Poty, localiza-se no município de Paulista, Estado de Pernambuco, na Região Nordeste do Brasil (Fig. 1). Suas coordenadas em UTM são Zona 25: 9.117.000N: 296.000E (07°59'S - 34°51' W). O acesso se dá facilmente pela estrada que liga a cidade Paulista à localidade de Maria Farinha. A partir dessa localidade, prossegue-se para norte, seguindo-se a placa indicativa para entrada à esquerda (à direita é a praia), para a mineração Votorantim, que detém o direito de lavra da pedreira.

A pedreira (Figs. 2 e 3) é uma mineração de calcário, que está parcialmente desativada desde o início dos anos 2000. Há diversas bancadas abertas para exploração do calcário, tanto na Formação Gramame, quanto na Formação Maria Farinha, sendo que no topo desta última, nas áreas de contacto com a Formação Barreiras, é explorada a argila pozolana, utilizada como refratário na indústria. Outro ponto de apoio, utilizado para o trabalho, refere-se à Ponta do Funil, localizado mais a norte (Fig. 1), em direção ao Estado da Paraíba.

#### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Descrição Litológica

#### Generalidades

A bacia sedimentar costeira de PE-PB é uma bacia do tipo *rift*, de margem passiva. Sua origem está relacionada com a abertura do Oceano Atântico-Sul. As sucessões sedimentares estudadas foram depositadas durante as idades Maastrichtiana e Daniana, e caracterizam uma megasseqüência sedimentar, como definida por Chang *et al.* (1988).

Na pedreira Poty, a seção aflorante é composta pelas formações Gramame e Maria Farinha (Fig. 2), que exibem um contacto lítico erosivo. A Formação Gramame, na base, é composta principalmente por biomicritos margosos de ambiente batial superior a nerítico profundo. A Formação Maria Farinha, no topo, consiste de alternâncias entre calcários (biomicritos, bioesparitos e calcilutitos) e folhelhos depositados em ambiente nerítico, de profundo a médio. As estruturas sedimentares presentes na transição entre as porções mais superiores da Formação Gramame e as porções mais basais da Formação Maria Farinha, tais como, estratificações cruzadas hummocky, gradacionais (com granodecrescência ascendente) e marcas onduladas, assim como evidências de icnofósseis, micropaleontologia, mineralogia e geoquímica, caracterizam o desenvolvimento de uma rampa carbonática, controlada por



**Figura 1 -** Mapa de localização dos afloramentos da pedreira Poty (a, UTM 9.152.000N / 300.000 E) e área da Ponta do Funil (b, UTM 9.117.000N / 296.000E), Pernambuco. As duas localizações estão afastadas cerca de 30km. A Bacia de Pernambuco-Paraíba é contextualizada entre outras bacias da margem continental nordeste do Brasil. As cidades de Recife (capital do Estado de Pernambuco) e Paulista estão referenciadas na figura.

**Figure 1** - Location map for the outcrops of Poty quarry (a, UTM 9,152,000N / 300,000E) and Ponta do Funil area (b, UTM 9,117,000N / 296,000E), State of Pernambuco. The two localities are about 30 km apart. Pernambuco-Paraíba basin is located among other northeastern marginal brazilian basins. Recife city (Pernambuco State capital) and Paulista town are indicated.



**Figura 2 -** Vista geral da pedreira Poty. O primeiro nível (1) da pedreira (branco) é composto principalmente pela Fm. Gramame. O segundo e o terceiro níveis (2 e 3) são compostos pela parte basal da Fm. Maria Farinha. O quarto e o quinto níveis (4 e 5) são as porções superiores e intemperizadas da Fm. Maria Farinha. No quinto nível, a Fm. Maria Farinha está muito intemperizada e é recoberta erosivamente pela Formação Barreiras, não tendo sido explotada para calcário. A espessura total vertical da pedreira é de cerca de 25m.

**Figure 2** - General view of Poty quarry. First (1) level of the quarry (white) is mainly composed of Gramame Formation. Second and third levels (2 and 3) are composed by the basal portion of Maria Farinha Formation. Forth and fifth levels (4 and 5) are upper and weathered portions of Maria Farinha Formation. In fifth level Maria Farinha Formation is extremely weathered and erosively overlain by Barreiras Formation, and was not explored for limestone. Total vertical thickness of the quarry is about 25m.



**Figura 3 -** Estado atual da pedreira Poty (2004). As porções basais da pedreira, vistas na Fig. 2, estão completamente inundadas por água pluvial, que ameaça o registro das camadas do limite K-T, e formam uma lagoa de cerca de 7m de profundidade. Os afloramentos, justo acima do nível da água (com cerca de 2m de altura), são compostos pela porção superior da Fm. Gramame e pela base da Fm. Maria Farinha (relevo positivo).

**Figure 3** - Present state of Poty quarry (2004). Basal portions of the quarry, seen in Fig. 2, are completely flooded by pluvial water, threatening the K-T limit beds and forming a lake about 7m deep. The outcrops just above the water level (about 2 m high) are composed by the uppermost portion of Gramame Formation and the base of Maria Farinha Formation (positive relief). tempestades, durante um processo sedimentar de regressão marinha progressiva (Albertão, 1993). Os estratos são contínuos e perfeitamente preservados, com pequenas variações laterais de fácies, e apresentam mergulhos estruturais suaves, entre 1 e 2 graus, para as direções leste e sudeste.

A figura 4 exibe uma sucessão geológica esquemática do empilhamento estratigráfico das camadas aflorantes, assim como o posicionamento das principais amostras utilizadas no estudo. Esse perfil é uma seção composta de quatro diferentes locais da pedreira (pontos 1 a 4). O datum de referência indica a posição mais baixa da pedreira à época das amostragens, situado na porção oeste, e foi considerado como o valor "zero" para as medidas de espessuras; os valores de medidas foram tomados da base para o topo, podendo ser considerados como alturas relativas. O intervalo entre 0 e 882,5cm foi medido e descrito mais detalhadamente no ponto 2; do nível 882,5 para ao nível 1022,5cm nos pontos 1 e 4; e, finalmente, entre os níveis 1022,5 e 2775,0cm no ponto 3. O conteúdo de carbonato de cálcio (CaCO<sub>2</sub>) determinado em amostras representativas das diversas camadas permitiu a classificação representada na Figura 2, seguindo os critérios de Flügel (1982), esquematizado na figura 5, apresentada seguir.



**Figura 4 -** Seção geológica esquemática da pedreira Poty. As posições estratigráfica das amostras 1-59 estão indicadas. Detalhes da seção (parte inferior, lado direito da figura) são também mostrados na Fig. 6. Os símbolos litológicos são os mesmos da Fig. 6. Ver outros detalhes no texto.

**Figure 4** - Schematic geological section of Poty quarry. The stratigraphic location of samples 1-59 are indicated. Details of the section (lower part, right side of the figure) are also shown in Fig. 6. Lithological symbols are the same as in Fig. 6. See text for details.

Teor de CaCO <sub>3</sub> em t%	Classificação
[ 0-20)	folhelho (argilominerais)
[20-40)	folhelho carbonoso
[40-65)	marga
[65-80)	calcário argiloso
[80-95)	calcário
>95	calcário de pureza elevada

**Figura 5** - Critérios pra a caracterização de camadas estratigráficas, com base no teor de  $CaCO_3$ , na pedreira Poty (critérios de Flügel, 1982).

**Figure 5** - Criteria for the characterisation of stratigraphic beds accordingly to the  $CaCO_3$  content in the Poty quarry (after Flügel, 1982).

A pedreira Poty, à época das descrições, estava dividida em quatro bancadas para a mineração do calcário (Figs. 2 e 4): uma, mais inferior, na Formação Gramame e as demais três na Formação Maria Farinha. A exposição aflorante na pedreira compreendia uma espessura média de 10m para a Formação Gramame e de 18m para a Formação Maria Farinha. A porção inferior da pedreira (o datum referenciado; Figs. 2 e 4) ocorre na Formação Gramame. Posteriormente, uma bancada mais inferior foi escavada, revelando seções mais antigas da Formação Gramame, embora não tenham sido encontrados sedimentos da Formação Beberibe, a formação lítica mais antiga observada em áreas adjacentes. Para o topo, sedimentos fluviais da Formação Barreiras truncam por contacto erosivo o topo da Formação Maria Farinha.

O contacto entre as formações Gramame e Maria Farinha é identificado em 964,5 cm (acima do *datum;* Figs. 4, 6 e 7a). A descrição que vem a seguir refere-se a ambas as formações e também ao contacto entre elas, incluindo uma discussão a respeito do posicionamento do limite K-T.

#### • Formação Gramame

Da base, no nível de referência (*datum*), ao topo erosivo, os sedimentos dessa unidade são relativamente homogêneos em composição (Figs. 2 e 4), alternando entre *wackestones/mudstones* e margas, com pouca variação no conteúdo de argilas e bioclastos. Estruturas sedimentares primárias estão praticamente ausentes. As espessuras individuais das camadas variam de poucos centímetros a poucos metros. Cada camada é composta por laminações descontínuas, alteradas por intensa bioturbação que perturba milimétricos níveis de calcário e marga.

Estruturas de bioturbação, notadamente as produzidas por icnofósseis de *Thalassinoides* de dimensões métricas em extensão e decimétricas em diâmetro, encontram-se largamente distribuídas no contacto entre margas e calcários, ficando mais evidentes nas primeiras.

O material micrítico é visível, ocorrendo alguma recristalização. Os calcários e margas são extremamente ricos em foraminíferos, sendo largo o predomínio dos planctônicos em relação aos bentônicos. Calcisferulídeos, radiolários e equinodermas são também muito freqüentes. Mais raramente são encontrados fragmentos fosfatizados de vertebrados (principalmente peixes) e grãos de silicilásticos (principalmente quartzo em tamanho silte).



**Figura 6** - Lito- e químioestratigrafias (irídio e flúor) e distribuição de microfósseis através da seção medida ao longo do limite K-T na pedreira Poty. Observar as anomalias de Ir e F em um argilito de 2-3cm de espessura (camada I, na parte superior da zona de foraminíferos planctônicos P.á). Foram utilizados os dados originais de foraminíferos de Koutsoukos (1996) e Albertão *et al.* (1994b), embora para a localização do limite K-T as camadas **D** a I sejam consideradas como as "camadas-limite". Possíveis contaminações faunais abaixo de I são também consideradas. **Foraminíferos planctônicos** (análise de Eduardo A. M. Koutsoukos): (1) *Woodringina hornestownensis*; (2) *Guembelitria cretacea*; (3) *Parasubbotina pseudobulloides*; (4) *W. claytonensis*; (5) *P. aff. pseudobulloides*; (6) *Eoglobigerina eobulloides*; (7) *Praemurica taurica*; (8) *Parvularugoglobigerina eugubina*; (9) *Pseudotextularia nuttalli*; (10) *Pseudoguembelina costulata*; (11) *P. palpebra*; (12) *Rugoglobigerina ex gr. rugosa*; (13) *R. scotti*; (14) *Contusotruncana contusa*; (15) *R. reicheli*; (16) *Globotruncana aegyptiaca*; (17) *Racemiguembelina fructicosa*; (18) *Globotruncana falsocalcarata*. **Palinomorfos** (análise de Marília P. S. Regali): (1) *Proxapertites cursus*; (2) *Pterospermopsis sp.*; (3) *Veryhachium reductum*; (4) *Schizeoisporites eocenicus*; (5) *Echitriporites trianguliformis*; (6) *Ariadnaesporites sp.*; (7) *Dinogymnium spp.*; (8) *Cricotriporites almadaensis*; (9) *Crassitriapertites vanderhammeni*.

**Figure 6** - Litho- and chemostratigraphy (iridium and fluorine) and distribution of microfossils across the measured K/T boundary section in the Poty quarry. Observe the iridium and fluorine anomalies in a 2-3 cm thick claystone (bed I, in planktonic foraminifera zone upper P.á). Original foraminifera zones from Koutsoukos (1996) and Albertão *et al.* (1994b) are taken into account, although for the K-T boundary placement beds **D** to I are considered as boundary beds. Possible faunal contamination under bed I is also taken into account. **Planktonic Foraminifera** (analysis by dr. Eduardo A. M. Koutsoukos): (1) *Woodringina hornestownensis*; (2) *Guembelitria cretacea*; (3) *Parasubbotina pseudobulloides*; (4) *W. claytonensis*; (5) *P. aff. pseudobulloides*; (6) *Eoglobigerina eobulloides*; (7) *Praemurica taurica*; (8) *Parvularugoglobigerina eugubina*; (9) *Pseudotextularia nuttalli*; (10) *Pseudoguembelina costulata*; (11) *P. palpebra*; (12) *Rugoglobigerina ex gr. rugosa*; (13) *R. scotti*; (14) *Contusotruncana contusa*; (15) *R. reicheli*; (16) *Globotruncana aegyptiaca*; (17) *Racemiguembelina fructicosa*; (18) *Globotruncana falsocalcarata*. **Palynomorphs** (analysis by dr. Marília S. P. Regali): (1) *Proxapertites cursus*; (2) *Pterospermopsis sp.*; (3) *Veryhachium reductum*; (4) *Schizeoisporites eocenicus*; (5) *Echitriporites trianguliformis*; (6) *Ariadnaesporites sp.*; (7) *Dinogymnium spp.*; (8) *Cricotriporites almadaensis*; (9) *Crassitriapertites vanderhammeni*.



**Figura 7a -** Fotografia mostrando o contacto lítico ("contacto" indicado por uma seta) entre as formações Gramame e Maria Farinha (pedreira Poty). Da base para o topo estão representadas as camadas **B**, **C**, **D**, **F** e **H**. As camadas **E** e **G** são margas finas entre respectivamente as camadas **D** e **F**, e **F** e **H**. A camada **I** se superpõe sobre a camada **H**, mas não é visível na foto. A camada **A** ocorre sotoposta à camada **B**, mas está coberta por *debris* na foto. É possível observar o caráter erosivo entre as camadas **D** e **C**, as estruturas de *ripples* de interferência (como um acamamento ondulado) por sobre a camada **D** e o aspecto de brecha da camada **C** (barra de escala na foto de 1,0m).

**Detalhe de 7a -** Bloco da camada **D** (pedreira Poty) com sua composição heterogênea específica (fragmentos fosfatados -**P**-, fragmentos de gastrópodes -**G**- e bivalvos -**B**-, siliciclatos -**S**-, intraclastos -**I**-) e grãos de tamanho grosso.

**Figure 7a** - Photograph showing the lithological contact ("contact" indicated by an arrow) between Gramame and Maria Farinha formations. (Poty quarry). From the base to the top, beds **B**, **C**, **D**, **F** and **H** are represented. Beds **E** and **G** are fine marls between respectively beds **D** and **F**, and **F** and **H**. Bed I overlies bed **H**, but is not visible in the photo. Bed **A** underlies bed **B**, but is covered by debris in the photo. It is possible to observe the erosive character of the contact between beds **D** and **C**, the interference ripples (like a wavy bedding) structures above bed **D** and the breccia-aspect of bed **C** (scale bar in the photo: 1.0m).

**Detail of 7a** - Block of bed **D** (Poty quarry) with its characteristic heterogeneous composition (phosphatised fragments -**P**-, fragments of gastropods -**G**- and bivalves -**B**-, siliciclasts -**S**-, intraclasts-**I**-) and coarse grain size.

**Figura 7b** - Porção contínua e não-intemperizada da seção através da camada I, na pedreira Poty. As camadas D (base) a N (topo) são mostradas na fotografia. As camadas margosas E, G e I (camada rica em Ir) são indicadas pelas setas. É possível observar as estruturas de *ripples* de interferência nas duplas E/F e G/H. A espessura total da seqüência na fotografia é de 2,5m.

**Detalhe de 7b** - Preservação pobre e rara da camada I nas depressões formadas pelos *ripples*, no topo da camada H. Observa-se bioturbação através das camadas H e I. A camada I é usualmente mais fina do que cm nessas depressões; a camada I exibe anomalias de Ir, F e COT.

**Figure 7b** - Continuous and non-weathered portion of the section across bed I in Poty quarry. Beds D (base) to N (top) are shown in the photograph. Marly beds E, G and I (the Ir-rich bed, designated "limit" in the figure) are indicated by arrows. It is possible to observe interference ripple structures in the couplets E/F and G/H. Total thickness of the sequence in the photography is 2.5 m.

**Detail of 7b** - Poor and rare preservation of bed I in the swales (formed by the ripples) at the top of bed H. Bioturbation across beds H and I is observed. Bed I is usually less than 1cm thick at these swales; it exhibits Ir, TOC and fluorine anomalies.

Dada a importância do contacto entre as formações Gramame e Maria Farinha, foi identificada e detalhada nas proximidades do contacto uma seqüência de 14 camadas, aqui nomeadas com as letras de A a N. Seu conteúdo lítico e fossilífero está parcialmente descrito na figura 8 e ilustrado nas figuras 4, 6 e 7. As camadas A, B e C estão na Formação Gramame, enquanto as camadas D, E, F, G, H, I, J, K, L, M, e N pertencem à Formação Maria Farinha. Na figura 6, a sucessão A – N está completa e esquematicamente representada, enquanto na figura 7a está visível o contacto litológico e são identificadas as camadas B a H.

Entre as camadas C e D ocorreu uma conspícua quebra no regime de deposição sedimentar, caracterizando um contacto lítico entre as formações. Da camada D para o topo há um crescente aumento na variação litológica, e uma completa distinção com as rochas subjacentes (ver descrições na figura 8 e ilustrações nas figuras 4, 6 e 7).

#### Limite Cretáceo-Terciário (K-T)

As camadas **D** a **I** representam a sequência imediatamente relacionada ao limite K-T. Esse limite na pedreira Poty tem sido localizado em dois diferentes níveis estratigráficos (Albertão, 1993; Koutsoukos, 1996; ver as figuras 6, 7 e 8).

A primeira localização do limite K-T (Albertão, 1993) foi feita em uma contínua e fina camada de marga (camada I; Fig. 7b). O limite foi definido pela identificação das principais extinções da biota observadas nas análises micropaleontológicas de foraminíferos e palinomorfos (Albertão, 1993) e caracterizado ainda por: (i) anomalias geoquímicas, principalmente do irídio, com um valor máximo de 0,69 ppb (Albertão, 1993; Albertão & Martins Jr. 1996a; Fig. 6), COT (Albertão 1993, Albertão & Martins Jr. 1996a) e flúor (Marini *et al.*, 2000); (ii) esférulas (Albertão *et al.*, 1994b; Albertão & Martins Jr. 1996a; ver figura 9a), algumas delas contendo

Camadas	Nomes locais	Altura (cm)	Tipos de rochas e descrição de conteúdos
Α	Marga I	40	<i>Wackestone   packstone</i> com planctônicos / grãos fosfatados / fósseis / alguns tubos de vermes <i>Hamulus /</i> bioturbação, principalmente <i>Thalassinoides /</i> pelecípodas, equinodermas, foraminíferos.
В	Poty I	25	Limite K-T duvidoso (Koutsoukos, 1996) / calcáreo nodular / <i>wackestone</i> – localmente <i>packstone</i> / forte bioturbação / mais foraminíferos planctônicos do que bentônicos / <i>Hamulus</i> , equinodermas, ostracodes, calcisferulídeos/ fragmentos fosfatados.
С	sem nome local	15	O mesmo que em <b>B</b> , embora <b>C</b> seja mais margosa / ocorrência de esférulas / primeira observação de raros e minúsculos foraminíferos do Daniano / forte bioturbação.
D	Capim	50	Contacto lítico erosivo na base / <i>packstone</i> gradando para o topo para <i>wackstone</i> e <i>mudstone</i> / bioturbação rara / ocorrência de esférulas / raros grãos de quartzo, possivelmente de impacto / areias bio e siliciclásticas grossas / fragmentos fosfatados (parcialmente transformados em glauconita e pirita) de foraminíferos, gastrópodes, pelecípodas, tubos de vermes, equinodermas, dentes de tubarões, e madeira (estes mais raros).
E *	sem nome local	2	Margas contínuas / ocorrência de esférulas / foraminíferos bentônicos e planctônicos / equinodermas / fragmentos fosfatados / siliciclásticos.
<b>F</b> *	Topo do Capim	3	Similar à parte superior da camada <b>D</b> / <i>mudstone-wackestone</i> / ocorrências de esférulas.
G *	sem nome local	2	Margas / ocorrências de esférulass / foraminífera planctônico/ equinodermas, fragmentos de tubos de vermes/ menos siliciclásticos e fragmentos fosfatados, do que em E.
Н *	Batentinho	4	Calcário recristalizado / mudstone / bioclastos raros, principalmente foraminíferos / ocorrência de esférulas / bioturbação – <i>Chondrites, Planolites</i> , tubos de vermes / <b>E</b> *, <b>F</b> *, <b>G</b> *. <b>H</b> * - alternância de mudstone/marga, camadas finas com complexas estruturas de <i>ripples</i> de interferência, em toda a pedreira.
I	sem nome local	2	<i>Mudstone</i> margoso / limite K-T definido por Albertão (1993) / ocorrências de esférulas / raros grãos de quartzo, possivelmente de impacto / foraminíferos planctônicos globigeriniformes e bentônicos / siliciclastos e fragmentos fosfatados / anomalias de Ir, F e COT.
J	Vidro	58	<i>Mudstone</i> micrítico aparentemente recristalizado / minúsculos foraminíferos planctônicos e bentônicos / equinodermas, raros calcisferulídeos / pouca bioturbação.
K	sem nome local	20	Similar a $J$ / bioturbação mais intensa / bioclastos com grãos de glauconita e raros grãos fosfatados.
L	Topo do Vidro	23	Camada fortemente bioturbada, quase brechada / fragmentos de gastrópodes / foraminíferos / grãos fosfatados e glauconitizados.
М	Enforna-ção do Vidro	35	Com alguns elementos de <b>L</b> / wackestone-packstone / granodescrescência ascendente / abundantes bioclastos / alguns fragmentos fosfatados / fragmentos de gastrópodes (com até 7mm) / tubos de vermes (serpulídeos), artrópodes, foraminíferos principalmente bentônicos, raros briozoários / <i>pellets</i> fosfatadas, eventualmente do artrópode <i>Calianassa</i> /
Ν	Batente	28	Similar a M / grãos mais grossos na base de N do que no topo de M

**Figura 8 -** Resumo das observações de campo e de descrições petrográficas das camadas que compõem a vizinhança do contacto entre as formações Gramame (**A**, **B** e **C**) e Maria Farinha (**D** a **N**); ver também as figuras 2, 4, 6 e 7).

**Figura 8** - Summary description of field and petrographic observations of the neighbourhood of the lithological contact between Gramame (beds A, B and C) and Maria Farinha (bed D up to bed N) formations; see also figures 2, 4, 6 and 7.

fluorita (Marini *et al.* 2000); (**iii**) raros fragmentos de quartzo com lamelas retilíneas (Albertão *et al.* 1994b; Albertão & Martins Jr. 1996a; ver figura 9b).

A outra localização é no topo do *wackestone/packstone* nodular, não-gradado (camada B), situado cerca de 75cm abaixo da camada I (figuras 6 e 7a). Nessa posição, após detalhada investigação nos foraminíferos, os primeiros *taxa* planctônicos do Daniano foram identificados (Albertão *et al.*, 1994b; Koutsoukos, 1996). Mais recentemente, novas análises bioestratigráficas em ostracodes marinhos e dinoflagelados (Fauth, 2000; Sarkis, 2002) indicaram novamente a posição do limite como o topo de **B**. Albertão & Martins Jr. (1996a) discutem em mais detalhe essa situação controversa e ambígua e sugerem a possibilidade de contaminação pós-deposicional, através de bioturbação causada por escavações biogênicas, que permitiriam que fragmentos de microfósseis migrassem de estratos mais recentes para outros mais antigos. Essa situação já foi encontrada em diversas outras localidades do limite K-T (Albertão, 1993).

Além disso, é importante considerar o fato de que os eventos catastróficos alteram de tal forma o registro geológico, que não se deve esperar uma seqüência bem preservada dos eventos deposicionais, incluindo-se aí a sucessão da biota (Shiki, no prelo; Albertão & Martins



**Figura 9a** - Microfotografias de varredura eletrônica de três microesférulas recuperadas da seção da pedreira Poty (camada I), ressaltando seus aspectos externos. Barra de escala =20 ìm. A microesférula (A) apresenta conspícuas depressões semelhantes a crateras, circulares e irregularmente formadas; a superfície da esférula é muito lisa. A microesférula (B) exibe uma superfície mais corroída com montículos protusos ou protusões (p). A microesférulas (C) exibe a porção superior similar a uma cauda (t).

**Figure 9a** - Scanning electron photomicrographs of three selected microspherules recovered from the Poty quarry section (bed I) -reveal their external aspects. Scale bar = 20im. Microspherule (A) presents conspicuous "crater-like" pits (c), circular to irregularly shaped, and a very smooth surface. Microspherule (B) exhibits a more corroded surface with protruding mounds or protrusions (p). Microspherule (C) exhibits an upper portion similar to a tail (t).



**Figura 9b** - Fotomicrografia (com detalhes em MEV) de grãos de quartzo, possivelmente de impacto, recuperados na camada **D** (amostra da pedreira Poty). Os grãos exibem conjuntos em intersecção de lamelas retilíneas. Barra de escala =120 im. OBS.: As fotografias da Fig.9 são cortesia de Eduardo A.M. Koutsoukos.

**Figure 9b** - Photomicrography (with details on SEM) of possible shocked quartz grains from bed **D** (sample from the Poty quarry), exhibiting intersecting sets of sharp and straight planar lamellae. Scale bar = 120 im. OBS.: Photographs of Fig.9 are courtesy of Eduardo A. M. Koutsoukos. Jr., no prelo). Dessa forma, tais eventos e seus produtos requerem uma abordagem sedimentológica e também paleontológica não usual. No caso de rápida extinção em massa, os desaparecimentos de espécies da fauna e da flora, e não suas primeiras aparições, deveriam ser considerados no posicionamento dos limites. É possível que alguns poucos representantes de animais e plantas possam ter aparecido no final de uma determinada época e sobrevivido para a próxima, a despeito de dramáticas alterações ambientais após a catástrofe. E ainda, especial atenção deve ser dada ao retrabalhamento de sedimentos, que pode produzir deposição de fósseis mais antigos em sedimentos mais novos. Nesse caso, fósseis retrabalhados mais antigos e fósseis in-situ mais novos podem aparecer misturados nas camadas do K-T, como pode ser observado nas camadas D a H, na pedreira Poty (Fig. 6). Finalmente, deve-se considerar que em caso de eventos catastróficos, a escala de tempo a ser usada é bem diferente daquela da sedimentação "normal": uma camada única, de ordem métrica de espessura, pode ser depositada em alguns minutos ou horas. Esse é um fato bem conhecido, por exemplo, a partir da deposição de turbiditos (Dott, 1983). Com base nessa discussão, é possível propor, também de acordo com Albertão & Martins Jr. (no prelo; ver Fig. 6):

- o topo da camada C é o registro final do Maastrichtiano Superior;

- as camadas **D** a **I** (Figs. 6 e 7) representam de fato as camadas-limite: a base da camada **D** marca o início de um possível evento catastrófico (ver discussão mais adiante), enquanto as camadas **E** a **I** são o registro do seu final, sendo impossível estabelecer uma estratigrafia de tempo, baseado no conteúdo fossilífero dessa específica seqüência de camadas;

- o topo da camada I e a base da camada J representam o início da sedimentação Daniana.

- as características encontradas apontam para um evento catastrófico nas proximidades do limite: a presença de possíveis tectitos e quartzo de impacto (ver a seguir) nas camadas **D** a **I** e mais a anomalia de irídio na camada **I** são indícios que apóiam a hipótese do impacto extraterrestre no limite K-T ocorrido em Chicxulub, Península de Yucatán, México, com registro em boa parte do globo terrestre (Hildebrand *et al.*, 1991); a camada **D** (Fig. 7a), conforme caracterização feita mais adiante, tem características únicas que indicam a plausibilidade de sua deposição ter ocorrido por um tsunami, resultado do impacto.

A ocorrência de esférulas e quartzo de impacto (Fig. 9) está principalmente restrita às camadas **D** a **I**. As esférulas têm aspecto externo muito similar a tectitos descritos em outras localidades do limite K-T (Fig. 9a),

mas sua origem de impacto não está inteiramente evidente na pedreira Poty (Marini *et al.*, 2000). A grande maioria das esférulas amostradas na pedreira Poty é composta principalmente por apatitas ricas em flúor, têm origem diagenética e diferem muito da composição da maioria daquelas ricas em Al ou F, originadas pela alteração de vidro de impacto do limite K-T de outras localidades (Marini *et al.*, 2000).

Entretanto, algumas esférulas encontradas somente na camada I apresentam cristais de fluorita. Embora elas também tenham origem diagenética, aventa-se uma relação indireta com o impacto, considerando o alto teor de flúor desse nível estratigráfico, de 5.57 wt.%, em grande contraste com os teores de menos de 0.3 wt.% em todas as outras amostras (Marini et al., 2000; Fig. 6). Essa hipótese pode ser apoiada pelas seguintes observações: (i) a anomalia de flúor ocorre no mesmo nível da anomalia de irídio e (ii) sequências de rochas evaporíticas, como as que foram impactadas em Chicxulub (Hildebrand et al., 1991) são usualmente compostas por sedimentos ricos em flúor. A liberação extremamente alta e global de flúor deveria ser levada em consideração se estudos posteriores confirmarem a ocorrência de fluorita diagenética (e outras anomalias de flúor) próxima do limite K-T em outras, e mais "clássicas", seções sedimentares.

Alguns fragmentos de grãos de quartzo de impacto, com múltiplos conjuntos de lamelas de deformação (feições retilíneas) também ocorrem nas camadas **D** a **I** (mais raramente na **C**; Fig. 6). Esses conjuntos de lamelas retilíneas que se interceptam (Fig. 9b) foram provavelmente formados por processos de metamorfismo de impacto, e são similares aos grãos de minerais de impacto, encontrados em rochas associadas a conhecidas estruturas de impacto (Jansa, 1993) e de outras localidades com descrição do limite K-T (Bohor, 1990).

#### Formação Maria Farinha

Sobreposta à Formação Gramame e sotoposta à Formação Barreiras, a Formação Maria Farinha (Figs 2, 4, 6 e 7) tem em média 18m de espessura na área. É composta por alternância de camadas de calcários, margas e folhelhos. Da base para o topo há uma tendência geral de progressiva diminuição no conteúdo de  $CaCO_3$  e aumento de sedimentos margosos. Há concomitantemente aumento de siliciclásticos e dolomitização. Estruturas como estratificações cruzadas *swaley* atingem dimensão métrica.

Ocorrem ainda bioturbações com estruturas *Thalassinoides*, mas com dimensões menores que às da Formação Gramame (chegam a formar tubos com 2 cm de diâmetro), mas também são comuns as *Fugichi*-
nia, e são especialmente comuns nos contactos entre margas e calcários. São comuns calcários bioclásticos, predominantemente wackestones/packstones, onde estruturas como estratificação gradacional com granodecrescência ascendente e marcas onduladas são observadas. Bioclastos comuns são fragmentos de gastrópodes, tubos de vermes, ostracodes e vertebrados (notadamente peixes) fosfatizados. Grandes foraminíferos (alguns Nummulites atingem até 2mm), são comuns nas camadas ricas em argila, e os bentônicos predominam sobre os planctônicos. A razão planctônicos/bentônicos decresce da base para o topo, concomitantemente com o aumento no teor de siliciclásticos e de argila. A figura 8 apresenta um sumário das principais características das camadas que compõem a Formação Maria Farinha.

#### Informações Geoquímicas

Análises de ativação neutrônica forneceram dados para a descrição geoquímica da abundância relativa de 35 elementos ao longo do limite K-T da Pedreira Poty, permitindo um tratamento estatístico dos dados analíticos que ajudaram na descrição dos processos sedimentares (Albertão, 1993; Albertão & Martins Jr., 1996b; Albertão & Martins Jr. 2002).

Deve ser destacado que a principal quebra geoquímica ocorre justamente no contacto entre as formações Maria Farinha e Gramame (entre as camadas C e D), e está coerente com a observação do evento erosivo observado na base da camada D (Figs. 4, 6 e 7a). A camada I (Fig. 7b) marca também uma menor mudança geoquímica nesses elementos descritos, mas é importante lembrar que se trata do nível em que são encontradas as anomalias conspícuas de irídio e flúor. Dada a importância do irídio na caracterização do limite K-T, segue uma discussão maior a seu respeito.

O irídio, um dos elementos do grupo da platina, é um importante indicador da possível presença de material extraterrestre nos sedimentos, uma vez que seu conteúdo seja significativamente maior que os valores crustais típicos. Tal enriquecimento, assim como o de outros elementos do grupo da platina, tem sido encontrado em amostras do limite K-T de localidades em todo o globo terrestre, incluindo-se aí a área da pedreira Poty, na Bacia de PE-PB (Albertão, 1993). A amostra 39, representativa da camada I (Figs. 4 e 6) tem um elevado teor de irídio (0.69 ppb), quando comparado com a média da abundância na crosta terrestre (em geral menor que 0.1 ppb), e é cerca de 26 vezes maior que a média das amostras mais próximas na seção analisada neste trabalho.

Michel et al. (1985) observaram que o enriquecimento em irídio pode ser resultado de processos sedimentares normais, uma vez que sedimentos mais ricos em argilominerais também são mais ricos em irídio. Os mesmos autores sugerem que seja determinada a razão "irídio/conteúdo de argila" para verificar a independência dos teores de irídio em relação ao teor de argila. Como os argilominerais são ricos em Fe e Al, o exame das razões de Ir/Fe, Ir/Al (assim como a própria razão Ir/argilominerais, neste caso o teor de argilominerais sendo obtido por análises de DRX) fornece informações esclarecedoras. No caso estudado fica evidente a existência da anomalia da razão "irídio/conteúdo de argila", corroborando a interpretação da contribuição extraterrestre no enriquecimento de irídio na camada **I**.

A camada I tem ainda uma forte anomalia em COT. O enriquecimento em fuligem nas camadas do limite K-T foi associado a possíveis incêndios globais, causados pela entrada do bólido impactante na atmosfera terrestre (Wolbach *et al.*, 1988). Outra anomalia geoquímica presente na camada I é a de flúor, já discutida anteriormente.

### Considerações Paleoambientais e Processos Geológicos ao Longo do Limite K-T

Dados de palinologia dão boa definição para as extinções do limite K-T (Albertão, 1993) e podem servir como um fator de controle para a determinação de outras extinções, como foraminíferos ou outros *taxa*. A abundância notável de esporos triletes, lisos e ornamentados, além de palmas, na amostra 41, logo após a camada I, é interpretada como proliferação de formas "oportunistas". A anomalia de irídio ocorre precisamente na camada I, que marca o limite das principais extinções e confirma a crise da biota bem ao final do Maastrichtiano.

Dados de isótopos estáveis (Albertão, 1993; Albertão & Martins Jr., 2002) indicam que valores mínimos de ä<sup>13</sup>C ocorrem, indicando possível redução de produção primária nas proximidades do limite K-T. Nos mesmos intervalos, valores crescentes de ä<sup>13</sup>C indicam tendência de redução das paleotemperaturas. Essas observações são coerentes com dados observados em outras seções mundiais do limite K-T.

Fragmentos fosfatados (intraclastos e bioclastos, usualmente com granulometria areia fina a grossa, mas eventualmente atingindo tamanho de seixos na camada **D**; ver detalhe da figura 7a), ocorrem em duas partes da seqüência principal: na base da Formação Maria Farinha (base da camada **D**) e nas camadas **M** e **N** (principalmente na **M**; ver figura 8). Características como o formato arredondado dos intraclastos, oxidação das bordas externas, a não-seleção do material fosfatado e a estrutura de granodecrescência ascendente parecem indicar que esses fragmentos são retrabalhamento de camadas imediatamente subjacentes. Valores altos de  $a^{13}$ C ocorrem nos mesmos níveis de maior ocorrência de fosfatação, e podem indicar o registro de eventos de ressurgência; na verdade seriam níveis já erodidos, e as camadas **D**, **M** e **N** trariam somente os seus resquícios.

Uma avaliação mais detalhada acerca dos processos deposicionais envolvidos com a formação da camada **D** indica uma possível atuação de tsunami. Albertão (1993), Albertão & Martins Jr. (1996a) e Albertão & Martins Jr. (no prelo) interpretam a camada **D** como um possível tsunamito. Diversas características estratigráficas e deposicionais indicam processo de rápida deposição:

1. abrupta base erosiva (Fig. 7a);

2. segue-se uma sucessão com estratificação gradacional com granodecrescência ascendente, composta por fragmentos de conchas, siliciclastos e abundantes fragmentos fosfatizados concentrados na base (Figs. 6, 7a detalhe de 7a);

3. forte mistura e fragmentação de fósseis, derivados de diferentes paleobatimetrias, e retrabalhados de estratos mais antigos (detalhe da figura 7a);

4. mistura de granulometrias muito distintas, indicando má seleção, variando desde areia fina até areia grossa e, mais raramente, seixos (detalhe da figura 7a);

5. ocorrência de abundantes intraclastos e bioclastos que chegam a atingir 9cm de diâmetro, predominando nas porções mais basais (detalhe da figura 7a);

6. presença de material possivelmente derivado de impacto (esférulas e quartzo de impacto; Fig. 9);

7. marcas de onda (*ripples*) de interferência imediatamente acima da camada **D** (presentes nas camadas **E**, **F**, **G**, **H** e **I**; Figs. 7a, 7b e detalhe de 7b);

8. grande continuidade da camada ao longo da Bacia (por pelo menos 30km em Pernambuco).

A grande continuidade lateral da camada  $\mathbf{D}$  é uma de suas mais distintas características, uma vez que é possível seguir essa camada desde a pedreira Poty até a área da Ponta do Funil; essas áreas ficam afastadas entre si por cerca de 30km em linha reta (Fig. 1). Entre essas duas áreas está a Ilha de Itamaracá, onde a mesma camada  $\mathbf{D}$  pode ser observada no testemunho recuperado no poço 2-Ist-1-PE, perfurado pela Petrobras (Albertão, 1993).

Uma modelagem semi-quantitativa foi feita, tendo em vista essas características peculiares da camada D. Detalhes dos parâmetros da modelagem estão descritos em Albertão (1993), Albertão & Martins Jr. (1996) e Albertão & Martins Jr. (no prelo), onde se verifica a maior plausibilidade da ação de um tsunami como processo responsável pela deposição dessa camada. Destaca-se a energia da onda necessária para deposição de sedimentos com as granulometrias observadas, tendo em vista a lâmina d'água existente (dados de paleobatimetria obtidos a partir das análises de foraminíferos nas camadas sub e sobrejacentes), e sua rápida diminuição com a existência dos ripples de interferência no topo (camadas E a H; Figs. 6 e 7) e a deposição final da camada I (detalhe da Fig. 7b), com a anomalia de irídio.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A pedreira onde está localizado o limite K-T (Pedreira Poty) está aparentemente desativada e não há órgão responsável ou medidas adotadas visando sua proteção. A Empresa Votorantim é a proprietária da área e responsável pela mineração do calcário, atualmente desativada. Caso a mineração ainda estivesse ativa, haveria o risco de destruição do sítio estratigráfico, pelo efeito do impacto da empresa mineradora. Por outro lado, uma parte da área de interesse encontra-se fora dos limites definidos para a extração do calcário, garantindo assim, a princípio, a sua preservação sem conseqüências para a empresa mineradora. A preocupação atual refere-se aos cuidados contra a ação natural do tempo.

Mais recentemente, em trabalho de campo de 2004, foi possível observar que as águas pluviais já formaram um lago que cobre quase toda a bancada da Formação Gramame (Fig. 3), podendo em breve ameaçar as camadas das proximidades do limite K-T.

Os autores sugerem ação conjunta de instituições (ex.: SBG), órgãos (ex.: UFPE, CPRM e DNPM) e empresas (ex.: Votorantim e Petrobras) para adoção de medidas de proteção, salvaguardados os interesses econômicos da empresa que detém os direitos de exploração mineral da área.

#### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Laboratório Nacional de Los Alamos (*Los Alamos National Lab*, EUA), à Fábrica de Cimento Poty (Grupo Votorantim), à Petrobras, ao CETEC, à UFOP e à UFPE pelo apoio em diversas etapas do trabalho desenvolvido ao longo de mais de uma década; também a diversos colegas geólogos que contribuíram pessoalmente com importantes discussões técnicas ocorridas durante todo esse período, citando, com algum receio de estarmos omitindo alguém, Jorge C. Della Favera, Eduardo A. M. Koutsoukos, Marilia P. S. Regali, Adali R. Spadini, Margareth M. Alheiros, Delmiro P. Lyra, Jannes M. Mabesoone, Virginio H. Neumann, Antonio Barbosa, Maria P. Delicio, Antonio D. Oliveira, Alexandre A. Grassi, Gerson Fauth, Moses Attrep Jr., Gerhard Einsele, Adolf Seilacher, Csaba H. Detre, François Marini e Tsunemasa Shiki.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Albertão, G.A. 1993. Abordagem interdisciplinar e epistemológica sobre as evidências do limite Cretáceo-Terciário, com base em leituras efetuadas no registro sedimentar das bacias da costa leste brasileira. Escola de Minas de Ouro Preto, MG, Brasil: Tese de Mestrado, 2 volumes, 251 p.
- Albertão,G.A.; Martins Jr.,P.P. 1996a. A possible tsunami deposit at the Creteceous-Tertiary boundary in Pernambuco, north-eastern Brazil. *Sed. Geol.*, 104: 189-201.
- Albertão,G.A.; Martins Jr.,P.P. 1996b. Stratigraphic record and geochemistry of the Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary in Pernambuco-Paraíba, North-eastern Brazil. *In*: Jardine,S.; De Klasz,I.; Debenay,J-P (eds.) Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud, *Elf Aquitaine Édition*, Mémoire 16:403-411.
- Albertão,G.A.; Martins Jr.,P.P., 2002. Petrographic and geochemical studies in the Cretaceous-Tertiary boundary, Pernambuco-Paraíba Basin, Brazil. *In Buffetaut,E.*; Koeberl,C. (eds.). *Geological and biological effects of impact events*, Springer-Verlag, pp. 167-196.
- Albertão,G.A.; Martins Jr.,P.P., (no prelo). A possible tsunamiite at the Cretaceous-Tertiary bounday in Pernambuco Basin, Northeastern Brazil – Reappraisal of field research and conceptual descriptions. *In* Shiki,T.; Minoura,K.; Yamazaki,T.; Tsuji,Y. (eds.) Tsunamiites – their features and implications. *Developments in Sedimentology*, Elsevier (no prelo).
- Albertão,G.A.; Martins Jr.,P.P.; Koutsoukos,E.A.M. 1994a. O limite Cretáceo-Terciário na bacia de Pernambuco-Paraiba: características que definem um marco estratigráfico relacionado a um evento catastrófico de proporções globais. *Acta Geol. Leopoldensia*, **17**(39/1): 203-219
- Albertão,G.A.; Koutsoukos,E.A.M.; Regali,M.P.S.; Attrep Jr.,M.; Martins Jr,.P.P. 1994b. The Cretaceous-Tertiary boundary in southern low-latitude regions: preliminary study in Pernambuco, north-eastern Brazil. *Terra Nova*, 6: 366-375
- Albertão,G.A.; Grassi,A.A.; Marini,F.; Martins Jr.,P.P.; de Ros,L.F. 2004. The K-T boundary in Brazilian marginal

sedimentary basins and related spherules. *Geochemical Journal*, 38:121-128.

- Alvarez, L.W.; Alvarez, W.; Asaro, F.; Michel, H.V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208: 1095-1108.
- Beurlen,K. 1967. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16:43-53.
- Bohor, B.F. 1990. Shock-induced microdeformations in quartz and other mineralogical indications of an impact event at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Tectonophysics*, 171:359-372.
- Chang,H.K.; Kowsmann,R.O.; Figueiredo,A.M.F. 1988. New concepts on the development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*, 11:194-202.
- Delicio, M.P.; Oliveira, A.D.; Albertão, G.A.; Martins Jr., P.P. 2000. Looking for spherules at the Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary in Pernambuco/Paraíba (PE/PB) Basin, NE Brazil. *In*: Detre, C.H. (ed.) *Proc. Annual Meet. TECOS*, *1998*, Budapest, Hungarian Academy of Science, pp 35-43.
- Dott, Jr., R. H. 1983. SEPM Presidential address: episodic sedimentation How normal is average? How rare is rare? Does it matter?. *Journal of Sedim. Petrol.*, 53:5-23.
- Fauth,G. 2000. The Cretaceous-Tertiary (K-T) boundary ostracodes from the Poty quarry, Pernambuco-Paraíba Basin, northeastern Brazil: systematics, biostratigraphy, palaeocology, and palaeobiogeography. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Heidelberg, 158 p. (unpublished Ph.D. thesis).
- Flügel, E. 1982. *Microfacies Analysis of Limestones*. Berlin, Springer-Verlag, 633 p.
- Grassi,A.A. 2000. O limite Cretáceo-Terciário nas Bacias de Pernambuco-Paraíba e Campos: Um estudo multidisciplinar com ênfase na bioestratigrafia de nanofósseis calcários. Porto Alegre, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 152 p. (tese de mestrado não publicada).
- Hildebrand, A.R.; Penfield, G.T.; Kring, D.A.; Pilkington, M.; Camargo, A.; Jacobson, S.B.; Boynton, W.V. 1991. Chicxulub crater: a possible Cretaceous/Tertiary boundary impact crater on the Yucatán Peninsula, Mexico. *Geology*, 19:867-871.
- Jansa,L.B. 1993. Cometary impacts into ocean: their recognition and the threshold constraint for biological extinctions. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 104;271-286.
- Koutsoukos,E.A.M. 1996. The Cretaceous-Tertiary Boundary at Poty, NE Brazil – Event stratigraphy and palaeoenvironments. *In*: Jardiné,S.; De Klasz,I.; Debenay,J-P (eds.) Géologie de L'Afrique et de L'Atlantique Sud, *Elf Aquitaine Édition*, Mémoire 16:413-431.
- Kuhn, T.S. 1978. A estrutura das revoluções científicas. Editora Perspectiva. São Paulo. 257 p.
- Mabesoone, J.M.; Tinoco, I.M.; Coutinho, P.N. 1968. The Mesozoic-Tertiary boundary in Northeastern Brazil. Palaeogeogr., *Palaeoclim., Palaeoecol.*, 4:161-185.

- Marini,F.; Albertão,G.A.; Oliveira,A.D.; Delício,M.P. 2000. Preliminary SEM and EPMA investigations on KTB spherules from Pernambuco area (NE Brazil): diagenetic apatite and fluorite concretions, suspected fluorine anomalies. *In*: Detre, C.H. (ed.) *Proc Annual Meet TECOS, 1998*, Budapest, Hungarian Academy of Science, pp 109-117.
- Martins Jr., P.P.; Albertão, G.A; Haddad, R. 2000. The Cretaceous-Tertiary boundary in the context of impact geology and sedimentary record – An analytical review of 10 years of researches in Brazil – Brazilian Contributions of the 31<sup>st</sup>. International Geological Congress - *Revista Brasileira de Geociências* (Soc. Bras. Geol.), **30**(3):460-465.
- Michel, H.V.; Asaro, F.A.; Alvarez, W.; Alvarez, L.W. 1985. Elementar profile of iridium and other elements near the Cretaceous/Tertiary boundary in Hole 577 B. *In*: Heath GR, Burckle LH *et al.* (eds.) *Init Repts DSDP*, 86:533-538.
- Sarkis, M.F. 2002. Caracterização palinoestratigráfica e paleoecológica do limite Cretáceo-Terciário na seção Poty, Bacia de Pernambuco/Paraíba, nordeste do Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro, 120 p. (tese de doutorado não publicada).
- Shiki,T., no prelo. Tsunamiite sedimentology in studies of chaotic events in geohistory – Significance and problems. *In:* Shiki,T.; Minoura,K.; Yamazaki,T.; Tsuji,Y. (eds.) Tsunamiites – their features and implications. *Developments in Sedimentology*, Elsevier (no prelo).

- Stinnesbeck, W. 1989. Fauna y microflora em el limite Cretacico-Terciario en el Estado de Pernambuco, Nordeste de brasil. *Contribuiciones de los Simpósios sobre Cretácico de América Latina*. Parte A:215-230
- Tinoco,I.M. 1967. Micropaleontologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16:81-85.
- Wolbach,W.S.; Gilmour,I.; Anders,E.; Orth,C.j.; Books,R.R. 1988. Global fire at the Cretaceous-Tertiary boundary. *Nature*, **334**(6184):665-669.

<sup>1</sup> PETROBRAS, Av. Elias Agostinho, 665, Ponta da Imbetiba, CEP 27913-350 Macaé, R.J., Brasil, Tel.: (22) 2761-3314; FAX: (22) 2761-2474 e-mail: albertao@petrobras.com.br

<sup>2</sup> Fundação CETEC, Av. J. C. da Silveira 2000, Horto, CEP 31170-000 Belo Horizonte
Tel.: (31) 3489-2250; FAX (31) 3489-2227 e
Universidade Federal de Ouro Preto, Escola de
Minas, DEGEO, Campus, CEP 35400-000 Ouro
Preto, M.G., Brasil
e-mail: paulo.martins@cetec.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP <http:// www.unb.br/ig/sigep>, em 12/6/2006, também com versão em inglês.



#### **GILBERTO ATHAYDE ALBERTÃO**

Engenheiro-geólogo, M.Sc. Geologia Sedimentar Universidade Federal de Ouro Preto. Desde 1983 exerce o acompanhamento geológico de poços e geologia de reservatório. Participou de projeto de correlação global (IGCP) referente ao Mesozóico terminal. Como coordenador de projetos destacam-se: (i) aplicação de conceitos inovadores de modelagem estratigráfica e geoestatística no desenvolvimento de campos de petróleo em reservatórios turbidíticos e carbonáticos (ii) organização e manutenção da competência técnica em reservatórios (Petrobras). Professor convidado para "Estimativa de Reservas" na Universidade Estadual do Norte Fluminense de (2002-2005). Desde 2007, prepara doutoramento - Programa de colaboração Petrobras/IFP (Instituto Francês do Petróleo) e Universidade de Bordeaux 1, com temática de "Aplicação de simulação numérica à compreensão de processos sedimentares em sistemas turbidíticos".



#### PAULO PEREIRA MARTINS JUNIOR

Geólogo, *Docteur en Sciences de la Terre*, Dr.Sc.T. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI. Pesquisador Pleno Fundação CETEC e Professor Associado I, Universidade Federal de Ouro Preto. Desenvolve pesquisas em Geologia Histórica para a fase final da Era Mesozóica. Pesquisa em Epistemologia das Geociências e das ciências, em geral. Desenvolve pesquisas e tecnologia em gestão geo-ambiental e econômica de bacias hidrográficas e propriedades rurais para a conservação do bioma e recursos hídricos, para as relações terra / água / planta / climatologia / produção rural, dentro do tema Geociências Agrárias e Ambientais. Desenvolve dois tipos inovadores de sistemas <sup>3</sup>/<sub>4</sub> "Arquitetura de Conhecimentos" e de "Inteligência Artificial para a Gestão e o Auxílio à Decisão".

# Pavimento Estriado Guaraú, Salto, SP

Marcas de geleira neopaleozóica no sudeste brasileiro

DURANTE O NEOPALEOZÓICO o supercontinente Gondwana foi palco de avanços e recuos de massas de gelo, estando localizado o seu centro de deslocamento no sul da África. No Brasil, o registro geológico deste período abrange o Subgrupo Itararé, unidade permo-carbonífera que aflora na margem leste da Bacia do Paraná. Nas proximidades da Cerâmica Guaraú, a sudoeste da cidade de Salto, Estado de São Paulo, foram descobertas novas evidências deste evento glacial representadas por um pavimento estriado (Pavimento Estriado Guaraú) que se formou sobre um granito do Complexo Granitóide Itu que constitui, localmente, o embasamento cristalino, e um pacote de diamictitos do Subgrupo Itararé depositado sobre o mesmo. O pavimento estriado constitui um registro do avanço de massas de gelo e, os diamictitos, de recuo das mesmas. As estrias correspondem a sulcos subparalelos com espaçamento e profundidade milimétrico, possuem uma direção média N48ºW e mergulhos variando entre 12º e 42º para SE. As feições observadas e a sua associação com diamictitos indicam uma origem por abrasão glacial devida ao movimento de massas de gelo de sudeste para noroeste nesta parte da bacia.

**Palavras-Chaves:** Subgrupo Itararé; Complexo Granitóide; Itu; glaciação neopaleozóica; pavimento estriado; diamictito

# **SIGEP 035**

Annabel Pérez-Aguilar<sup>1</sup> Setembrino Petri<sup>2</sup> Raphael Hypólito<sup>2</sup> Sibele Ezaki<sup>1</sup> Paulo Alves de Souza<sup>3</sup> Caetano Juliani<sup>2</sup> Lena V.S. Monteiro<sup>4</sup> José Maria Azevedo Sobrinho<sup>1</sup> Francisco Moschini<sup>5</sup>

Striated Pavement of Guaraú, State of São Paulo –

Marks of neopaleozoic glacier in southeastern of Brazil

In the Gondwana supercontinent ice sheets advanced and retreated during the Late Paleozoic with relation to a dispersion center located in south of Africa. In Brazil, geological features from this period were preserved within the permo-carboniferous unit of the Itararé Subgroup that outcrops in the eastern border of the Paraná Basin. Near Guaraú Ceramic, southwest Salto city in São Paulo State, new aspects of this glacial event were discovered, which correspond to a striated pavement (Guaraú Striated Pavement) that developed over granite from the Itu Granitoid Complex that locally corresponds to crystalline basement rock, and a body of diamictites from the Itararé Subgroup that deposited over it. The striae correspond to sub parallel grooves with milimetric spacing and depth, about N48E, dipping 12° to 42° towards SE. Observed features and association with diamictites indicate an origin by glacial abrasion due to ice movement from southeast towards northwest in this part of the basin.

**Key words:** Itararé Subgroup; Itu Granitoid Complex; neopaleozoic glaciation; striated pavement; diamictite

#### INTRODUÇÃO

Ao sul da cidade de Salto e do Parque Rocha *Moutonnée* (Rocha-Campos, 2002), perto da Cerâmica Guaraú, foram descobertos dois afloramentos, A1 (Fig. 1) e A2, afastados alguns metros um do outro (Figs. 2 e 3), contendo pavimentos estriados sobre o embasamento granítico cobertos por diamictitos do Subgrupo Itararé (Pérez-Aguilar *et al.*, 2009). Estes pavimentos ficaram expostos devido à extração de argila para fabricação de tijolos, atividade minerária comum na região, resultando em duas grandes cavas próximas entre si.

Entretanto, após o descobrimento dos afloramentos A1 e A2, uma das cavas, em cuja margem estava localizado um dos pavimentos descobertos (A2), foi totalmente aterrada por material de entulho. O afloramento não aterrado, A1, por estar localizado perto da Cerâmica Guaraú, foi denominado de Pavimento Estriado Guaraú (Figs. 1 e 4). Representa um sítio geológico de grande beleza e importância geológica, constituindo, junto com os diamictitos associados, novas evidências diretas da glaciação neopaleozóica na borda leste da Bacia do Paraná.

Devido à presença, no A2, de feições glaciais de pequena escala bem preservados e à disposição espacial dos diferentes litotipos associados, incluindo o embasamento cristalino e diamictitos gradando lateralmente para ritmitos, neste trabalho serão descritos os dois afloramentos A1 e A2 para melhor entendimento da geologia e ambiente deposicional local.

#### LOCALIZAÇÃO

O sítio geológico aqui descrito está localizado a sudoeste da cidade de Salto, próximo do limite com o Município de Itu, a aproximadamente 90 km a noroeste da cidade de São Paulo (Fig. 2).

As coordenadas dos afloramentos A1 e A2 são 23°13'8''S - 47°18'28''W e 23°13'10''S - 47°18'29''W, respectivamente (Fig. 3). O acesso pode ser feito pela rodovia SP 075 até o km 35, seguindo posteriormente pela Rodovia Rocha Moutonnée (Estrada SLT 257) e, na seqüência, pela Rua das Pirambóias.

### DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### **Pavimentos Estriados**

Os pavimentos estriados se desenvolveram-se sobre corpos graníticos que fazem parte do Complexo Granitóide Itu (Galembe-



**Figura 1 -** Aspecto do afloramento A1, Pavimento Estriado Guaraú. Foto de Sibele Ezaki e Annabel Pérez-Aguilar.

**Figure 1 -** Aspect of A1 outcrop, Guaraú Striated Pavement. Photo from Sibele Ezaki and Annabel Pérez-Aguilar.

ck, 1997) os quais, localmente, correspondem ao embasamento cristalino do Subgrupo Itararé. Macroscopicamente, o granito corresponde a uma rocha avermelhada, de granulação média a grossa, com textura inequigranular, possuindo cristais que variam desde submilimétricos até 15 mm. Apesar de apresentar pequenas variações composicionais, o granito está constituído essencialmente por feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e pequenas quantidades de biotita (~5% em volume) correspondendo, na classificação modal de Streckeisen (1976), a um sieno-



**Figura 2 -** Localização dos afloramentos A1 e A2 contendo os pavimentos estriados e diamictitos descritos neste trabalho (1) e Parque Rocha *Moutonnée* (Rocha Campos, 2002) (2).

**Figure 2** - Location of outcrops A1 and A2 where are present striated surfaces (1) and Rocha Moutonnée Park (Rocha-Campos, 2002) (2).



**Figura 3 -** Contexto local mostrando a localização dos dois afloramentos onde há presença de superfícies estriadas (A1 e A2).

**Figure 3** - Local context showing the location of the two outcrops where are present striated surfaces (A1 and A2).

granito. Nos feldspatos potássicos predominam formas anedrais alongadas, variando a maioria dos grãos entre 3 e 10 mm. Grãos de plagioclásio branco predominam na forma de cristais alongados de até 10 mm. A biotita encontra-se disseminada pela rocha na forma de pequenas paletas de até 2 mm.

Em ambos os afloramentos, as estrias correspondem a sulcos subparalelos que exibem espaçamento milimétrico e profundidade de, no máximo, um milímetro.

O afloramento A1 está rodeado parcialmente por um pequeno lago, tendo este sido formado pelo empoça-

mento de água em antiga cava abandonada de extração de argila, e o A2 está localizado na margem de uma cava de extração de argila onde foram realizadas atividades de aterramento com entulho após a execução dos trabalhos de campo (Fig. 3). No A1, o corpo do granito mede, em seu eixo maior, 35 metros e possui duas superfícies estriadas métricas (Figs. 4, 5a e 5e). As direções das estrias, em ambas as superfícies, variam entre 35° e 58°NW. A primeira superfície possui estrias com mergulhos relativamente mais suaves, variando entre 12º e 18º para SE (Figs. 5a e 5e) e a segunda, mergulhos mais fortes de 42° para SE. No A2, as estrias possuem uma orientação N38°W/12°SE (Figs. 5a, 5c e 5d). As atitudes das superfícies estriadas são aproximadamente ortogonais à direção das estrias. A variação na direção das estrias é semelhante àquela observada por Almeida (1948) na rocha moutonnée, locali-

zada próxima à cidade de Salto, e que hoje faz parte do Parque Rocha Moutonnée (Rocha-Campos, 2002), onde as direções variam entre 35° e 65 °NW (Fig. 2). Também foram observados finos sulcos e fraturas aproximadamente ortogonais às estrias com planos de mergulho predominantemente subverticais, mas por vezes mergulhando para NW (Fig. 5d e 5e). Fraturas relativamente maiores apresentam plano de mergulho para NW. Estas feições correspondem a fraturas em crescente (crescentic fractures conforme Petit, 1987), indicando, a direção do seu mergulho, o sentido de transporte de massas de gelo. Também há pequenas marcas de fricção do tipo crescentic gouges (crescentic gouges conforme Slocum, 1978), com os vértices da curvatura apontando para SE (Fig. 5a e 5d), indicando, em conjunto com as fratu-

ras em crescente, sentido de transporte de massas de gelo de SE para NW.

A direção das estrias é coerente com aquelas obtidas em pavimentos estriados presentes na borda leste da Bacia do Paraná (Riccomini & Velásquez, 1999), atestando origem por abrasão glacial, devida ao avanço de massas de gelo de sudeste para noroeste.

Localmente, há também presença, no A1, de feições métricas de erosão mais largas e profundas do que as estrias, formando finos canais de largura centimétrica (Figs. 1 e 5a). Estas feições provavelmente



**Figura 4 -** Visão geral do A1. Foto de Sibele Ezaki e Annabel Pérez-Aguilar.

**Figure 4 -** General aspect of A1. Photo from Sibele Ezaki and Annabel Pérez-Aguilar.



**Figura 5** - Afloramentos onde há presença de pavimentos estriados, A1 (**a** e **e**) e A2 (**b**, **c** e **d**), com orientação média das estrias N43°W (paralelas às setas pretas) e diamictitos do A2 (**f**); movimento das massas de gelo de SE para NW (setas pretas,) atestado pela presença de finas fraturas com mergulhos para NW, que cortam as estrias (setas vermelhas), e marcas de fricção (setas verdes). Fotos de Sibele Ezaki & Annabel Pérez-Aguilar.

**Figure 5** - Outcrops where are present striated pavements, A1 (**a** and **e**) and A2 (**b**, **c**, and **d**), corresponding striae mean orientation to N43°W (parallel to black arrows), and diamictits from A2 (**f**); ice sheet movement from SE toward NW (black arrows) attested by the presence of NW dipping fractures (red arrows), which cut the striae, and the presence of crescentic gouges (green arrows).

formaram-se devido a processos de abrasão no substrato rochoso gerados por fragmentos maiores de rochas ou pelo acúmulo de pequenos fragmentos de rocha em bandas estreitas.

#### **Sedimentos Aquosoaciais**

Os dois afloramentos que contém pavimentos estriados estão em contato com um pacote sedimentar sobreposto, composto, principalmente, por lamito siltoso, de cor predominante marrom claro (Figs. 5f e 6). No A1, o granito estriado está em contato com um pacote de rochas sedimentares estratificadas, cuja espessura exposta varia entre dois e três metros de altura e mede, no seu maior comprimento, sessenta metros, observando-se dobras atectônicas suaves, centimétricas a métricas, formadas por escorregamento e acomodação do material sobre uma superfície originada por erosão glacial. Predominam as camadas formadas por um lamito com clastos (10-15% em volume), alguns deles facetados e/ou estriados, e grânulos, distribuídos aleatoriamente. Os clastos (de até 30 cm x 20 cm) são de veio de quartzo, de granito e de diversos tipos de rochas sedimentares.

Os clastos argilo-siltosos, de cor vinho desbotado, encontram-se bastante intemperizados, enquanto os areno-argilosos são esverdeados e os de arenito são marrom claro. Dentre os clastos facetados e com forma de "ferro-de-engomar" predominam os de arenito, sendo mais abundantes os argilo-siltosos estriados. Foram também observados clastos argilo-siltosos facetados e imbricados. Estas rochas sedimentares correspondem a um diamictito aquoso-glacial, formado por retrabalhamentos de sedimentos glaciais.

Intercaladas no diamictito, há camadas de alguns centímetros de arenito médio a grosso, maciço e mal selecionado, e de siltito com presença de laminação cruzada, indicando variação do material depositado devido, provavelmente, à diferença na disponibilidade de água quando da deposição dos sedimentos. Há presença de um pacote de aproximadamente 5 cm de espessura, constituído pela alternância de leitos mais escuros e mais claros. Os leitos mais escuros, mal selecionados, apresentam grãos relativamente maiores de quartzo e feldspato, e biotita muito fina, e possuem restos de plagioclásio subidiomórficos de até 1 cm, enquanto os mais claros são formados, predominantemente, por areia fina. Este delgado litotipo sugere a contribuição de material gerado pela desagregação de corpos graníticos perto do local de deposição, devido, provavelmente à ação abrasiva da geleira em rochas do substrato.

Estes diamictitos estão falhados, correspondendo as atitudes das principais superfícies de falha a N5W/84SW, N25E/32SE e N60W/71NE, esta última superfície cortando as anteriores.

No A2, a superfície estriada está em contato com um pacote decimétrico de lamito siltoso, estratificado, com raros clastos (até 5% em volume), sugerindo maior retrabalhamento dos sedimentos glaciais. Localmente, a superfície relativamente íngreme do granito constituiu-se em rampa de deslizamento, observando-se estruturas convolutas (Fig. 5f). Os diamictitos formaram um pequeno leque que grada lateralmente para ritmitos.

Os ritmitos expostos e associados ao A2 formam um pacote de aproximadamente 20 m se encontram, na



**Figura 6 -** Visão geral do afloramento A1 mostrando o embasamento granítico, onde há presença de pavimento estriado, sobreposto pelos diamictitos do Subgrupo Itararé (**a**) e detalhe do contato entre estas duas unidades (**b**). Fo-tos de Sibele Ezaki e Annabel Pérez-Aguilar.

**Figure 6** - General aspect of A1 outcrop showing granite basement, where a striated pavement was developed, covered by diamictites from the Itararé Subgroup (a) and detail of the contact between these two units (b). Photos from Sibele Ezaki and Annabel Pérez-Aguilar.

sua maior parte, intemperizados, estando preservados só pequenos núcleos frescos de cor esverdeada. Apresentam alternância de lâminas milimétricas argilosas marrons e argilo/siltosas de cor creme; sendo mais espessas as lâminas argilosas. Grânulos são freqüentes ocorrendo, também, alguns clastos caídos. Sua atitude, N55°E/8°SE, indica um suave basculamento do pacote para SE.

Stevaux *et al.* (1987) e Longhim (2003) interpretaram os ritmitos da região como correspondendo à fácies basal de leques aluviais do tipo "fan delta" ou a turbiditos, ou seja, como sendo produto da atuação de processos gravitacionais. Entretanto, no contexto do A2, devido à gradação lateral dos diamictitos para ritmitos, é atribuída a estes ritmitos uma origem lacustre ou lagunar, sendo interpretada a alternância de camadas como produto de processos de decantação sazonal. É comum formarem-se lagos ou lagunas na frente de degelo de geleiras. Neste ambiente, os diamictitos podem ser produtos do retrabalhamento de tilitos de alojamento devido a um recuo da geleira.

A ocorrência de superfícies estriadas em contato com litotipos diferentes atesta a variedade de condições associadas à deposição dos sedimentos do Subgrupo Itararé. As falhas que cortam os diamictitos e o mergulho de 8 graus para SE do acamamento dos ritmitos indicam a presença de uma tectônica ativa após a deposição dos sedimentos do Subgrupo Itararé e mergulhos reais das superfícies estriadas variando entre 8 e 35°.

# SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Durante o Neopaleozóico, abrangendo tanto o Carbonífero Superior como o Permiano Inferior, entre 320 e 270 milhões de anos atrás, o supercontinente Gondwana foi afetado por um evento glacial de grandes proporções que durou aproximadamente 100 Ma (Martini *et al.*, 2001) (Fig. 7a). Nesse período de tempo, grandes massas de gelo, denominadas de glaciares, avançaram e recuaram muitas vezes e, posteriormente, quando o supercontinente Gondwana se fragmentou, começando o seu processo de separação em continentes menores, registros deste evento glacial foram preservados em áreas atualmente afastadas geograficamente (Martini *et al.*, 2001) (Fig. 7b).

Na borda leste da Bacia do Paraná, registros da glaciação neopaleozóica podem ser encontrados associados a rochas do Subgrupo Itararé e no seu embasamento. Este subgrupo é constituído por grande diversidade de paleoambientes deposicionais continentais e marinhos que se desenvolveram sob influência glacial, peri-glacial ou interglacial. Adicionalmente, após a deposição dos sedimentos, houve uma tectônica ativa que provocou basculamentos, soerguimentos e subsidências. Hoje, este cenário se reflete-se na presença de uma grande variedade de diferentes tipos de rochas, tanto horizontal como verticalmente, devido à deposição de sedimentos associados a sistemas glaciais, fluviais, eólicos, lacustres, deltáicos e marinhos (Barbosa & Almeida, 1949; Bjornberg *et al.*, 1965; Rocha-Campos, 1967; Saad, 1977; Stevaux *et al.*, 1987; Zalán *et al.*, 1990; Petri & Pires, 1992; Eyles *et al.*, 1993; Santos *et al.*, 1996; Rosada, 2003; Salveti, 2005).

No Município de Salto, foi descoberta, por Marger Gutmans, em 1946, a primeira rocha *moutonnée* com presença de superfícies estriadas (*in* Almeida, 1948). Esta ocorrência foi posteriormente descrita por Almeida (1948), conseguindo este autor deduzir, a partir de feições presentes na rocha, o sentido de movimentação da geleira, questão esta que tinha gerado muitas discussões (Leinz, 1937). Hoje, devido à importância deste registro, constitui o Parque Rocha *Moutonnée* (Rocha-Campos, 2002) (Fig. 2).

*Roche moutonnée* é um termo francês usado para descrever a morfologia de corpos rochosos que, depois de trabalhados pelo gelo, adquirem a forma de um carneiro (*mouton*) deitado. Tipicamente, a face voltada para o local de onde provem a geleira apresenta uma inclinação menor e, àquela voltada para o local de transporte, uma face irregular, mais inclinada, produzida pelo arrancamento de fragmentos de rocha. O comprimento destas morfologias glaciais pode variar de alguns metros a alguns quilômetros e a sua largura de dezenas a centenas de metros (Martini *et al.*, 2001).

Posteriormente, Amaral (1965) descreveu uma nova ocorrência de rocha moutonnée, 340 metros a SE da primeira ocorrência encontrada, a qual provavelmente foi soterrada nos processos de aterro efetuados comumente na região. Mais recentemente, Viviani & Rocha-Campos (2002) relataram a existência, também na região de Salto, de diversas morfologias glaciais e superfícies estriadas presentes em corpos graníticos que podem ser vistas nas margens e no leito do rio Tietê, estendendo-se por um trecho de no mínimo 1,2 km. Em 2006, as estrias presentes no A1 chamaram a atenção de Renato Antônio Cruz, que as mostrou a Francisco Moschini, co-autor deste trabalho. O pequeno lago que circunda o A1 é utilizado como lugar de banho e mergulho pelos moradores da região há diversos anos.

Os pavimentos estriados e morfologias glaciais que afloram na região de Salto, associados às diversas ou-



**Figura 7 -** Reconstituição dos supercontinentes Laurásia e Gondwana (**a**) e respectiva posição atual dos continentes (**b**), com destaque, em cor branca, da área coberta pela glaciação neopaleozóica (Tarbuck & Lutgens, 2000).

**Figure 7** - Reconstitution of Laurasia and Gondwana supercontinents (a) and actual distribution of continents (b), corresponding white color to areas covered by the Neopaleozoic glaciation (Tarbuck & Lutgens, 2000).

tras superfícies estriadas descobertas na borda leste da Bacia do Paraná, referidas no trabalho de Riccomini & Velásquez (1999), têm servido para inferir as paleo-direções dos fluxos do gelo e reconstituir onde se localizava o centro de deslocamento da geleira no supercontinente Gondwana. Neste cenário, o Pavimento Estriado Guaraú constitui uma nova evidência que corrobora o sentido de transporte, de sudeste para noroeste, na porção nordeste da Bacia do Paraná, de massas de gelo provenientes do sul da África, durante o Neopaleozóico (Frakes & Crowell, 1969; Santos *et al.*, 1996).

Quem primeiro assinalou a ocorrência de sedimentos glaciares no Subgrupo Itararé, então denominado de Série Itararé, foi Derby, por volta de 1850 (*in* Leinz, 1937). Grande quantidade de sedimentos foi produzida, especialmente, durante os avanços das massas de gelo, que funcionaram como uma enorme lixa que foi raspando o substrato rochoso. Estes sedimentos foram retrabalhados posteriormente, especialmente durante os períodos de recuo das geleiras (Milani & Ramos, 1998). Os depósitos preservados são de espessura variável, com registros mais completos da ordem de poucos milhares de metros (Milani & Zalán, 1999). De modo geral, para o intervalo permo-carbonífero da Bacia do Paraná, datações absolutas ainda são escassas. Além disso, há praticamente ausência de fósseis que permitem estabelecer uma amarração com a coluna geocronológica padrão, baseada, sobre tudo, em conodontes e amonóides. Embora possuindo grande diversidade fossilífera (Rocha-Campos, 1967; Rocha-Campos & Rösler, 1978; Petri & Souza, 2003), a situação não é diferente para o Subgrupo Itararé. Dessa forma, as idades apontadas para o evento glacial são relativas, baseadas, sobretudo, em palinomorfos, cuja abundância e distribuição areal ampla na bacia permitem seu uso para estabelecer correlações em longas distâncias (Souza, 2006). Dados palinológicos têm indicado um posicionamento das rochas desta unidade no Permo-Carbonífero, mais precisamente entre o Bashkiriano/Moscoviano (Pensilvaniano) e Sakmariano (Cisuraliano), abrangendo um intervalo de aproximadamente 25 a 30 Ma (Souza & Marques-Toigo, 2003; Souza, 2006).

Os diamictitos que cobrem o Pavimento Estriado Guaraú correspondem, provavelmente, a tilitos de alojamento pouco retrabalhados formados em ambiente de recuo de geleira. A gradação lateral de diamictitos para ritmitos sugere um ambiente lacustre ou lagunar para a deposição destes litotipos.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Atualmente, não existem medidas de proteção do Pavimento Estriado Guaraú. Entretanto, foram iniciadas discussões entre o Instituto Geológico/SMA e a Prefeitura de Salto para tomada de medidas necessárias para preservação deste patrimônio geológico.

A representação da prefeitura local neste artigo constitui mostra inicial dos esforços bilaterais para sua proteção.

Atualmente, o maior risco reside em que a cava de extração de argila, onde está localizado o Pavimento Estriado Guaraú, também vire uma zona de aterro e soterre o sítio, de forma similar ao que aconteceu com o pavimento estriado vizinho.

Uma vez que há área verde em torno do Pavimento Estriado Guaraú, seria de grande interesse científico e cultural que fosse instalado um parque abrangendo o sítio geológico e o seu entorno.

#### AGRADECIMENTOS

Este trabalho é um produto dos projetos associados aos processos Fapesp 2006/51699, CNPq 473081/2006-7 e SMA N°30 019/2007.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, F.F.M. de. 1948. A 'roche moutonnée" de Salto, Estado de São Paulo. *Geologia e Metalurgia*, **5**: 112-118.
- Amaral, S.E. do 1965. Nova ocorrência de rocha moutonné em Salto, SP. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, **14**(1/2): 71-82.
- Barbosa, O. & Almeida, F.F.M.A. 1949. A Série Tubarão na Bacia do Rio Tietê, Estado de São Paulo. *Notas Preliminares e Estudos*, Departamento Nacional da Produção Mineral/Divisão de Geologia e Mineralogia, 48, 16 p.
- Bjornberg, A.J.S.; Landim, P.M.B.; Gandolfi, N. 1965. Indícios de contribuição eólica nos sedimentos do Grupo Tubarão em Limeira e Casa Branca, São Paulo. *Geologia*, Publicação da Escola de Engenharia de São Carlos –USP, **135**: 1-16.
- Eyles, C.H.; Eyles, N.; França, A.B. 1993. Glaciation and tectonics in an active intracratonic basin: the Paleozoic Itararé Group, Paraná Basin, Brazil. *Sedimentology*, **40**: 1-25.
- Frakes, L.A.; & Crowell, J.C. 1969. Late Paleozoic glaciation: I, South America. *Bulletin of the Geological Society of America*, 80: 1007-1042.
- Galembeck, T.M.B., 1997. O complexo múltiplo, centrado e plurisserial Itu SP. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 374 p., 2 anexos.
- Leinz, V. 1937. Estudos sobre a glaciação permo-carbonífera do sul do Brasil. Rio de Janeiro, Departamento Nacional da Produção Mineral/Serviço de Fomento da Produção Mineral, *Boletim*, **21**: 47 p.
- Longhim, M.E. 2003. *Palinologia do Grupo Itararé em Salto, Estado de São Paulo (Bacia do Paraná, Carbonífero Superior)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 126 p., 1 anexo.
- Martini, I.P.; Brookfield, M.E.; Sadura, S. 2001. *Principles* of glacial geomorphology and geology. Upper Saddle River, New Jersey, Prentice Hall, 381 p.
- Milani, E.J. & Ramos, V.A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 28(4): 473-484.
- Milani, E.J., Zalán, P.V. 1999. An outline of the geology and petroleum systems of the Paleozoic interior basins of South America. *Episodes*, **22**: 199-205.
- Pérez-Aguilar, A.; Petri, S.; Hypólito, R. Ezaki, S.; Souza, P.A.; Juliani, C.; Monteiro, L.V.S.; Moschini, F. 2009. Superfícies estriadas no embasamento granítico e vestígio de pavimento de clastos neopaleozóicos na região de Salto, SP. *Revista da Escola de Minas*, 62(1): 17-22.
- Petit, J.P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, **9**(5/6): 597-608.

- Petri, S. & Pires, F.A. 1992. O Subgrupo Itararé (Permocarbonífero) na região do médio Tietê, Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **22**(3): 301-310.
- Petri, S. & Souza, P.A. 1993. Síntese dos conhecimentos e novas concepções sobre a bioestratigrafia do Subgrupo Itararé, Bacia do Paraná, Brasil. *Revista do Instituto Geologico*, 14(2): 7-18.
- Riccomini, C. & Velásquez, V.F. 1999. Superfícies estriadas por geleira neopaleozóica no Paraguai Oriental. *Revista Braileira de Geociências*, **29**(2): 233-236.
- Rocha-Campos, A.C. 1967. The Tubarão Group in the Brazilian portion of the Paraná Brasil. *In*: Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Pinto, I.D. (eds.) *Problems in Brazilian Gondwana Geology*. Mar del Plata, IUGS, International Symposium on Gondwana Stratigraphy and Paleontology, 1, p. 27-102.
- Rocha-Campos, A.C. 2002. Rocha moutonnée de Salto, SP Típico registro de abrasão glacial do Neopaleozóico. 2002. *In*: Schobbenhauss, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (eds.) *Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil*. 1ª ed. Brasília, DNPM/CPRM Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos, 1: 155-159. Disponível em:
- http://www.unb.br/ig/sigep/sitio021/sitio021.pdf. Acesso em: 07/10/2008.
- Rocha-Campos, A.C. & Rösler, O. 1978. Late Paleozoic faunal and floral sucessions in the Paraná Basin, Southeastern Brazil. *Boletim do IG-USP*, **9**: 1-15.
- Rosada Jr, J. Análise faciológica e rochas reservatório do Grupo Itararé (Permocarbnífero) no sudeste do Estado de São Paulo. 2003. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 74 p., 2 anexos.
- Saad, A.R. 1977. *Estratigrafia do Subgrupo Itararé no centro e sul do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 107 p.
- Salveti, R.A.P. 2005. Sistemas deposicionais e paleogeográficos do Subgrupo Itararé (Neopaleozóico da Bacia do Paraná), na região de Itu e Indaiatuba, SP. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 110 p., 1 anexo.
- Santos, P.R. dos; Rocha-Campos, A.C.; Canuto, J.R. 1996. Patterns of late Palaeozoic deglaciation in the Paraná Basin, Brazil. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **125**: 165-184.
- Slocum, R. 1978. Friction cracks as directional indicators of glacial flow on Mt. Desert Island, Maine. *Ohio Journal of Science*, 78(1), 11-17.
- Souza, P.A. 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynoogy*, **138**:.9-29.
- Souza, P.A. & Marques-Toigo, M. 2003. An overview on the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic strata of the Brazilian Paraná Basin. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie*, **5**: 205-214.

- Stevaux, J.C.; Souza Filho, E.E. de; Teixeira, J.A.; Landim, P.M.B. 1987. Sistemas deposicionais do Subgrupo Itararé (P-C) na Bacia Hidrográfica do Baixo Rio Capivari (SP): um modelo para prospecção de água subterrânea. *In*: SBG-NSP, Simp. Reg. Geol., 6, *Atas*, 1, p. 355-374.
- Streckeisen, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews. International Magazine for Geoscientists*, **12**: 1-33.
- Tarbuck, E.J. & Lutgens, I.C. Ciencias de la Tierra, una introducción a la geología física. Madrid, Prentice Hall

<sup>1</sup>Instituto Geológico/SMA, Av. Miguel Stéfano, 3.900, CEP 04301-903, São Paulo, SP, fax 50772219, annabelp@igeologico.sp.gov.br, sibezaki@igeologico.sp.gov.br; zemaria@igeologico.sp.gov.br;

<sup>2</sup> Universidade de São Paulo, Rua do Lago, 562, CEP 05508-080,

spetri@usp.br, raphael.hypolito@br2001.com.br, cjuliani@usp.br; Ibéria, S.R.L., 540p, dois apêndices e um CD. (Tradução de Ana Maria Rubio)

- Viviani, J.B. & Rocha-Campos, A. C. 2002. Late paleozoic exhumed glacial erosive landscape in Salto, SP. *Anais da Academia Braileira de Ciências*, **72**(4): 549-550.
- Zalán, P.V.; Wolf, S.; Conceição, J.C. de J., Marques, A.;
  Astolfi, M. A. M.; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Zanotto, O.A.
  1990. Bacia do Paraná. *In*: Raja Gabaglia, G.P. & Milani,
  E.J. (eds.) *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*.
  Rio de Janeiro, PETROBRÁS, p. 135-168.

<sup>3</sup>Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500, CEP 91540-000, Porto Alegre RS, paulo.alves.souza@ufrgs.br

<sup>4</sup>Universidade Estadual de Campinas, Rua João Pandiá Calógeras, 51, CEP 13083-870, Campinas, SP, lena@ige.unicamp.br;

<sup>5</sup> Prefeitura Municipal de Salto, faleconosco@salto.sp.gov.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP <a href="http://www.unb.br/ig/sugep">http://www.unb.br/ig/sugep</a>, em 10/11/2008.



#### ANNABEL PÉREZ-AGUILAR

Mestre e Doutor em Geologia pela Universidade de São Paulo (USP). Desde 2004 é pesquisadora do Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Áreas de Atuação: mapeamento geológico, petrologia metamórfica, seqüências vulcano-sedimentares, interação fluido-rocha e isótopos estáveis.



#### SETEMBRINO PETRI

Doutor em História Natural pela Universidade de São Paulo (USP). Atualmente é Professor Titular do Quadro Permissionário do Instituto de Geociências da USP. Áreas de atuação: Bacia do Paraná e estratigrafia de rochas sedimentares.



#### RAPHAEL HYPÓLITO

Doutor em Geociências pela Universidade de São Paulo (USP). Atualmente é Professor Titular do Quadro Permissionário do Instituto de Geociências da USP. Áreas de atuação: geoquímica ambiental e hidrogeoquímica, mecanismos de disponibilidade de agentes poluentes no meio ambiente e desenvolvimento de técnicas para recuperação de rejeitos.



#### SIBELE EZAKI

Mestre em Recursos Minerais e Hidrogeologia pela Universidade de São Paulo. Desde 2004 é pesquisadora do Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Áreas de atuação: Hidrogeologia e Geoquímica, hidrogeoquímica, metais pesados, aterro sanitário e solo.



#### PAULO ALVES DE SOUZA

Doutor em Paleontologia e Bioestratigrafia pela Universidade de São Paulo. Entre 1992 e 2002 foi pesquisador científico do Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Desde 2002 é professor adjunto do Instituto de Geociências da UFRGS. Áreas de atuação: palinologia e paleontologia estratigráfica, Bacia do Paraná (Carbonífero e Permiano) e Bacia de Pelotas (Cretáceo ao Quaternário).



#### CAETANO JULIANI

Doutor em Mineralogia e Petrologia pela Universidade de São Paulo (USP). Atualmente é professor associado do Instituto de Geociências da USP. Áreas de atuação: petrologia, metalogênese e evolução crustal, alteração hidrotermal, metamorfismo, geotermobarometria, Grupo Serra do Itaberaba e Tapajós.



#### LENA V.S. MONTEIRO

Doutor em Recursos Minerais pela Universidade de São Paulo e Pós-Doutor em Evolução Crustal e Metalogênese pela Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Atualmente é Professora Assistente Doutora do Instituto de Geociências da UNICAMP. Áreas de atuação: depósitos de óxido de ferro-cobre-ouro, depósitos auríferos e de metais base, evolução de fluidos mineralizantes e interação fluido-rocha e alteração hidrotermal.



#### JOSÉ MARIA AZEVEDO SOBRINHO

Mestre em Mineralogia e Petrologia pela Universidade de São Paulo. Atualmente é Pesquisador Científico do Instituto Geológico, Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Áreas de atuação: mapeamento geológico, petrologia e mineralogia, charnockitos e granulitos.



#### FRANCISCO ANTÔNIO MOSCHINI

Licenciado em Ciências Físicas e Biológicas e Pedagogia. É Professor aposentado do Ensino Fundamental e Médio da Rede Pública Estadual. Atualmente é Membro dos Comitês das Bacias Hidrográficas dos rios Piracicaba, Capivari e Jundiaí e rios Sorocaba e Médio Tietê, do Conselho Gestor das APAs Cabreúva, Cajamar e Jundiaí, e do Conselho Municipal do Meio Ambiente da Cidade de Salto.

# Parte 10 Sítios 10 Paleontológicos



# *Conophyton* de Cabeludo, Grupo Vazante, MG

Construções dolomíticas por ciano-bactérias no Proterozóico

**SIGEP 073** 

Marcel Auguste Dardenne\*1

O SÍTIO PALEONTOLÓGICO de Cabeludo, localizado no noroeste de Minas Gerais, apresenta excepcionais afloramentos de estromatólitos colunares com laminações cônicas, classificados como *Conophyton cylindricus* Maslov, ocorrendo nos dolomitos do Grupo Vazante,o qual se situa na zona externa da Faixa Dobrada Brasília. Esses estromatólitos são considerados como característicos do Proterozóico Médio a Superior. O ambiente de sedimentação é marinho infralitorâneo, em águas relativamente profundas e calmas, possivelmente influenciado por correntes de marés.

**Palavras-chaves:** biohermas; estromatólitos; *Conophyton*; Grupo Vazante; Neoproterozóico; *selcladus*; Coniferales; Guadalupiano *Conophyton* of Cabeludo, Vazante Group, State of Minas Gerais – Dolomitic constructions by cyanobacteria in the Proterozoic

The Paleontological Site of Cabeludo, localized in the northwestern portion of the Minas Gerais State, shows exceptional outcrops of columnar stromatolites with conical laminations, classified as *Conophyton cylindricus* Maslov, occurring in the dolomites of the Vazante Group, which is situated in the external zone of the Brasília Fold Belt. These stromatolites are considered as characteristic of Middle to Upper Proterozoic. The sedimentary environment is marine subtidal, relatively deep and quiet, possibly influenced by tidal currents.

**Key words:** bioherm; stromatolites; *Conophyton*; Vazante Group; Neoproterozoic

#### INTRODUÇÃO

As extraordinárias exposições de estromatólitos colunares com laminações cônicas foram descobertas por Ernst Moeri em 1971, a identificação de *Conophyton* como fóssil index do Proterozóico tendo sido feita no campo por Dardenne (Dardenne *et al.*, 1971, 1972). Tendo em vista a qualidade dos afloramentos e a importância desta ocorrência sob os pontos de vista paleontológico, estratigráfico e paleoambiental, é fundamental a preservação do sítio e sua classificação como referência mundial para o estudo dos estromatólitos do Proterozóico.

Estromatólitos são estruturas de origem orgânica devidas a atividade de colônias de algas e/ou ciano-bactérias que fixam partículas sólidas de carbonatos em suspensão e/ou precipitam diretamente os carbonatos contidos em solução na água do mar. No Precambriano, essas estruturas são devidas exclusivamente a atividade de ciano-bactérias, as quais foram responsáveis pela elevação da taxa de oxigênio na água do mar e, posteriormente, pelo oxigênio presente na atmosfera e, conseqüentemente, pela formação da camada protetora de ozônio que permitiu o início da vida na superfície da terra a partir do Cambriano. O elemento fundamental da estrutura estromatolítica consiste na alternância de laminações cinza escuro e cinza claro: as laminações cinza escuro correspondem ás colônias bacterianas propriamente ditas, enquanto as laminações cinza claro resultam da deposição de partículas de carbonatos trapeadas mecanicamente e/ou precipitadas através da atividade orgânica das colônias de ciano-bactérias. As principais estruturas estromatolíticas conhecidas são esteiras laminadas plano-paralelas, ondulações e domos, além das espectaculares construções colunares com laminações convexas ou cônicas. Estruturas estromatolíticas atuais e recentes foram reconhecidas nos sedimentos marinhos litorâneos e lagunares de várias regiões do mundo, as mais famosas ficando nas Bahamas, no Golfo do México e nas costas da Austrália e do Mar Vermelho.

#### LOCALIZAÇÃO

O Sítio de Cabeludo localiza-se a cerca de 1 km da Vila de Cabeludo, a qual pertence ao município de Vazante, que se situa na porção noroeste do Estado de Minas Gerais (Fig. 1). O acesso pode ser feito a partir da cidade de Vazante em direção a Vazamor situado ao norte ou a partir da cidade de Paracatu em direção ao sul, por estradas de terra trafegáveis em qualquer período do ano. As coordenadas geográficas do sítio são: 17°43' 33" S; 46°45' 32" W.



Figura 1 - Localização do Sítio de Cabeludo. Figure 1 - Localization of the Site of Cabeludo.

### CONTEXTO GEOLÓGICO

Na área de Cabeludo, o sítio paleontológico ocorre associado aos dolomitos do Grupo Vazante (Dardenne, 2000, 1979; Campos Neto, 1984), os quais encontram-se subhorizontalizados e envolvidos por dois conjuntos de ardósias intensamente microdobradas: a Formação Serra do Garrote a leste e a Formação Serra da Lapa a oeste (Figs. 2 e 3). As ardósias da unidade inferior são cinza esverdeado, com alteração amarela a laranja. As ardósias da unidade superior são carbonosas, mostrando finas intercalações de dolomitos cinza escuro com freqüentes níveis de sílica. Os dolomitos, de cor cinza escuro a cinza claro, localmente silicosos, possuem um aspecto macico com estratificação incipiente e mostram abundantes estruturas de origem microbiana. Distingue-se vários tipos de dolomitos: dolomitos laminados com esteiras microbianas, mostrando ás vezes silicificações por calcedônia e ondulações ; dolomitos ricos em intraclastos de origem orgânica, bem arredondados, cimentados por esparita finamente cristalina, apresentando vugs preenchidos por dolomita esparítica grosseiramente cristalina; dolomitos cinza escuro a preto apresentando manchas escuras de dolomicrita silicosa; brechas dolomíticas avermelhadas com fragmentos angulosos a ligeiramente arredondados de dolomito micrítico e de chert, apresentando concentrações anormais de hematita e pirita.





Ardósias Superiores

555 Dolomitos

- Dolomitos c/ estromatólitos colunares
- Ocorrências de Conophyton
- Ardósias inferiores

**Figura 2** - Mapa geológico simplificado da região de Cabeludo (segundo Dardenne, 1979).

**Figure 2** - Simplified geological map of the Cabeludo area (after Dardenne, 1979).



Figura 3 - Seção esquemática dos afloramentos de Cabeludo, MG (modificado de Moeri, 1972). (1) solo laterítico; (2) dolomitos com *Conophyton*; (3) margas; (4) dolomitos superiores.

**Figure 3 -** Schematic cross-section of the Cabeludo area, MG (modified from Moeri, 1972). (1) lateritic soil; (2) dolomites with *Conophyton*; (3) marls; (4) laminated dolomites.

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO DE CABELUDO

A descrição do sítio resume as principais observações realizadas por Moeri (1972), Dardenne *et al.* (1972), Cloud & Dardenne (1973) e Dardenne (1979).

Os estromatólitos colunares com laminações cilindrocônicas afloram de maneira excepcional na forma de pequenos agrupamentos isolados, visíveis em três dimensões, envolvidos por margas dolomíticas alteradas e menos resistentes a erosão, o que permitiu o destaque das ocorrências estromatolíticas.

Os estromatólitos formam colunas de até 3 metros de altura e diâmetro de 30 a 80 cm na base. As colunas são verticais a ligeiramente inclinadas, paralelas entre elas, com as bases se tocando umas as outras (Fig. 4). Na porção superior, o espaço intercolunar fica mais evidente, sendo preenchido por uma lama de dolomito micrítico. Em seção vertical longitudinal, as laminações cônicas de coloração cinza escuro e branco alternantes são perfeitamente visíveis, formando um ângulo de 30 a 50° na porção apical e interrompendo-se na borda das colunas, sem mostrar recobrimento muito significativo. Excepcional e localmente, pode-se observar a passagem lateral das laminações cônicas de uma coluna para outra. No centro das colunas, observa-se a individualização de uma zona axial, com espessura média vizinha de 0,8 a 1,0 cm, sobre a qual vêm se apoiar as laminações cônicas.

Em corte transversal, as seções das colunas estromatolíticas apresentam, no caso mais freqüente, uma geometria elíptica (Fig. 5) e mais raramente uma feição circular, no centro das quais destaca-se a zona axial definida anteriormente. Alguns afloramentos isolados de dimensões menores mostram um desenvolvimento divergente e radial das colunas estromatolíticas a partir de um foco de expansão.

Em superfícies polidas e lâminas delgadas, as laminações estromatolíticas mostram um aspecto bandado muito característico com a alternância de laminações cinza escuro e branco (Figs. 7 e 8).

As laminações cinza escuro, com espessura média compreendida entre 0,1 e 1,0 mm, atingindo até 2,0 mm,



**Figura 4** - Afloramento mostrando várias seções verticais longitudinais de *Conophyton*. **Figure 4** - Outcrop showing various vertical longitudinal sections of *Conophyton*.

Figura 5 - Afloramento mostrando uma seção transversal elíptica de *Conophyton*.Figure 5 - Outcrop showing a transversal

elliptical section of Conophyton.





Figura 6 - Seção polida longitudinal de *Conophyton* mostrando o bandamento característico das laminações escuras e claras
Figure 6 - Longitudinal polished section of *Conophyton* showing the characteristic banding of the dark and light laminations.



Figura 7 - Microestrutura de *Conophyton cylindricus* Maslov. Figure 7 - Microstructure of *Conophyton cylindricus* Maslov.

são bastante contínuas, às vezes interrompidas ou fragmentadas. Mostram freqüentemente uma textura peloidal. Ás vezes, essas laminações, que resultam do desenvolvimento de esteiras microbianas, contém sedimentos internos de coloração cinza claro.

As laminações claras, com espessuras geralmente maiores que as laminações escuras (Fig. 8), entre 0,2 e 2,5 mm, são compostas por dolomita cristalina. Podem representar o produto da recristalização de uma antiga lama carbonática capturada pelas esteiras microbianas ou, mais provavelmente, fenômenos de dissolução seguidos por preenchimento dos espaços vazios assim criados.Observa-se o desenvolvimento de uma textura fibrosa bem característica, com crescimento dos cristais em direção ao centro e, ás vezes, ocorrência de quart-

zo autigênico. Essas laminações claras podem conter fragmentos mais ou menos alongados de laminações escuras.

#### Classificação

A estrutura estriada das laminações e a razão das espessuras das laminações escuras e claras (Fig. 8) vizinha de 0,2 a 1,5 permite classificar essas construções estromatolíticas como do tipo *Conophyton cylindricus* Maslov (Moeri, 1972; Moeri & Cloud, 1973) ou *Conophyton metula* Kirichenko (Cloud & Dardenne, 1973) segundo a nomenclatura binominal utilizada pelos autores russos (Komar *et al.*, 1965; Raaben, 1964; Cloud & Semikhatov, 1969).

#### Idade

Segundo os pesquisadores russos/soviéticos (Komar *et al.*, 1965; Raaben 1964 entre outros), o gênero *Conophyton* é considerado como fóssil indexo do Proterozóico Médio a Superior. Tal fato foi reconhecido em outras partes do mundo, como na Austrália (Walter & Preiss, 1972), no Canadá (Hofmann, 1969, 1972), nos Estados Unidos (Cloud & Semikhatov, 1969), e na África (Bertrand-Sarfati, 1972, Trompette, 1969). No Brasil, o gênero *Conophyton* encontrado inicialmente nos dolomitos do Grupo Itaiacoca (Almeida, 1944), posteriormente nos dolomitos dos grupos Bambuí/Vazante (Moeri, 1972; Cloud & Dardenne, 1973; Dardenne *et al.*, 1971, 1972; Dardenne & Campos Neto, 1976; Dardenne, 1979), do Grupo Paranoá (Dardenne *et al.*, 1973,



**Figura 8** - Espessura relativa das laminações escuras e claras de *Conophyton*. (segundo Moeri,1972). **Figure 8** - Relative thickness of dark and light laminations of *Conophyton* (after Moeri, 1972).

1976; Guimarães & Dardenne, 1994; Laranjeira & Dardenne, 1993; Laranjeira, 1992; Nogueira, 1993; Nogueira & Dardenne, 1992), e nos dolomitos do Grupo Macaúbas (Schöll, 1976).Em geral, os autores consideram uma idade compreendida entre 1650 e 950 Ma para Conophyton cylindricus Maslov, isto é o Rifeano Médio. Atualmente, essa nomenclatura caiu em desuso devido as dificuldades da sua aplicação objetiva e da ênfase dada a influência do ambiente de sedimentação sobre as formas e características dos estromatólitos em geral e dos colunares em particular. Entretanto, o gênero Conophyton ainda é considerado como característico do Proterozóico Médio a Superior. No Brasil, a presença deste tipo de estromatólito é utilizado informalmente, em conjunto com outros argumentos, para distinguir os grupos Vazante e Paranoá do Grupo Bambuí.

#### Ambiente de Sedimentação

As observações geológicas macroscópicas e microscópicas efetuadas na área do sítio permitem tirar uma série de importantes conclusões relativas ao ambiente de sedimentação que presidiu á formação das colunas estromatolíticas:

- a dolomitização é considerada penecontem porânea da sedimentação;

- a altura extraordinária atingida pelas colunas estromatolíticas implica na precoce litificação dessas colunas e numa elevada taxa de sedimentação. Em alguns lugares é possível observar deslizamentos e fraturas locais da porção superior das colunas provocados pela sobrecarga de sedimentos. Essa litificação precoce é provavelmente contemporânea da dolomitização;

- a ausência de intraclastos e de figuras de dessicação significa que o crescimento das colunas estromatolíticas ocorreu num ambiente relativamente profundo infralitorâneo;

- entretanto, a orientação preferencial das seções transversais elípticas segundo as direções N20E e NS permite inferir a existência de correntes de maré relativamente fortes e ativas,as quais induziram a formação de biohermas extremamente densos e isolados uns dos outros. A deposição de lama micrítica, observada localmente no espaço intercolunar principalmente na porção superior, seria assim possível neste ambiente protegido intrabioherma. Em alguns raros casos, observa-se a ocorrência de colunas estromatolíticas deitadas e quebradas, cujo acumulo pode ser interpretado como o resultado da erosão de colunas insuficientemente litificadas submetidas a correntes de tempestade.

- em direção ao topo dos afloramentos de *Conophytons*, a presença de dolomitos com laminações algais onduladas com formas dômicas características e de dolomitos com intraclastos permite inferir a volta a um ambiente mais raso dominado pelas marés com fácies inter e supralitorâneos.

#### CONCLUSÕES

A descoberta de estromatólitos colunares de tipo *Conophyton* nos dolomitos dos grupos Vazante e Paranoá permite correlacionar essas unidades ao Proterozóico Médio a Superior e separar-las, pelo menos informalmente, do Grupo Bambuí no qual somente se conhecem estromatólitos pertencendo ao grupo dos Gymnosolenides relacionados ao Proterozóico Superior (Marchese, 1975; Dardenne, 1979).

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO (RECOMENDAÇÕES)

A preservação deste sítio é de fundamental importância para o estudo dos estromatólitos colunares do tipo *Conophyton* em escala mundial, para resolver os problemas de correlação ainda pendentes entre os grupos Bambuí e Vazante, e para a conservação do acervo paleontológico brasileiro.

Conseqüentemente, sugere-se a colocação de placa explicativa sublinhando os principais atributos do Sítio de Cabeludo, sua importância para a história geológica do Brasil e o papel fundamental exercido por esses microorganismos na formação da atmosfera terrestre e na evolução da vida no planeta Terra. Sugere-se atribuir a CMM (Companhia Mineira de Metais) a responsabilidade de supervisionar periodicamente a preservação do sítio e instruir os moradores locais da importância de manter os afloramentos intactos.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, F.F.M. 1944. Collenia Itapevensis-Um fóssil Precambriano no Estado de São Paulo. Fac. Fil. Ciênc. Letras, USP, Boletim 45, Geol., Vol. 1, p. 29-106.
- Bertrand-Sarfati,J. 1972. Stromatolites columnaires du Précambrien Supérieur, Sahara Nord-occidental: inventaire, morfologie et microstructure des laminations; corrélations stratigraphiques. CNRS, C.R.Z.A., série Geologie, n°14, 245p.
- Cloud, P.; Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 84:1673-1676.
- Cloud, P.; Moeri, E. 1973. *Conophyton* in the Bambuí Group: What form and age? Geol., 1(3): 127.
- Cloud, P.; Semikhatov, M.A. 1969. Proterozoic stromatolitic zonation. Am. Journ. Sci., 267: 1017-1061.
- Dardenne, M.A. 1979.Les minéralisations de plomb, zinc, fluor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris 6, 251 p.
- Dardenne, M.A.; Campos Neto, M. 1976. Geologia da região de Lagamar, Minas Gerais. Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, SBG, Resumos, p.17.
- Dardenne, M.A.; Faria, A.; Andrade, G.F. 1973. Ocorrências de estromatólitos colunares na região de São Gabriel, Goiás. Cong. Bras. Geol., 27, SBG, Aracaju, Bol. Esp. n° 1, p. 139-141.
- Dardenne, M.A.; Faria, A.; Andrade, G.F. 1976. Occurrence de stromatolithes columnaires dans le Groupe Bambuí (Goiás-Brésil). An. Acad. Brás. Cienc., 48 (3): 555-566, Rio de Janeiro.

- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In Cordani U.G.,Milani E.J.,Thomaz Filho A.,Campos D.A.(Edts.), Tectonic Evolution of South America,31 Int. Geol.Congress, Rio de Janeiro, Brazil 2000, p.231-264.
- Dardenne, M.A.; Mello, S.M.G.; Moeri, E. 1972. Les stromatolithes du Groupe Bambuí, Brésil: classification et conditions du milieu de sedimentation. Cong. Geol. Intern. Canadá,Abstract n° 8.
- Dardenne, M.A.; Mello, S.M.G.; Moeri, E.1971. Os estromatólitos do Grupo Bambuí: classificação, importância estratigráfica e metalogênica. Cong. Brás. Geologia,25, São Paulo, SBG, Bol.Res.Com. Esp., N° 1, p.88.
- Dardenne, M.A.; Mello, S.M.G.; Moeri, E. 1972. *Conophyton*: um fóssil index do Precambriano no Grupo Bambuí. Ciênc. Cult., 24 (2): 199-203.
- Guimarães, E.M.; Dardenne, M.A. 1994. Proterozoic stromatolites from Cabeceiras, Goiás, Brazil. 14 Intern. Sedim. Congress., Recife, Abstracts, p. 38-39.
- Hofmann, H.J. 1969. Attributes of stromatolites. Geol. Surv. Canadá, Paper 69-39, 43p.
- Hofmann, H.J. 1972. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley Groups, Ontario.Geol. Surv. Can.,Paper 68-69.
- Komar, V.A.; Raaben, M.E.; Semikhatov, M.A. 1965. *Conophytons* in the Riphean of the URSS and their stratigraphic importance. Akad. Nauk SSSR Geol. Inst. Trudy, v. 131, 72p.
- Laranjeira, N.P.F. 1992. Geologia do Grupo Paranoá na região de Unaí: uma plataforma silicicclástica-carbonática no Proterozóico de Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 165p.
- Laranjeira, N.P.F.; Dardenne, M.A. 1993. Litoestratigrafia do Grupo Paranoá na região de Unaí, MG. Anais 2° Simp. Cráton São Francisco, SBG, Salvador, p. 282-284.
- Marchese, H.G. 1975. Estromatolites "Gymnosolenidos" en el dado oriental de Minas Gerais, Brasil. Rev. Bras. Geociências, 4 (4): 257-271.
- Moeri, E. 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. Ecl. Geol. Helv., 65 (1): 185-195.
- Nogueira,G.M.S. 1993. Enquadramento estratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG- Formação Vazante-Proterozóico Médio. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 134p.
- Nogueira, G.M.S.; Dardenne, M.A. 1992. Caracterização dos dolomitos biohermais estromatolíticos da região de Lagamar, MG Bol. Res. Exp., Cong. Brás. Geol., 37, SBG, São Paulo, 1, p. 70-71.
- Preiss, W.V. 1972. The systematics of South Australia Precambrian and Cambrian stromatolites. Part. 1. Trans. R. Soc. Aust., 96, part.2, 67-100.
- Raben, M.E. 1969. Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy. Am. J. Sci., 267/1: 1-18.
- Schöll,W.R. 1976. Estromatólitos (*Conophyton*) em dolomitos do Grupo Macaúbas. Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, SBG, Resumos, p. 363.

Trompette, R. 1969. Les stromatolites du Précambrien Supérieur de l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidental). Sedimentology 13/1 and 2. Walter, M.R.; Preiss, W.V. 1972. Distribution of stromatolites in the Precambrian and Cambrian of Australia. 24<sup>th</sup> IGC, Section 1, p. 85-93.

Instituto de Geociências. Universidade de Brasília.

<sup>1</sup> dardenne@tba.com.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP, <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 3/8/2005, também com versão em ingês.



#### MARCEL AUGUSTE DARDENNE

Desenvolveu toda a sua carreira acadêmica no Instituto de Geociências da UnB, onde chegou em março de 1968, inicialmente como Professor Colaborador, depois Adjunto e finalmente Titular em 1988. Aposentou-se em novembro de 1997, permanecendo no Instituto de Geociências como Pesquisador Associado, onde se encontra até hoje. Além de lecionar a nível de graduação e pós-graduação, exerceu diversos cargos administrativos, como Coordenador de Graduação e Pós-Graduação, Chefe de Departamento, Vice-Diretor e Diretor do Instituto de Geociências, tendo participado nessas ocasiões dos diversos conselhos da UnB. Orientou 34 Dissertações de Mestrado e 11 Teses de Doutorado.

Atualmente, dedica-se ao estudo das Coberturas Mesoproterozóicas, da Evolução da Faixa de Dobramentos Brasília e da Metalogenia da Província Carajás, além da elaboração de livros didáticos e científicos.

# Estromatólitos colunares no Sumidouro do Córrego Carrapato, Lagamar, MG

Registro de construções colunares dolomíticas por ciano-bactérias no Proterozóico do Brasil

# **SIGEP 074**

Marcel Auguste Dardenne<sup>\*1</sup> José Eloi Guimarães Campos<sup>\* 2</sup> Mário da Costa Campos Neto<sup>\*\*3</sup>

NO SÍTIO DENOMINADO SUMIDOURO do Córrego Carrapato, localizado no município de Lagamar, noroeste do Estado de Minas Gerais, excelentes afloramentos de dolomitos mostram estromatólitos colunares com laminações convexas do tipo *Baicalia* e com laminações cônicas do tipo *Conophyton metula* Kirichenko intercalados com dolomitos oncolíticos e dolomitos laminados (esteiras microbianas), os quais pertencem ao Grupo Vazante situado na zona externa da Faixa Dobrada Brasília. Esses estromatólitos, que são característicos do Proterozóico Médio a Superior, foram depositados num ambiente marinho litorâneo em condições de águas rasas e agitadas afetadas por fortes correntes de marés.

**Palavras-chave:** biohermas; estromatólitos; *Conophyton*; dolomitos; Grupo Vazante; Proterozóico **Columnar stromatolites in the Sumidouro of the Carrapato River, Lagamar, State of Minas Gerais** – Record of columnar dolomitic constructions by cyanobacteria in the Proterozoic of Brazil

In the Site named Sumidouro of the Carrapato River, localized in the Lagamar district, northwestern portion of the Minas Gerais State, excellent outcrops of dolomites show columnar stromatolites with convexe laminations of the Baicalia type and with conical laminations of the Conophyton metula Kirichenko type intercalated with oncolitic and laminated dolomites, belonging to the Vazante Group in the external zone of the Brasília Fold Belt. These stromatolites, which are characteristic of the Middle to Upper Proterozoic, were deposited in a peritidal marine environment with shallow waters and high energetic tidal currents.

**Key words:** bioherms; stromatolites; Conophyton; dolomite; Vazante Group; Proterozoic

# INTRODUÇÃO

As ocorrências de estromatólitos colunares aqui descritas (Figs. 1, 2 e 3) foram descobertas em 1973 pelos geólogos da METAMIG (Célio Freitas e Mário Campos Neto) e da UnB (Marcel A. Dardenne) durante os trabalhos de mapeamento e exploração mineral para chumbo e zinco no Estado de Minas Gerais (Dardenne & Campos Neto 1976, Campos Neto 1984, Dardenne 1979). Trabalhos geológicos complementares foram desenvolvidos mais recentemente no âmbito da realização de uma dissertação de Mestrado (Nogueira 1993, Nogueira & Dardenne 1992) e de pesquisas apoiadas pelo CNPq (Dardenne & Schobbenhaus 2001, Dardenne 2000).



**Figura 1** - Seções transversais de Conophytons rosados se destacando na matriz cinza micrítica intercolunar. **Figure 1** - Pink transversal sections of Conophytons in the gray micritic matrix.



Figura 2 - Aspecto típico das colunas estromatolíticas de cor rosada com laminações convexas no Sítio do Sumidouro do Córrego Carrapato. Notar as contrações repentinas ao longo do eixo vertical, as quais são características do tipo **Baicalia**, e a matriz lamosa de cor cinza intercolunar.

**Figure 2 -** Typical aspect of columnar pink stromatolites with convex laminations in the Carrapato River – Sumidouro Site. The stromatolite represents the Baicalia type.

#### LOCALIZAÇÃO

Deixar a rodovia Brasília-Belo Horizonte (BR-040) em Paracatu, seguir para Guarda-Mor (89 km) e Vazante (39 km) antes de chegar em Lagamar (29 km). As formações estromatolíticas ocorrem alguns quilômetros a oeste desta cidade (Fig. 4). As melhores exposições aparecem perto das fazendas Silva, Onório, Cacheta, Faria e Oliveira, além do local denominado Sumidouro, objeto do presente trabalho, onde o Córrego Carrapato desaparece no interior dos dolomitos (Fig. 5).As coordenadas geográficas do sítio são: 18°12′ S; 46°51′4″ W.

# CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

As formações estromatolíticas integram a Formação Lagamar do Grupo Vazante (Dardenne 2000, 1979, Campos Neto 1984), o qual se situa na zona externa da Faixa Dobrada Brasília. O mapa geológico simplificado





**Figure 3** - Vertical section of pink stromatolite of Conophyton type, with gray material between the columns.

da área (Fig. 5) mostra uma grande estrutura de direção norte-sul em sinclinório onde se reconhece as lentes de dolomitos maciços, geralmente cobertos por vegetação muito densa, que se destacam no meio das ardósias ou metapelitos intensamente dobrados evidenciados pela drenagem dendrítica e pela cobertura de gramíneas bastante características.

As ardósias de cor cinza escuro a cinza esverdeado mostram-se homogêneas ou laminadas, tornando-se carbonáticas nas vizinhanças das lentes dolomíticas. Os dolomitos apresentam as seguintes litofácies (Fig. 6):

- dolomitos micríticos laminados de cor bege, cinza claro ou rosado, geralmente intercalados com brechas intraformacionais;

 dolomitos com fragmentos micríticos lamelares, de cor rosado ou cinza claro, com extremidades angulosas ou arredondadas, cimentados por micrita ou microesparita, cuja origem é relacionada a intraclastos de dissecação;

 dolomitos laminados (Fig. 7), formados por esteiras microbianas micríticas, de cor cinza escuro, com formas sinuosas e irregulares, as vezes interrompidas.
 Os filamentos microbianos, quando bem preservados, mostram preenchimentos de microesparita, os quais são limitados por um filme escuro bem nítido. Essas lami-



**Figura 4** - Localização da área de ocorrência dos estromatólitos colunares de Lagamar, MG.

**Figure 4 -** Localization of the columnar stromatolite site Lagamar, Minas Gerais State, Brazil.

nações escuras alternam com laminações claras de microdoloesparita. Em certos lugares, essas laminações são silicosas e freqüen- temente apresentam estruturas convolutas;

- dolomitos ricos em intraclastos bem arredondados, de cor cinza claro ou cinza escuro, considerados de origem orgânica, cimentados por doloesparita microcristalina;

- dolomitos ricos em oncólitos (Fig. 8), de cor róseo claro, mostrando estruturas sedimentares tais estratificações cruzadas (raras) e estruturas gradacionais (freqüentes). Os oncólitos, de tamanho pequeno (diâmetro entre 0,1 e 0,4 mm) formam agregados de grande tamanho (diâmetro entre 1 mm e 2 cm), mostrando envelopes externos concêntricos de origem microbiana. Esses oncólitos são cimentados por esparita fibrosa bem característica.

- dolomitos róseos contendo estromatólitos colunares.

- Intercalados nos bancos dolomíticos, ocorrem finos níveis de dolossiltitos, de cor marrom, com abundantes laminações cruzadas.



**Figura 5** - Mapa geológico simplificado da região de Lagamar, destacando as principais ocorrências de estromatólitos colunares (segundo Dardenne & Campos Neto 1976).

**Figure 5 -** Simplified geological map of the Lagamar area, showing the main columnar stromatolitic occurrences (after Dardenne & Campos Neto 1976).



**Figura 6** - Coluna litoestratigráfica sintética da região de Lagamar (segundo Dardenne & Campos Neto 1976). **Figure 6** - Synthetic lithostratigraphic column of the Lagamar region (after Dardenne & Campos Neto 1976).



**Figura 7 -** Dolomitos laminados com esteiras de origem bacteriana.



Figura 8 - Aspecto macroscópico dos dolomitos oncolíticos. Figure 8 - Macroscopic aspect of the oncolitic dolomites.

Figure 7 - Laminated dolomites with bacterian mats.

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO SUMIDOURO

Basicamente, dois tipos de estromatólitos colunares têm sido diferenciados em função da forma das laminações que podem ser convexas ou cônicas. Excelentes exposições de estromatólitos colunares ocorrem nos diversos biohermas da região, mas as ocorrências mais excepcionais aparecem no local conhecido como Sumidouro do Córrego Carrapato.

# Estromatólitos Colunares com Laminações Convexas

As colunas estromatolíticas mostram uma típica cor rosa que se sobressai sobre o fundo cinza azulado dos dolomitos encaixantes. Essas colunas, que podem atingir uma altura superior a dois metros, se dispõem verticalmente ou ligeiramente inclinadas em relação ao acamadamento. Elas são irregularmente subcilindricas com contrações e expansões abruptas que conferem uma morfologia de bulbo ou de tubérculo para as construções estromatolíticas (Fig. 9). A ramificação das colunas é ativa ou passiva com dois ou mais ramos se desenvolvendo para cada divisão. Essas colunas-filhas freqüentemente expandem-se lateralmente antes de crescer para cima na vertical. As laminações são convexas, se recobrindo localmente umas as outras, com cunhas e protuberâncias angulosas se projetando na rocha encaixante. Entretanto, não existe envelope na superfície lateral nem zona marginal.

A microestrutura das laminações é formada por filamentos cinza escuro micríticos de origem microbiana alternando com horizontes claros de microesparita. As laminações microbianas são contínuas, sinuosas e raramente interrompidas, com espessuras variando entre 0,08 mm e 0,4mm. Algumas interrupções são aparentemente provocadas por recristalização da rocha encaixante.

Alguns *pellets* e intraclastos de origem orgânica são as vezes identificados no interior dessas laminações. As laminações claras, com espessura variando entre 0,04 e 0,4 mm, mostram níveis cristalinos irregulares de microesparita, a qual se apresenta em cristais maiores na base das laminações cinza escuro. A rocha encaixante das colunas é um dolomito micrítico cinza azulado onde flutuam intraclastos lamelares rosados de origem orgânica, os quais podem atingir vários centímetros de comprimento e são interpretados como produtos da erosão das colunas estromatolíticas pelas correntes. Em corte transversal, as colunas apresentam seções mais ou menos circulares com laminações concêntricas de cor ro-



**Figura 9** - Afloramento de estromatólitos colunares com laminações convexas.

**Figure 9 -** Outcrop of columnar stromatolite with convex laminations.

sada. Algumas cavidades abertas, classificadas como stromatactis, permanecem após a sedimentação e a diagênese. Elas mostram uma base plana e um preenchimento progressivo por esparita e quartzo tardi-diagenético. Outras cavidades são também preservadas abaixo das protuberâncias das laminações microbianas e mostram uma sedimentação interna gradacional caracterizada pela sucessão *pellets*, micrita e esparita grosseira de baixo para cima.

*Classificação dos Estromatólitos Colunares com Laminações Convexas* - Esses estromatólitos colunares mostram estreitas afinidades com o Supergupo dos Tungussides (Raaben 1969) e foram classificados numa primeira aproximação como pertencendo ao Grupo *Baicalia*, que é caracterizado pela ramificação ativa e pelas contrações e estrangulamentos observados nas colunas. Entretanto, deve ser ressaltado que a morfologia das colunas parece largamente induzida pela presença de fortes correntes erosivas atuando durante o crescimento das construções estromatolíticas.

#### Estromatólitos com Laminações Cilindro-Cônicas

Excepcionais construções microbacterianas de côr rosada destacam-se sobre o fundo cinza azulado de dolomito micrítico, formando colunas cônicas de cerca de um metro de altura, extremamente densas e muito próximas umas das outras e inseridas na base. Em seção longitudinal, as laminações apresentam uma forma cônica muito característica, as mesmas interrompendo-se nas bordas das colunas sem mostrar recobrimento marginal (Fig. 10). Na parte central, elas se apóiam sobre uma zona axial bem definida, que pode mostrar na sua porção apical uma morfologia achatada com ondulações acentuadas. As seções transversais são circulares, subcirculares ou triangulares, com diâmetros compreendidos entre 5 e 15 cm. Essas seções podem mostrar importantes protuberâncias que penetram a rocha encaixante. No seu centro, a zona axial com diâmetro de alguns milímetros é bem definida. Ao microscópio, as laminações microbacterianas (Fig. 11) mostram uma cor cinza escuro, são contínuas e sinuosas, com espes-



**Figura 10** - Afloramento mostrando uma seção vertical longitudinal de *Conophyton*.

**Figure 10** - Outcrop showing a vertical longitudinal section of Conophyton.

suras compreendidas entre 0,1 e 0,4 mm, e são de natureza micrítica. Elas alternam com laminações claras, finas, com espessuras variando entre 0,05 e 0,3 mm, sendo constituídas de microesparita.

*Classificação dos Estromatólitos Colunares com Laminações Cilindro-Cônicas* - A continuidade das laminações, a ausência de zona marginal e a maior espessura relativa das laminações escuras em relação as laminações claras (Fig. 12) permitem classificar os estromatólitos com laminações cônicas como do tipo *Conophyton metula* Kirichenko descrito por Komar *et al.* (1965).

#### Ambiente de Sedimentação

As informações sobre o ambiente de sedimentação são deduzidas das caracteríticas das construções estromatolíticas e das suas relações com as rochas encaixantes:

 a dolomitização é penecontemporânea à sedimentação;

- a litificação precoce das colunas estromatolíticas é necessária para a preservação das construções colunares num ambiente de alta energia e provavelmente contemporânea da dolomitização;

- a coloração rosada das colunas estromatolíticas sugere um ambiente oxidante, que pode ocorrer em ambiente dominado pelas marés e as correntes associadas;

- um nível de energia elevado é inferido a partir da observação de feições erosivas constatadas sobre certas colunas estromatolíticas com laminações convexas, resultando em produtos como intraclastos e fragmentos de laminações microbacterianas flutuando na matriz micrítica intercolunar. Neste sentido, as contrações e



**Figura 11 -** Microestrutura de *Conophyton metula* Kirichenko.

Figure 11 - Microstructure of Conophyton metula Kirichenko.



**Figura 12 -** Espessuras relativas das laminações escuras e claras de *Conophyton*.

**Figura 12** - Relative thickness of dark and light lamination of Conopyhton.

estrangulamentos observados nas colunas com laminações convexas podem ser atribuídos a correntes de marés localmente mais fortes. Os dolomitos oncolíticos, que apresentam estruturas gradacionais e estratificações cruzadas, mostram feições erosivas no topo dos horizontes com estromatólitos colunares, confirmando um ambiente de alta energia;

- a sedimentação na área das construções estromatolíticas é quase exclusivamente carbonática, o aporte de sedimentos detríticos se limitando a pequenos grãos angulosos de quartzo, de tamanho silte, trapeados pelas laminações microbacterianas;

- as condições de profundidade onde cresceram os estromatólitos colunares são difíceis de ser estimadas. Entretanto, parece evidente que a maior parte das colunas encontrava-se submersa em função da lama micrítica depositada entre as colunas, as quais foram submetidas a processo de litificação extremamente rápido para resistir à erosão provocada pelas correntes de marés. É provável que as colunas estromatolíticas com laminações convexas cresceram em condições de profundidade mais rasa devido às feições erosivas freqüentemente observadas nas mesmas e às contrações e estrangula-

mentos das colunas atribuídos às correntes de marés. Ao contrário, as colunas estromatolíticas com laminações cônicas de tipo Conophyton parecem ter crescido em condições sublitorâneas de ambiente mais calmo, tendo em vista a ausência de feições erosivas neste tipo de construção e a sedimentação exclusiva de lama micrítica no espaço intercolunar. Essa conclusão é reforçada pela observação que existe geralmente uma segregação dos horizontes de Conophyton em relação aos níveis de colunas com laminações convexas. Em alguns casos, observa-se uma zona de transição entre esses horizontes, onde se constata a cohabitação entre os dois tipos de colunas. Nessa zona de transição, observa-se freqüentemente a presença do tipo Jacutophyton, que se caracteriza pelo desenvolvimento e crescimento de colunas oblíquas com laminações convexas a partir das construções cônicas, traduzindo provavelmente uma mudança progressiva da profundidade e do ambiente de sedimentação.

# IDADE DAS CONSTRUÇÕES ESTROMATOLÍTICAS

Como foi mostrado pelos pesquisadores russos (Komar et al., 1965; Raaben, 1969), o gênero Conophyton é conhecido somente no Precambriano, e mais especificamente no Proterozóico. Esse fato foi reconhecido posteriormente nos Estados Unidos (Cloud & Semikhatov, 1969), no Canadá (Hofmann, 1969, 1972), na Austrália (Walter & Preiss, 1972; Preiss, 1972) e na África (Bertrand-Sarfati, 1972; Cloud & Semikhatov, 1969; Trompette, 1969). No Brasil, os primeiros Çonophytons foram identificados no vale do Ribeira (Almeida, 1944), no Grupo Bambuí/Vazante (Moeri, 1972; Dardenne et al., 1972, 1971; Cloud & Dardenne, 1973; Dardenne & Campos Neto, 1976), no Grupo Macaúbas (Schöll, 1976) e no Grupo Paranoá (Dardenne et al., 1973, 1976; Laranjeira & Dardenne, 1993; Guimarães & Dardenne, 1994). O gênero Conophyton metula Kirichenko, assim como o grupo Baicalia é considerado pelos autores russos (Krylov, 1963) como característicos do Rifeano Médio (1350-950Ma). Entretanto, as dificuldades e incertezas observadas na identificação dos diversos tipos de estromatólitos, além da forte influência do ambiente de sedimentação sobre a morfologia das colunas estromatolíticas, conduziram ao abandono dessa nomenclatura e das tentativas de classificação, somente permanecendo o caráter de

*Conophyton* como fóssil index do Proterozóico Médio a Superior. Na Faixa Brasília, a ocorrência de *Conophyton* é utilizada informalmente para diferenciar o Grupo Bambuí dos Grupos Paranoá e Vazante.

### CONCLUSÕES

Os estromatólitos colunares da região de Lagamar apresentam condições excepcionais de preservação no sítio denominado Sumidouro do Córrego Carrapato, o qual merece ser protegido em função de sua importância do ponto de vista estratigráfico, paleontológico e paleoambiental. A identificação de Conophyton metula Kirichenko pode permitir no futuro o estabelecimento de correlações intrabacinais e talvez de correlações intercontinentais. Esses estromatólitos colunares desenvolveramse em ambiente marinho infralitorâneo, caracterizado por condições de águas rasas e oxidantes sob forte influência de correntes de marés. Os estromatólitos cilindro-cônicos de tipo Conophyton parecem ter crescido em condições de águas ligeiramente mais profundas, enquanto os estromatólitos com laminações convexas foram submetidos a intensa ação das correntes de marés em ambiente litorâneo.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Tendo em vista que o sítio encontra-se desprotegido, sugere-se que:

 O Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) não conceda alvarás de pesquisa e lavra na área do Sumidouro e adjacências imediatas;

 Seja solicitada a colaboração das companhias de mineração de calcário e dolomito que atuam na região, no sentido de proteger esse sítio e

- Sejam confeccionadas placas explicativas e alusivas à importância da preservação daquele local.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, F.F.M. 1944. Collenia Itapevensis-Um fóssil Precambriano no Estado de São Paulo. Fac. Fil. Ciênc. Letras, USP, Boletim 45, Geol., Vol. 1, p. 29-106.
- Bertrand-Sarfati, J. 1972. Stromatolites columnaires du Précambrien Supérieur, Sahara Nord-occidental: inventaire, morfologie et microstructure des laminations; corrélations stratigraphiques. CNRS, C.R.Z.A., série Geologie, n°14, 245p.
- Campos Neto, M.C. 1984. Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (Região de Vazante-Lagamar,MG). Rev. Bras. Geociências, 14 (2):81-91.

- Cloud,P.; Dardenne, M.A. 1973. Proterozoic age of the Bambuí Group in Brazil. Geol. Soc. Am. Bull., 84:1673-1676.
- Cloud, P.; Semikhatov, M.A. 1969. Proterozoic stromatolitic zonation. Am. Journ. Sci., 267: 1017-1061.
- Dardenne, M.A. 1979. Les mineralisations de plomb, zinc, fluor du Protérozoïque Supérieur dans le Brésil Central. Thèse de Doctorat d'Etat, Université de Paris 6, 251 p.
- Dardenne, M.A.; Campos Neto, M.C. 1976. Geologia da região de Lagamar, Minas Gerais. Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, SBG, Resumos, p.17.
- Dardenne, M.A.; Faria, A.; Andrade, G.F. 1973. Ocorrências de estromatólitos colunares na região de São Gabriel, Goiás. Cong. Bras. Geol., 27, SBG, Aracaju, Bol. Esp. nº 1, p. 139-141.
- Dardenne, M.A.; Faria, A.; Andrade, G.F. 1976. Occurrence de stromatolithes columnaires dans le Groupe Bambuí (Goiás-Brésil). Anais Acad. Bras. Cienc., 48 (3): 555-566, Rio de Janeiro.
- Dardenne, M.A.; Schobbenhaus, C. 2001. Metalogênese do Brasil. CPRM/UnB, Editora UnB, 392p.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. In Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A.( Edits ), Tectonic Evolution of South America, 31 Int. Geol. Congress, Rio de Janeiro, Brazil 2000, p.231-264.
- Dardenne, M.A.; Melo, S.M.G.; Moeri, E. 1971. Os estromatólitos do Grupo Bambuí: classificação, importância estratigráfica e metalogênica. Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo, Bol. Esp. n°1, Resumos, p.88.
- Dardenne, M.A.; Melo, S.M.G.; Moeri, E. 1972. Conophyton: um fóssil index do Precambriano no Grupo Bambuí. Ciênc. Cult., 24 (2):199-203.
- Guimarães, E.M.; Dardenne, M.A. 1994. Proterozoic stromatolites from Cabeceiras, Goiás, Brazil. 14 Intern. Sedim. Congress., Recife, Abstracts, p. 38-39.
- Hofmann, H.J. 1969. Attributes of stromatolites. Geol. Surv. Canadá, rep. pap. 69-39, 43p.
- Hofmann, H.J. 1972. Stromatolites from the Proterozoic Animikie and Sibley groups, Ontario. Geol. Surv. Can. Paper 68-69.
- Komar, V.A.; Raaben, M.E.; Semikhatov, M.A. 1965. Conophytons in the Riphean of the URSS and their stratigraphic importance. Akad. Nauk SSSR Geol. Inst. Trudy, v. 131, 72p.
- Krylov, I.N. 1963. Ramifying columnar stromatolites of Riphean of Southern Urals and importance for stratigraphy of late Precambrian. Akad. Nauk SSSR Geol. Inst. Trudy, 69, 133p.
- Laranjeira, N.P.F.; Dardenne, M.A. 1993. Litoestratigrafia do Grupo Paranoá na região de Unaí, MG Anais 2° Simp. Cráton São Francisco, SBG, Salvador, p. 282-284.
- Moeri, E. 1972. On a columnar stromatolite in the Precambrian Bambuí Group of Central Brazil. Ecl. Geol. Helv., 65 (1):185-195.
- Nogueira, G.M.S. 1993. Enquadramento estratigráfico, sedimentologia e evolução geoquímica do depósito fosfático de Lagamar, MG - Formação Vazante - Proterozóico Médio. Dissertação de Mestrado, IG/UnB, Brasília, 134p.

Nogueira, G.M.S.; Dardenne, M.A. 1992. Caracterização dos dolomitos biohermais estromatolíticos da região de Lagamar, MG. Bol. Res. Exp., Cong. Brás. Geol., 37, SBG, São Paulo, 1, p. 70-71.

- Preiss, W.V. 1972. The systematic of South Australia Precambrian and Cambrian stromatolites. Part. 1. Trans. R. Soc. Aust., 96, part.2, 67-100.
- Raaben, M.E. 1969. Columnar stromatolites and Late Precambrian stratigraphy. Am. J. Sci., 267/1:1-18.
- Schöll, W. 1976. Estromatólitos (Conophyton) em dolomitos do Grupo Macaúbas. Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, SBG, Resumos, p. 363.
- Trompette, R. 1969. Les stromatolites du Précambrien Supérieur de l'Adrar de Mauritanie (Sahara occidental). Sedimentology 13/1 and 2.
- Walter, M.R.; Preiss, W.V. 1972. Distribution of stromatolites in the Precambrian and Cambrian of Australia. 24<sup>th</sup> IGC, Section 1, p. 85-93.

\*Instituto de Geociências. Universidade de Brasília.

<sup>1</sup> dardenne@tba.com.br

\*\*Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo.
<sup>3</sup> camposnt@usp.br

<sup>2</sup> eloi@unb.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>>, em 10/08/2005, também com versão en inglês.



#### MARCELAUGUSTE DARDENNE

Desenvolveu toda a sua carreira acadêmica no Instituto de Geociências da UnB, onde chegou em marco de 1968, inicialmente como Professor Colaborador, depois Adjunto e finalmente Titular em 1988. Aposentou-se em novembro de 1997, permanecendo no Instituto de Geociências como Pesquisador Associado, onde se encontra até hoje. Além de lecionar a nível de graduação e pós-graduação, exerceu diversos cargos administrativos, como Coordenador de Graduação e Pós-Graduação, Chefe de Departamento, Vice-Diretor e Diretor do Instituto de Geociências, tendo participado nessas ocasiões dos diversos conselhos da UnB. Orientou 34 Dissertações de Mestrado e 11 Teses de Doutorado. Atualmente, dedica-se ao estudo das Coberturas Mesoproterozóicas, da Evolução da Faixa de Dobramentos Brasília e da Metalogenia da Província Carajás, além da elaboração de livros didáticos e científicos.



#### JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS

José Eloi é graduado (1990), mestre (1992) e doutor em Geologia (1996) pela Universidade de Brasília. Atualmente é professor Associado do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Tem experiência na área de Geociências, atuando principalmente nos temas: Hidrogeologia, Gestão de Recursos Hídricos Subterrâneos, Estratigrafia, Sedimentologia, Geologia Regional, e Geologia Ambiental.



#### MARIO DA COSTA CAMPOS NETO

Professor Associado da Universidade de São Paulo (USP), é doutor pela Universidade de Paris (1979), França e pela Universidade de São Paulo (1991) Brasil, com pós-doutorado na Universidade de Montpellier-II (1977-1978) França. Sua principal linha de pesquisa é a Geotectônica e utiliza-se da Geologia Estrutural e da Petrologia Metamórfica como as principais ferramentas de estudo.

# Afloramento Morro do Papaléo, Mariana Pimentel, RS

Registro ímpar da sucessão sedimentar e florística pós-glacial do Paleozóico da Bacia do Paraná

O AFLORAMENTO MORRO DO PAPALÉO está situado no município de Mariana Pimentel e tem sido considerado como uma importante fonte de fósseis vegetais preservados na forma de impressões e coletados de depósitos do Subgrupo Itararé e da Formação Rio Bonito. Estratigraficamente, a exposição mostra claramente o limite Itararé/Rio Bonito, uma discordância bem conhecida e representada por uma significativa superfície erosiva regionalmente mapeada. Recentemente, palinomorfos relativamente bem preservados têm sido recuperados de ambas as unidades estratigráficas presentes. Em termos bioestratigráficos, este afloramento é ímpar em toda a Bacia do Paraná, uma vez que apresenta a sucessão de três fitozonas, e o delineamento ao longo da mesma seção. Além disso, a exposição tridimensional dos depósitos permite o entendimento do significado e do controle estratigráfico das fitozonas e o delineamento da natureza das associações de plantas fósseis registradas (=parâmetros paleoecológicos), a fim de estabelecer o aspecto de comunidades vegetais pretéritas relacionadas à "Flora Glossopteris", do Permiano Inferior da porção sul da Bacia do Paraná. Os dados palinológicos obtidos indicam que as fitozonas são equivalentes a uma única palinozona.

**Palavras-chave:** Paleobotânica; Palinologia; limite Subgrupo Itararé/Formação Rio Bonito; Permiano Inferior; Bacia do Paraná; Rio Grande do Sul

# Roberto Iannuzzi<sup>1</sup> Claiton Marlon dos Santos Scherer<sup>1</sup> Paulo Alves de Souza<sup>1</sup> Michael Holz<sup>1</sup> Gerson Caravaca<sup>2</sup> Karen Adami-Rodrigues<sup>3</sup> Graciela Pereira Tybusch<sup>1</sup> Juliane Marques de Souza<sup>1</sup> Juliane Marques de Souza<sup>1</sup> Larissa P. Smaniotto<sup>1</sup> Tiago V. Fischer<sup>1</sup> Ariane Santos da Silveira<sup>4</sup> Ricardo Lykawka<sup>1</sup> Daiana Rockenbach Boardman<sup>1</sup> Eduardo Guimarães Barboza<sup>1</sup>

Morro do Papaléo outcrop, Mariana Pimentel, State of Rio Grande do Sul, Brazil – Unique record of postglacial sedimentary and floral succession of the Paleozoic from Paraná Basin

The Morro do Papaléo outcrop is situated in Mariana Pimentel Municipality and has been considered as an important source of plant fossils preserved as impressions recovered from deposits of the Itararé Subgroup and Rio Bonito Formation. Stratigraphically, the exposure shows clearly the Itararé/Rio Bonito boundary, a well-known discordance represented by significant erosive surface mapped in regional scale. Recently, palynomorphs relatively well-preserved were recovered from both Itararé and Rio Bonito units. In terms of biostratigraphy, this outcrop is unique throughout Paraná Basin due to the presence of three successive plant zones along the only one section. Besides, the three-dimensional exposure of sedimentary deposits allows to understand the stratigraphical meaning and control of those plant zones and outline the nature of the plant assemblages recorded (= paleoecological parameters) in order to establish how were the ancient plant communities related to "Glossopteris Flora" for the Lower Permian deposits of the southern Paraná Basin. The palynological data obtained from this section indicate that the plant zones are equivalent to only one palinozone.

**Key words:** Paleobotany; Palynology; Itararé Subgroup/ Rio Bonito Formation boundary; Lower Permian; Paraná Basin; Rio Grande do Sul State

# SIGEP 101

### INTRODUÇÃO

A seção do Afloramento Morro do Papaléo mostrase "única" por apresentar numa mesma exposição tridimensional e contínua a sucessão estratigráfica de três fitozonas. Esta condição não é observada em outros sítios ao longo de toda a Bacia do Paraná e possibilita estabelecer os parâmetros que governam as mudanças florísticas em termos bioestratigráficos. A atual exposição do Morro do Papaléo não só permite um fácil e adequado acesso ao conteúdo fossilífero, bem como a visualização em três dimensões de todo o pacote da porção superior da seção. Neste contexto, esta seção possibilita definir com maior precisão a história tafonômica dos restos vegetais, bem como os processos deposicionais locais relacionados à incorporação do material orgânico. Deste modo, é possível propor com mais propriedade a reconstrução dos ambientes de vida dos elementos que compunham a Flora Glossopteris, responsáveis pela fitomassa geradora dos depósitos de carvão do sul do país. Além disso, o Morro do Papaléo apresenta de forma clara e didática a passagem Itararé/Rio Bonito, mostrando como se deu a evolução sedimentar dos ambientes pós-glaciais do topo do Subgrupo Itararé para aqueles geradores de carvões da Formação Rio Bonito. Justamente por todas as características estratigráficas e paleontológicas mencionadas acima, o afloramento Morro do Papaléo tem sido objeto de estudo de diversos pesquisadores

ao longo do tempo (Formoso 1968, Burjack et al. 1982, Corrêa da Silva & Arrondo 1977, Correia da Silva 1978, Paim et al. 1983, Piccoli et al. 1983, Pasqualini et al. 1986, Lavina et al. 1992, Iannuzzi et al. 2003a, b). Deste modo, foi considerado por Corrêa da Silva (1978) como localidade-tipo da Formação Rio Bonito no Rio Grande do Sul e por Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig (1993) como localidade-tipo da Subzona Phyllotheca indica da Zona Botrychiopsis plantiana, relativa ao zoneamento fitoestratigráfico proposto pelas autoras para o Estado. Resta, no entanto, a compreensão da seção do Morro do Papaléo em termos do arcabouço estratigráfico regional, estabelecido apenas recentemente, com base na estratigrafia de seqüências, para o pacote permiano do Rio Grande do Sul (Holz 1997, 1998, 1997, 2003).

#### LOCALIZAÇÃO

O Afloramento Morro do Papaléo (30°21'S – 51°34'W) situa-se 8 km a noroeste do centro do município de Mariana Pimentel, cujo acesso é feito a partir da rodovia federal BR 116, no sentido Porto Alegre – Pelotas, altura do km 327 (cerca de 80 km de Porto Alegre), percorrendo-se, aproximadamente, 22 km por estrada intermunicipal de terra em direção à Barão do Triunfo (Fig. 1). A partir do prolongamento da via principal que corta o município, segue-se através de uma estrada vicinal de terra até atingir a localidade conhecida como Morro



Figura 1 - Mapa de localização do Afloramento Morro do Papaléo, município de Mariana Pimentel, Rio Grande do Sul.Figure 1 - Location map of the Morro do Papaléo Outcrop, Mariana Pimentel Municipality, Rio Grande do Sul State.


**Figura 2** - Vista parcial da porção superior do Afloramento Morro do Papaléo. **Figure 2** - Partial view from the upper part of Morro do Papaléo Outcrop.

do Papaléo, onde se encontra a seção aflorante em questão (Fig. 2). A seção situa-se dentro da área de exploração de uma antiga mina de caulim a céu aberto.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O afloramento Morro do Papaléo corresponde a uma seção exposta, em grande parte, pelas atividades de uma antiga mina a céu aberto, criada para exploração de caulim junto ao município de Mariana Pimentel. Como se trata de uma pequena elevação, a denudação do referido morro para a exploração das argilas, possibilitou a exposição tridimensional, principalmente, da porção médio-superior da seção. A porção mais basal da seção aflorante pode ser examinada através de ravinas existentes ao redor da base do morro.

Segundo o perfil mais recente deste afloramento, elaborado por Iannuzzi *et al.* (2003a, b) e que traduz com maior fidelidade a seção atualmente aflorante, temse os níveis mais basais deste afloramento representados por ritimitos siltico-argilosos, intercalados por níveis de pelitos carbonosos, com estratificações cruzadas cavalgantes, feições de fluidização e estruturas do tipo "wavy/linsen". Nesta porção basal ocorrem fósseis em dois níveis estratigráficos, N1 e N2, conforme assinalados no perfil (Fig. 3). No nível N1, foi recuperada uma boa quantidade de palinomorfos de origem terrestre, tais como esporos dos gêneros Brevitriletes, Calamospora, Cirratriradites, Cristatisporites, Convolutispora, Cyclogranisporites, Granulatisporites, Horriditriletes, Kraeuselisporites, Lundbladispora, Punctatisporites, Reticulatisporites, Vallatisporites, grãos de pólen do tipo Cycadopites, Divarisaccus, Limitisporites, Peppersites, Striomonosaccites, Vittatina, Cannanoropolis, Illinites, Protohaploxypinus, Vesicaspora e raros fungos (Portalites). Há também a presença de palinomorfos atribuídos às algas (Brazilea, Leiosphaeridia e Tetraporina), além de megásporos não estudados até o momento (Figs. 4 e 5). A ocorrência das espécies de palinomorfos, por nível estratigráfico, é apresentada em Smaniotto et al. (2006). O nível N2 apresenta um conteúdo megaflorístico representado por impressões de frondes de Botrychiopsis, de folhas de Glossopteris, Gangamopteris e Cordaites, e de sementes do tipo Samaropsis sp. e Cordaicarpus sp. (Figs. 4 e 6).

Os níveis sobrejacentes apresentam um conteúdo megaflorístico semelhante, porém com uma litologia um tanto quanto distinta, caracterizada por siltitos maciços ou com laminação plano-paralela e pela intercalação de siltitos avermelhados com poucos restos vegetais, onde também são encontrados níveis de paleossolos. Desta porção obtiveram-se os fósseis referentes ao nível N3 do perfil (Fig. 3) que correspondem a impressões de folhas de *Gangamopteris*, *Cordaites* e *Chiropteis*, e de sementes do tipo *Samaropsis* (Fig. 4).

O próximo pacote é composto por uma sucessão de arenitos muito finos a médios, lenticulares e com laminação ondulada truncante, e siltitos finamente laminados, que apresentam abundantes restos de vegetais e níveis de paleossolos formados por rizomas (*Pinnularia*) de esfenótitas. Cor-

respondentes ao nível N4 do perfil (Fig. 3), grande quantidade de impressões foliares relativas aos gêneros *Gangamopteris*, *Glossopteris*, *?Dicranophyllum*, *Cheirophyllum*, *Kawizophyllum* e *Cordaites* são encontradas juntamente com rizomas, caules e ramos foliares de *Phyllotheca* e *Stephanophyllites*, todos preservados na forma de impressões e moldes. Há também em N4, um bom número de impressões de sementes de *Samaropsis* e *Cordaicarpus* e raros casos de folhas de *Gangamopteris*, *Glossopteris* e *Cordaites* preservadas como contramoldes, através de processos autigênicos (Figs. 4 e 6).



**Figura 3 -** Perfil estratigráfico ilustrado do afloramento Morro do Papaléo, detalhando os níveis fossilíferos, as principais fácies encontradas, as superfícies erosivas e a distribuição dos paleoambientes, das seqüências estratigráficas, das fitozonas e da única palinozona registrada. Baseado em Iannuzzi *et al.* (2003a, b).

**Figure 3** - Illustrated stratigraphic profile from the Morro do Papaléo Outcrop showing details of the distinct fossiliferous levels, main sedimentary facies seen and erosive surfaces, including the succession of paleoenvironments, stratigraphic sequences and biozones (phyto- and palynozone). Based on Iannuzzi et al. (2003a, b).

ESPÉCIES	Itararé	Fm. Rio Bonito		
	Nível 1	Nível 5	Nível 6	
ESPOROS				PLANTA
Cirratriradites sp.	x			Botrychio
Cristatisporites irradiatus	x			Gangamo
Cristatisporites microvacuolatus	x			Samarop
Cristatisporites morungavensis	х			Gangamo
Cyclogranisporites sp.	х			Cordaica
Granulatisporites triconvexus	х			Glossopte
Reticulatisporites pseudopalliatus	х			Cordaites
Vallatisporites splendens	х			Chiropter
Vallatisporites cilliaris	x			Cheiroph
Brevitriletes levis	х	x	х	?Dicrano
Calamospora hartungiana	х	х	х	Phyllothe
Convolutispora candiotensis	х	х	х	Gangamo
Horriditriletes gondwanensis	x	х	х	Gangamo
Horriditriletes ramosus	x	х	х	Gangamo
Kraeuselisporites volkheimerii	x	x	х	Samarop
Lundbladispora braziliensis	x	x	х	Samarop
Lundbladispora riobonitensis	x	х	х	Samarop
Punctatisporites gretensis	x	х	х	Stephano
Horriditriletes superbus		х	х	Glossopt
Horriditriletes uruguaiensis		х	х	Samarop
GRÃOS DE PÓLEN				Glossopt
<i>Cycadopites</i> sp.	x			Kawizopł
Divarisaccus stringoplicatus	x			Samarop
<i>Limitisporites</i> sp.	x			Brasilode
Peppersites sp.	x			Cycloden
Striomonosaccites sp.	x			Gangamo
Vittatina vittifera	x			Ginkgoph
Cannanoropolis diffusus	x	x	x	Arberia s
Illinites unicus	x	x	x	Asterothe
Protohaploxypinus goraiensis	x	x	x	Neomario
Vesicaspora sp.	x	x	x	Pecopter
Vittatina costabilis	x	x	x	Samarop
Protohaploxvpinus limpidus		x	x	Sphenop
ALGAS				
Brazilea helby forma gregata	×			
Brazilea scissa	x			
Leiosphaeridia sp.	x			
Tetraporina sp.	x	x	x	
Quadrisporites horridus	~	x	×	
FUNGOS		^	^	
Esporos de fungos indet	x			
Portalites condwanensis	v	v	Y	
r onallies yonuwallelisis	X	X	X	1

ESPÉCIES	Subgr. Itararé			Fm. Rio Bonito	
	Nível 2	Nível 3	Nível 4	Nível 7	Nível 8
PLANTAS					
Botrychiopsis plantiana	х				
Gangamopteris angustifolia	х				
Samaropsis sp.	х	х			
Gangamopteris obovata	х	х	х		
Cordaicarpus sp.	х		х	х	х
Glossopteris communis	x		х	х	х
Cordaites hislopii	х	х	х	х	х
Chiropteris sp.		х			
Cheirophyllum speculare			х		
?Dicranophyllum sp.			х		
Phyllotheca australis			х		
Gangamopteris buriadica			х		
<i>Gangamopteris</i> sp. 1			х		
<i>Gangamopteris</i> sp. <i>2</i>			х		
Samaropsis kurtzii			х		
Samaropsis aff. S. rigbyi			х		
Samaropsis sp. 2			х		
Stephanophyllites			х		
Glossopteris indica			х		х
Samaropsis sp. 3			х		х
Glossopteris occidentalis			х	х	х
Kawizophyllum sp.			х	х	х
Samaropsis sp. 1			х	х	х
Brasilodendron pedroanum				х	х
Cyclodendron sp.				х	х
Gangamopteris obovata var. major				х	х
Ginkgophytopsis sp.				х	х
Arberia sp.					х
Asterotheca sp.					х
Neomariopteris sp.					х
Pecopteris sp.					х
Samaropsis aff. S. millaniana					х
Sphenopteris sp.					х

**Figura 4 -** Listagem das morfoespécies de palinomorfos e plantas identificadas por nível fossilífero na seção do Morro do Papaléo, conforme perfil mostrado na Figura 2. Taxonomia dos palinomorfos baseada no trabalho de Smaniotto *et al.* (2006) e das plantas fósseis baseada nos trabalhos de Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig (1993), Iannuzzi (2000), Silva & Iannuzzi (2000), Vieira & Iannuzzi (2000), Iannuzzi *et al.* (2003a, b), Tybusch (2005), Souza & Iannuzzi (2006).

**Figure 4** - Listing of the palynomorph and plant morphoespecies identified per each fossiliferous level in the Morro do Papaléo Outcrop, according at profile shown in the Figure 2. Palynomorph taxonomy of based on Smaniotto et al. (2006) and plant taxonomy based on Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig (1993), Iannuzzi (2000), Silva & Iannuzzi (2000), Vieira & Iannuzzi (2000), Iannuzzi et al. (2003a, b), Tybusch (2005), Souza & Iannuzzi (2006).



**Figura 5** - Palinomorfos selecionados: (**a**) *Punctatisporites gretensis* (Lâmina MP-P 5068, Coordenada England Finder Y33-4); (**b**) *Brevitriletes levis* (MP-P 5061B, R43-2); (**c**) *Granulatisporites triconvexus* (MP-P 5061A, T52-3); (**d**) *Cyclogranisporites* sp. (MP-P 5061C, G44-2); (**e**) *Horriditriletes superbus* (MP-P 5068, V36-3); (**f**) *Horriditriletes ramosus* (MP-P 5068, U38-3); (**g**) *Convolutispora candiotensis* (MP-P 5065, A48-3); (**h**) *Reticulatisporites pseudopalliatus* (MP-P 5061A, L59-3); (**i**) *Lundbladispora braziliensis* (MP-P 5061B, N56-2); (**j**) *Kraeuselisporites volkheimerii* (MP-P 5061B, F53-4); (**k**) *Vallatisporites cilliaris* (MP-P 5061A, P41-4); (**l**) *Striomonosaccites* sp. (MP-P 5061B, J22-2); (**m**) *Cannanoropollis janakii* (MP-P 5061C, H29-2); (**n**) *Divarisaccus stringoplicatus* (MP-P 5061B, P46-3); (**o**) *Protohaploxypinus limpidus* (MP-5062C, R43-4); (**p**) *Vittatina costabilis* (MP-P 5061B, N51-4); (**q**) *Quadrisporites horridus* (MP-P 5069, E56-1); (**r**) *Leiosphaeridia* sp. (MP-P 5061C, F35-3); (**s**) *Portalites gondwanensis* (MP-P 5061C, R34). (Escala gráfica = 10 μm).

**Figure 5** - Seleceted palynomorphs: (a) Punctatisporites gretensis (Slide MP-P 5068, England Finder Coordinate Y33-4); (b) *Brevitriletes levis* (MP-P 5061B, R43-2); (c) *Granulatisporites triconvexus* (MP-P 5061A, T52-3); (d) *Cyclogranisporites sp.* (MP-P 5061C, G44-2); (e) *Horriditriletes superbus* (MP-P 5068, V36-3); (f) *Horriditriletes ramosus* (MP-P 5068, U38-3); (g) *Convolutispora candiotensis* (MP-P 5065, A48-3); (h) *Reticulatisporites pseudopalliatus* (MP-P 5061A, L59-3); (i) *Lundbladispora braziliensis* (MP-P 5061B, N56-2); (j) *Kraeuselisporites volkheimerii* (MP-P 5061B, F53-4); (k) *Vallatisporites cilliaris* (MP-P 5061A, P41-4); (l) *Striomonosaccites sp.* (MP-P 5061B, J22-2); (m) *Cannanoropollis janakii* (MP-P 5061C, H29-2); (n) *Divarisaccus stringoplicatus* (MP-P 5061B, P46-3); (o) *Protohaploxypinus limpidus* (MP-5062C, R43-4); (p) *Vittatina costabilis* (MP-P 5061B, N51-4); (q) *Quadrisporites horridus* (MP-P 5069, E56-1); (r) *Leiosphaeridia sp.* (MP-P 5061C, F35-3); (s) *Portalites gondwanensis* (MP-P 5061C, R34). (Bar scales = 10 μm).



**Figura 6** - Plantas fósseis coletadas no Subgrupo Itararé: (**a**) *Gangamopteris obovata* (MP-Pb 2002, level N4); (**b**) *Kawizophyllum* sp. (MP-Pb 3695, level N4); (**c**) *Cordaites hislopii* (MP-Pb 3680, level N4); (**d**) *Samaropsis kurtzii* (MP-Pb 3010, level N4); (**e**) *Phyllotheca australis* (= *P. indica*) (MP-Pb 4130, level N4); (**f**) *Cheirophyllum speculare* (MP-Pb 3052A, level N4); (**g**) *Botrychiopsis plantiana* (MP-Pb 2677, level N2); (**h**) *Stephanophyllites* sp. (MP-Pb 2597, level N4).

**Figure 6** - Plant fossils recovered from the Itararé Subgroup: (a) *Gangamopteris obovata* (MP-Pb 2002, level N4); (b) *Kawizophyllum* sp. (MP-Pb 3695, level N4); (c) *Cordaites hislopii* (MP-Pb 3680, level N4); (d) *Samaropsis kurtzii* (MP-Pb 3010, level N4); (e) *Phyllotheca australis* (= *P. indica*) (MP-Pb 4130, level N4); (f) *Cheirophyllum speculare* (MP-Pb 3052A, level N4); (g) *Botrychiopsis plantiana* (MP-Pb 2677, level N2); (h) *Stephanophyllites* sp. (MP-Pb 2597, level N4).

Logo acima, há o registro de uma nítida superfície erosiva que marca uma relevante quebra estratigráfica na seção. Esta quebra, representada pelo contato nitidamente erosivo, corresponde ao limite entre o Subgrupo Itararé e a Formação Rio Bonito, regionalmente mapeado (Silva Filho, 1974) e definitivamente estabelecido por Corrêa da Silva (1978). O pacote de rochas que define essa superfície erosiva é composto por arenitos de granulometria média a muito fina, com camadas lenticulares que apresentam internamente estratificações cruzadas, laminações onduladas plano-paralelas. Esses arenitos gradam a ortoconglomerados de cor acinzentada, com camadas lenticulares e clastos de tamanho seixo, apresentando estratificações cruzadas acanaladas. Do ponto de vista da estratigrafia de sequências, essa superfície erosiva estabelece o primeiro limite de seqüência da seção, LS I, entre um trato de sistemas de nível alto e um trato de nível baixo (Fig. 3).

Por cima destes pacotes arenosos e conglomeráticos, observa-se um pequeno pacote constituído por arenitos finos, com camadas tabulares, estruturalmente macicos, nos quais se encontra a presença de atividades biológicas representadas pelo registro de paleossolos e tubos verticais associados a invertebrados de provável origem marinha (icnofósseis não estudados até o momento). Restos de plantas não identificáveis ocorrem junto aos paleossolos. Os arenitos finos são sucedidos por paraconglomerados maciços (diamictitos), com camadas lateralmente contínuas de espessuras métricas e matrizes de areia fina a argilosa, com arcabouço de grânulos a matacões. Intercalam-se aos paraconglomerados, camadas de pelitos carbonosos com raros fragmentos de plantas, em geral não identificáveis, e palinomorfos, além de níveis com paleossolos. Um único resto de planta identificado até o momento, corresponde a uma compressão caulinar piritizada atribuível a algum tipo de licófita. Já os palinomorfos, recuperados de amostragens nos níveis N5 e N6 (Fig. 3), encontram-se bem representados por boa quantidade de elementos terrestres, a saber: esporos classificados nos gêneros Brevitriletes, Calamospora, Convolutispora, Horriditriletes, Kraeuselisporites, Lundbladispora, Punctatisporites, grãos de pólen referentes à Vittatina, Cannanoropolis, Illinites, Protohaploxypinus, Vesicaspora, e fungos de Portalites. Há também a presença de uns poucos elementos algálicos, tais como Tetraporina e Quadrisporites (Figs. 4 e 5).

Finalizando a seção, têm-se arenitos grossos a conglomeráticos, mal selecionados, compostos por ca-

madas lenticulares com espessuras métricas, apresentando internamente estratificação cruzada acanalada. Estes arenitos assentam-se em contato francamente discordante sobre o pacote anterior, constituindo uma significativa superfície erosiva, associada ao segundo limite de sequência da seção denominado LS II (Fig. 3). Intercalados aos arenitos ocorrem siltitos finos, esbranquiçados, com camadas lenticulares que apresentam estratificação plano-paralela, paleossolos e abundantes restos vegetais constituídos por impressões de folhas de Gangamopteris, Glossopteris, Ginkgophytopsis, Kawizophyllum, Cordaites, de caules de Brasilodendron e Cyclodendron, de frondes de Pecopteris, Sphenopteris, Neomariopteris, Asterotheca, de sementes relativas à Samaropsis e Cordaicarpus, e de frutificações do tipo Arberia (Figs. 4 e 7). Alguns caules de Brasilodendron podem ocorrer preservados na forma de moldes e contra-moldes. Estes estratos fitofossilíferos correspondem aos níveis N7 e N8 do perfil proposto para seção (Fig. 3).

Faciologicamente, a base da seção aflorante é interpretada como tendo sido depositada em um ambiente lêntico, ou seja, de águas calmas do tipo lagunar a lacustre. As camadas sobrejacentes, já pertencentes à Formação Rio Bonito (Fig. 3), foram consideradas como depósitos flúvio-deltáicos ("fan deltas") gerados aparentemente, muito próximos à linha de costa (ambiente marinho raso). Por último, a porção superior da seção teria sido formada sob condições de um ambiente fluvial do tipo entrelaçado (Fig. 3). Esta sucessão foi subdividida em três seqüências (da base para o topo, Seqüências I, II, III) por Iannuzzi *et al.* (2003a, b), de acordo com os preceitos utilizados na moderna estratigrafia de seqüências (Fig. 3).

Segundo Smaniotto et al. (2006), a presença de espécies microplanctônicas, tais como Brazilea, Leiosphaeridia, Quadrisporites e Tetraporina que ocorrem de forma diferenciada em ambas as unidades, bem como as relações percentuais entre os grupos da matéria orgânica particulada, permitem a proposição de ambiente transicional, com influência marinha, para a porção mais basal do Subgrupo Itararé na seção, e ambiente lacustre e/ou pantanoso para os depósitos carbonosos da Formação Rio Bonito no Morro do Papaléo, corroborando dados litofaciológicos e paleontológicos prévios (Fig 3). No topo do Subgrupo Itararé, o incremento na presença de restos de vegetais e paleossolos, tais como os constituídos por esfenófitas, indica certo razeamento do corpo d'água, o que poderia ter conduzido a condições mais típicas de um ambiente lacustre (Fig. 3). No entanto, a ausên-



**Figura 7 -** Plantas fósseis coletadas na Formação Rio Bonito: (**a**) *Asterotheca* sp. (MP-Pb 3601, nível N8); (**b**) *Gangamopteris obovata* var. *major* (MP-Pb 3704, nível N8); (**c**) *Glossopteris occidentalis* (MP-Pb 3728A, nível N8); (**d**) *Brasilodendron pedroanum* (MP-Pb 4131, nível N8); (**e**) *Cordaites hislopii* com evidências de interações inseto-planta do tipo remoção total da lâmina foliar – buracos de alimentação elipsoidais a ovais (MP-Pb 3655A, nível N7); (**f**) *Samaropsis* aff. *millaniana* (MP-Pb 3941, nível N8).

**Figure 7** - Plant fossils recovered from the Rio Bonito Formation: (a) *Asterotheca* sp. (MP-Pb 3601, level N8); (b) *Gangamopteris* obovata var. major (MP-Pb 3704, level N8); (c) Glossopteris occidentalis (MP-Pb 3728A, level N8); (d) Brasilodendron pedroanum (MP-Pb 4131, level N8); (e) *Cordaites hislopii* showing evidences of plant-insect interactions of the total removal of the foliar lamina-type - ellipsoidal to ovoidal shape of feeding holes (MP-Pb 3655A, level N7); (f) Samaropsis aff. *S. millaniana* (MP-Pb 3941, level N8).

cia de palinomorfos junto às esses níveis impede uma interpretação paleoambiental definitiva desta porção da seção.

Em termos fitoestratigráficos, ocorrência da Zona Botrychiopsis plantiana (níveis N2, N3 e N4), previamente assinalada por Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig (1993), restringe-se aos depósitos do Subgrupo Itararé. Já a Zona de Glossopteris/Rhodeopteridium (níveis N7, N8 e, possivelmente, N5), reportada apenas recentemente por Vieira & Iannuzzi (2000), distribui-se ao longo da seção pelos estratos correspondentes à Formação Rio Bonito (Fig. 3). Baseado no conteúdo fitofossilífero dos níveis N2, N3 e N4, a Zona Botrychiopsis plantiana pode ser correlacionada à "Tafoflora Transicional" (= "Tafoflora A/B") de Rösler (1978) ou à "Flora Phyllotheca-Gangamopteris" de Iannuzzi & Souza (2005), ambas aplicáveis para as porções mais ao norte da Bacia do Paraná. Os megafósseis vegetais dos níveis N7 e N8 são similares àqueles encontrados nas "Tafofloras B e C" de Rösler (1978) e na "Flora Glossopteris-Brasilodendron" de Iannuzzi & Souza (2005), unidades fitoestratigráficas informais de abrangência bacinal. Os dados palinológicos obtidos ao longo da seção (níveis N1, N5 e N6) demonstram que as fitozonas de Guerra-Sommer & Cazzulo-Klepzig (1993) equivalem a uma única palinozona, a Subzona Protohaploxypinus goraiensis da Zona Vittatina costabilis de Souza & Marques-Toigo (2003, 2005), que se distribui da base do Subgrupo Itararé até a porção média da Formação Rio Bonito, na seção do Morro do Papaléo (Fig. 3). A Zona de Vittatina costabilis foi considerada como sendo de idade Eopermiana (Souza & Marques-Toigo, 2003, 2005), estendendo-se do Asseliano ao Artinskiano precoce. Tendo em vista o intervalo estratigráfico representado pela exposição do Morro do Papaléo, uma idade correspondente ao Sakmariano que, talvez, alcance o Artinskiano mais precoce, pode ser atribuída à seção descrita (Fig. 3).

Os estudos tafonômicos realizados por Iannuzzi et al. (2003a, b), nos níveis fitofossilíferos, indicaram que as associações do Morro do Papaléo foram preservadas em distintos sítios deposicionais. Na porção inferior, dentro dos ambientes lênticos (= lagunares/lacustres), as associações da Subzona G. obovata (nível N2) preservaram-se em depósitos subaquosos de ambientes proximais rasos, enquanto que às da Subzona P. indica (níveis N3 e N4), em depósitos na margem do corpo d'água, na interface com o ambiente subaéreo. Na porção superior da seção, as associações da Zona Glossopteris/

Rhodeopteridium (níveis N7 e N8) são encontradas em depósitos da planície de inundação do sistema fluvial (Fig. 3). As associações fitofossilíferas podem ainda ser classificadas quanto à sua origem, desde alotóctones até autóctones. Uma associação alo-/ parautóctone é constatada na Subzona G. obovata (nível N2) e associações parautóctones a autóctones na Subzona P. indica; (níveis N3 e N4) e na Zona Glossopteris/Rhodeopteridium (níveis N7 e N8). Deste modo, dois tipos de paleocomunidades foram assinalados por Iannuzzi et al. (2003a, b), uma de plantas higro-mesófilas (na Subzona P. indica), relacionada à vegetação marginal que viveu junto a um corpo d'água de natureza, provavelmente, lacustre, e composta por esfenófitas, pteridospermas primitivas (elementos arbustivos), cordaitaleanas e glossopterídeas (elementos arbóreo-arbustivos); outra de plantas preponderantemente mesófilas (na Zona Glossopteris/ Rhodeopteridium), associada a uma vegetação desenvolvida em planícies de inundação, dominada por vegetais lenhosos relacionados às cordaitaleanas e glossopterídeas (elementos arbóreo-arbustivos), tendo fetos e licófitas (elementos arbustivos) como representantes dos grupos pteridofíticos.

Interações inseto-planta têm sido reveladas por evidencias de danos externos, presentes em algumas poucas impressões e contramoldes foliares (Adami-Rodrigues et al., 2004a, b). A análise qualitativa deste registro feita, por Adami-Rodrigues et al. (2004a), revelou a presença de seis categorias de danos causados aos vegetais: atividade de alimentação de margem foliar descontínua externa, remoção total da lâmina foliar, provável mina, esqueletonização, atividade de perfuração-sugação e ovoposição. Atividades de alimentação em margem foliar e de perfuração-sugação foram assinaladas em folhas de Glossopteris e Cordaites, sendo ambos os tipos comumente encontrados na espécie G. communis. Remoção total foi constatada tipicamente em folhas de Cordaites, enquanto que esqueletonização foi identificada somente em folhas de Glossopteris. Uma provável mina está descrita para uma folha de G. indica e possíveis marcas de ovoposição de libélulas estão restritas a folhas de Gangamopteris obovata var. major.

Em termos de interpretações mais regionais, Paim et al. (1983) e Silveira (2000) sugeriram modelos de evolução paleogeográfica e paleoambiental para o Paleovale de Mariana Pimentel, com base na seção do Morro do Papaléo e em outras próximas e de testemunhos, todos situados ao longo do referido paleovale. Segundo esses modelos, durante o período de regime

Laguna

b

glacial e de deglaciação ocorrido no final do Carbonífero e início do Permiano, respectivamente, o Paleovale de Mariana Pimentel teria funcionado como um *fjord*, abrigando os últimos registros de capas de gelo e os sedimentos gerados pelas subseqüentes inundações que resultaram nos depósitos assinalados para o Subgrupo Itararé na área de Mariana Pimentel. Posteriormente, no Eopermiano (Sakmariano-Artinskiano), ocorreu sedimentação sob regimes de ambientes fluvial, deltaico e transicional (sistema laguna-barreira), que eventualmente deram origem a depósitos carbonosos e são relacionados à Formação Rio Bonito (Fig. 8).

Barreira

Fluvial

С



**Figura 8 -** Evolução sedimentar do preenchimento do Paleovale de Mariana Pimentel: (**a**) Depósitos glaciais formados quando o paleovale atuava como um *fjord* (= topo do Subgrupo Itararé); (**b**) Preenchimento por depósitos de origem fluvial, depois do processo de deglaciação, com sistema transicional do tipo deltaico ou laguna barreira localizado próximo à desembocadura do vale (= base da Formação Rio Bonito); (**c**) Represamento do vale com formação de ambientes geradores de turfeiras (= porção média da Formação Rio Bonito). Figura retirada de Silveira (2000).

**Figure 8** - Evolution of the sedimentary infill of the Paleovalley: (a) Glacial deposits formed when the valley play has a fjord (=upper Itararé Subgroup); (b) Fluvial infill after the deglaciation and transitional deltaic to barrier-lagoon located close to the mouth of valley (= lower Rio Bonito Formation); (c) Damping of the valley and generation of peatforming environments (= middle Rio Bonito Formation). Figure from Silveira (2000).

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Município de Mariana Pimentel encontra-se incorporado à área abrangida pelo programa estadual Pró-Guaíba, um projeto com financiamento do BID, Banco Interamericano de Desenvolvimento, que visa promover o desenvolvimento sócio-ambiental da Região Hidrográfica do Guaíba. Entre as diversas ações previstas e já em execução no programa Pró-Guaíba, há o levantamento e preservação do patrimônio natural, onde se encaixam os sítios geológicos e paleontológicos. Neste sentido, Mariana Pimentel foi incluído no plano diretor elaborado como um dos municípios que apresentam áreas de interesse para preservação de acervo paleontológico. Deste modo, além do reconhecimento por seu acervo, o município pode pleitear recursos junto ao programa ou mesmo junto a outras entidades com vistas a efetivar a preservação de seu patrimônio. Assim sendo, a prefeitura de Mariana Pimentel tem tomado algumas iniciativas neste sentido, como por exemplo, a construção do "Farol do Saber", um centro cultural que abrigará parte do acervo histórico, arqueológico e paleontológico do município. Além de conter uma exposição permanente dos referidos acervos, haverá uma programação voltada às escolas, comunidades locais e turistas, a fim de conscientizar a população da importância do acervo e, portanto, de sua conservação. Em relação à proteção da localidade ou sítio propriamente dito, estão sendo feitas negociações junto ao atual proprietário do terreno, um dos ex-prefeitos do município, para que ocorra um futuro isolamento da área e ações mais efetivas para sua conservação. De qualquer modo, o sítio encontra-se relativamente protegido, uma vez que não há mais atividades mineradoras na área, estando salvaguardado pelo proprietário do terreno.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Adami-Rodrigues,K.; Iannuzzi,R.; Pinto,I.D. 2004a. Permian plant-insect interactions from a Gondwana flora of southern Brazil. *Fossil & Strata*, **51**:106-126
- Adami-Rodrigues, K.; Souza, P.A.; Iannuzzi, R.; Pinto, I.D.
  2004b. Herbivoria em floras gondvânicas do Neopaleozóico do Rio Grande do Sul:análise quantitativa. *Rev. Bras. Paleontologia*, 7(2):93-102.
- Burjack,M.I.A.; Cazzulo-Klepzig,M.; Dias-Fabrício,M.A.; Guerra-Sommer,M.; Marques-Toigo,M.; Paim,P.S.; Lavina,E.L. 1982. Perfil Paleoecológico do Afloramento Morro do Papaléo, Permiano Inferior da Bacia do Paraná, Rio Grande do Sul, Brasil. *In*: SBG, Congr. Brasil. Geol., 32, *Anais*, v.4, p. 1260-1270.

- Cazzulo-Kleipzig,M.; Guerra-Sommer,M.; Bossi,GE. 1980. Revisão Fitoestratigráfica do Grupo Itararé no RS. I Acampamento Velho, Cambaí Grande, Budó e Morro do Papaléo. *Bol. Inst. Geoc. da Universidade de São Paulo*, **11**:55-76.
- Corrêa da Silva,Z.C. 1978. Observações sobre o Grupo Tubarão no Rio Grande do Sul com especial destaque à estratigrafia da Formação Itararé. *Rev. Pesquisas Inst. Geoc. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, **9**:9-61.
- Corrêa da Silva,Z.C.; Arrondo,O.G. 1977. Tafoflora Permiana de Mariana Pimentel, Município de Guaíba, Rio Grande do Sul, Brasil. *Rev. Pesquisas Inst. Geoc. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, **7**:27-44.
- Formoso, M.L.L. 1968. Alguns aspectos geológicos e tecnológicos das principais ocorrências de argilas no Rio Grande do Sul. *Rev. Cerâmica*, **14**(53):1-13.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M. 1993.
  Biostratigraphy of the Southern Brazilian Neopaleozoic
  Gondwana Sequence: A Preliminary Paleobotanical
  Approach. *In*: AGA, Int. Congrès Strat. Géol. Carbonifère
  et Permien, 12, 1991, *Comptes Rendus*, v.2, p. 61-72.
- Holz,M. 1997. Early Permian Sequence Stratigraphy and Paleophysiography of the Paraná Basin in northeastern Rio Grande do Sul State, Brazil. *An. Acad. brasil. Ci.*, 69(4):521-543.
- Holz,M. 1998. The Eo-Permian coal seams of the Paraná basin in southernmost Brazil: An analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphy concepts. *Int. J. Coal Geol.*, **36**:141-163.
- Holz, M. 1999. Early Permian sequence stratigraphy and the palaeophysiographic evolution of the Paraná Basin in southernmost Brazil. *J. African Earth Sc.*, **29**(1): 51-61.
- Holz, M. 2003. Sequence stratigraphy of a logoonal estuarine system – an example from the lower Permian Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Sedim. Geol.*, **162**(3-4): 301–327.
- Iannuzzi,R. 2000. Presença do gênero *Stephanophyllites* em estratos Eopermianos do Rio Grande do Sul (Formação Rio Bonito, Bacia do Paraná). *Rev. Univ. Guarulhos*, **5**(no. especial):74-77.
- Iannuzzi, R.; Souza, P.A. 2005. Floral succession in the Lower Permian deposits of the Brazilian Paraná Basin: an up-todated overview. *New Mexico Mus. Nat. Hist. Sc. Bull.*, **30**: 144-149.
- Iannuzzi,R.; Marques-Toigo,M.; Scherer,C.M.S.; Caravaca,G; Vieira,C.E.L.; Silva,L.P. 2003a. Reavaliação da fitobioestratigrafia da Seqüência Gondvânica sulriograndense: estudo de caso do afloramento Morro do Papaléo (Bacia do Paraná, Permiano Inferior). *In*: PRONEX/UFRGS/CNPq, Encontro sobre a estratigrafia

do Rio Grande do Sul: escudos e bacias, 1, *Anais*, p. 182-185.

Iannuzzi,R.; Marques-Toigo,M.; Scherer,C.M.S.; Caravaca,G.; Vieira,C.E.L.; Silva,L.P. 2003b. Phytobiostratigraphical revaluation of the Southern Brazilian Gondwana sequence (Paraná Basin, Lower Permian). *In*: TNO/KNGMG/University Utrecht, Int. Congr. Carboniferous & Permian Strat., 15, *Abstracts*, p. 240-242.

- Lavina, E.L.; Lopes, R.C.; Faccini, U.F.; Ribeiro, H.J.P.S.; Schultz, C.L. 1992. O sistema Permo-Triássico da Bacia do Paraná no Estado do RS. *In*: SBP, Congr. Brasil. Paleont., 13, e Simp. Paleont. Cone Sul, 1, *Anais*, p. 32.
- Paim,P.S.G.; Piccoli,A.E.M.; Sarturi,J.A.D.; Munaro,P.; Holz,M.; Granitoff,W. 1983. Evolução paleogeográfica do Supergrupo Tubarão na área de Mariana Pimentel-Faxinal, Guaíba, RS. *In*: SBG, Simp. Sul-Brasileiro Geol., 1, *Atas*, p. 121-134.
- Pasqualini, M.; Cunha, A.S.; Guerra-Sommer, M.; Piccoli, A.E.M. 1986. Análise paleoecológica de seqüências paleoflorísticas na área de Mariana Pimentel-Guaíba, RS. *In*: SBG, Congr. Brasil. Geol., 34, *Anais*, v.1, p. 556-569.
- Piccoli, A.E.M.; Paim, P.S.G.; Sarturi, J.A.D.; Holz, M.; Munaro, P.; Granitoff, W. 1983. Geologia do Supergrupo Itararé na região de Mariana Pimentel-Faxinal, Guaíba, RS. *In*: SBG, Simp. Sul-Brasileiro Geol., 1, *Atas*, p. 135-152.
- Rösler,O. 1978. The Brazilian eogondwanic floral succession. *Bol. Inst. Geoc. da Universidade de São Paulo*, **9**:85-90.
- Silva Filho B.C. 1974. Discordância entre o Supergrupo Itararé e a Formação Rio Bonito no Estado do Rio Grande do Sul. *In*: SBG, Congr. Brasil. Geol., 28, *Anais*, v.2, p. 59-67.
- Silva,L.P.; Iannuzzi,R. 2000. *Cheirophyllum speculare* Césari & Cúneo e ?*Dicranophyllum* sp., novas formas afins as Ginkgophyta na seqüência Gondvânica

Neopaleozóica do Sul do Brasil. *Rev. Univ. Guarulhos*, **5**(no. especial):40-43.

- Silveira, A.S. 2000. Estratigrafia de Seqüências e Evolução Paleoambiental da Sucessão Permiana (Sakmariano – Eokazaniano) da Bacia do Paraná, entre Rio Pardo e Mariana Pimentel (RS). Dissertação de Mestrado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, 140 p.
- Smaniotto,L.P.; Fischer,T.V.; Souza,P.A.; Iannuzzi,R. 2006. Palinologia do Morro do Papaléo, Mariana Pimentel (Permiano Inferior, Bacia do Paraná), rio Grande do Sul, Brasil. *Rev. Bras. Paleontologia*, 9(3), no prelo.
- Souza, J.M.; Iannuzzi, R. 2006. Estudo das sementes fósseis do gênero *Samaropsis* Goeppeert no afloramento Morro do Papaléo (Permiano Inferior), Bacia do Paraná, RS, Brasil. *Rev. Bras. Paleontologia* (no prelo).
- Souza, P.A.; Marques-Toigo, M. 2003. An overview on the palynostratigraphy of the Upper Paleozoic strata of the Brazilian Paraná Basin. *Rev. Museo Argentino Cs. Nat.*, **nueva serie**, **5**(2):205-214.
- Souza,P.A.; Marques-Toigo, M. 2005. Progress on the palynostratigraphy of the Permian strata in Rio Grande do Sul State, Paraná Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 77:353-365.
- Tybusch,G.P. 2005. Análise taxonômica de tipos foliares de glossopterídeas em depósitos do Permiano Inferior da Baica do Paraná, Rio Grande do Sul: Rubidgea spp., Gangamopteris spp., Glossopteris occidentales, G. browniana. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 102 p.
- Vieira,C.E.L.; Iannuzzi,R. 2000. Presença de *Pecopteris* e *Asterotheca* no afloramento Morro do Papaléo, município de Mariana Pimentel, RS (Formação Rio Bonito, Eopermiano da Bacia do Paraná). *Rev. Pesquisas Inst. Geoc. da Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, 27:49-64.

 <sup>1</sup> Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – Cx. P. 15.001 – Porto Alegre – RS – 91.501-970 – Brasil – roberto.iannuzzi@ufrgs.br

<sup>2</sup> PETROBRAS – UM-BC/ATEX/SE – Brasil.

<sup>3</sup> Centro de Ciências biológicas e da Natureza, Universidade Federal do Acre, Campus Floresta – R. Paraná, 860 – Cruzeiro do Sul – AC – 69.980-000 – Brasil.

<sup>4</sup> Universidade do Vale do Rio dos Sinos – Av. Unisinos, 950 – Cristo Rei – São Leopoldo – RS – 93022-000 – Brasil.

Trabalho divulgado no site da SIGEP
 <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>, em 11/12/2006.



#### **ROBERTO IANNUZZI**

Graduado em Ciências Biológicas pela Universidade de São Paulo (1990), Mestre em Geociências pela Universidade de São Paulo (1994), Doutor em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1999) e pós-doutorado na University of Pennsylvania, E.U.A. (2004). Foi diretor do Centro de Investigações do Gondwana (2004-2008) e vicepresidente da Associação Latino Americana de Paleobotânicos e Palinólogos (2004-2008). Atualmente, é professor adjunto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, consultor da Fundação de Apoio a Pesquisa Científica e Tecnológica do Estado de Santa Catarina e Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia Estratigráfica e Paleobotânica, atuando nos seguintes temas: taxonomia paleobotânica, paleofitogeografia, fitoestratigrafia, paleoecologia vegetal.

#### CLAITON MARLON DOS SANTOS SCHERER

Geólogo graduado na UFRGS em 1991. Desenvolveu Mestrado (1994) e Doutorado (1998) no Curso de Pós-graduação em Geociências da UFRGS, abordando a estratigrafia e sedimentologia dos depósitos mesozóicos da Bacia do Paraná. É professor no Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, IG-UFRGS, onde ministra as disciplinas de Estratigrafia II, Trabalho de Campo III e Projeto Temático II. É Orientador de mestrado e doutorado no curso de Pósgraduação em Geociências da UFRGS desde 1998, sendo regente das disciplinas "Estratigrafia Aplicada" e "Sistemas Deposicionais Terrígenos". Realiza pesquisa nas áreas de sedimentologia e estratigrafia, tendo publicado inúmeros artigos sobre o tema em periódicos nacionais e internacionais



#### PAULO ALVES DE SOUZA

Graduou-se em Geologia (1991) e possui mestrado e doutorado em Geologia Sedimentar (Paleontologia e Bioestratigrafia) pela Universidade de São Paulo. Entre 1992 e 2002 foi pesquisador científico no Instituto Geológico/SMA-SP, atuou como pesquisador visitante na Universidade de Tübingen, Alemanha, membro do Comitê de Geociências da FAPERGS, e presidente da Asociación Latinoamericana de Paleobotánica y Palinologia, ALPP. Desde 2002 é professor adjunto e orientador permanente do Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Atualmente é coordenador do Laboratório de Palinologia do DPE/IG/UFRGS, e bolsista de produtividade em pesquisa do CNPq. Tem experiência em Palinologia e Paleontologia Estratigráfica, com trabalhos versando sobre palinotaxonomia, bioestratigrafia, palinofácies, paleoambiente e paleoecologia.



#### MICHAEL HOLZ

Geólogo com Ph.D. em estratigrafia, trabalha com sistemas deposicionais e estratigrafia de seqüências na UFRGS. Sua principal área de conhecimento é estratigrafia de seqüências siliciclásticas e sistemas deposicionais parálicos, tendo publicado artigos em revistas como Journal of South American Earth Science, Sedimentary Geology, Coal Geology e Sedimentology, além de diversos capítulos de livros publicados no Brasil, Alemanha e USA. Como pesquisador e consultor, trabalhou em cooperação com outras universidades no Brasil (e.g.; UFBA, UFRJ) e no exterior (e.g.; FU Berlin), com empresas (e.g.; Petrobrás, El Paso do Brasil) e com a Agência Nacional do Petróleo (ANP), desenvolvendo análises em diversas bacias sedimentares brasileiras.



#### GERSON CARAVACA

Graduado em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande Sul (UFRGS) e Mestre em Geociências pela mesma instituição, desenvolvendo estudos na área de Estratigrafia. Atualmente é geólogo da PETROBRAS, trabalhando no setor de Estratigrafia e Sedimentologia da Unidade de Negócios da Bacia de Campos, Macaé, RJ.



#### **KAREN ADAMI RODRIGUES**

Graduada em Biologia pela Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul (PUCRS), Mestre em Geociências, com ênfase em Paleontologia de Invertebrados, pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Doutora em Geociências, com ênfase em Paleoecologia, Interação Inseto-planta, pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Atualmente é professora da Universidade Federal do Acre, Campus Floresta, ministrando as disciplinas de Paleontologia, Evolução, Biologia de Campo e Geologia para Biocientistas. Coordenadora Institucional do projeto PIATAM Oeste – Petrobrás, desenvolve projetos de pesquisa no Permo/Triássico da Argentina, Chile e Mioceno do Vale do Juruá – Acre.



#### **GRACIELA PEREIRA TYBUSCH**

Graduada em Ciências Biológicas pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e mestre em Geociências pela mesma instituição, com ênfase em Paleontologia. Atualmente é aluna de doutorado da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Tem experiência na área de Biologia geral e Geociências, com ênfase em Paleontologia, atuando principalmente nos seguintes temas: paleontologia geral e paleobotânica.



#### JULIANE MARQUES DE SOUZA

Graduada em Biologia (Licenciatura) pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e mestre em Geociências, com ênfase em Paleobotânica, pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Atualmente é doutoranda do curso de Geociências com ênfase em Paleontologia - Paleobotânica pela UFRGS.



#### LARISSA PALUDO SMANIOTTO

Graduada em Ciências Biológicas pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e mestranda em Palinologia do Paleozóico da Bacia do Amazonas pela mesma instituição.



## TIAGO VIER FISCHER

Geólogo formado pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS, 2009). É aluno do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS na área de estratigrafia, atuando com micropaleontologia pelo Laboratório de Palinologia do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da UFRGS. Durante a graduação atuou em iniciação científica com bolsas remunerada pelos programas PIBIC/CNPq/UFRGS, PROBIC/FAPERGS e PRH-12 da Agência Nacional do Petróleo (ANP). É membro da Sociedade Brasileira de Paleontologia (SBP) e da Asociación Latinoamericana de Paleobotánicos y Palinologos (ALPP).



#### ARIANE SANTOS DA SILVEIRA

Graduada em Geologia pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS) e mestre na área de Sedimentologia e Estratigrafia, pela mesma instituição. Atualmente trabalha como pesquisadora no PPGGeo da Unisinos, e doutoranda na área de Estratigrafia e Sedimentologia, com ênfase na área de modelagens estratigráfica e sísmica 3D.



### RICARDO LYKAWKA

Graduado em Geologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) com especialização em Geologia do Petróleo. Atualmente é mestrando de Estratigrafia e Sedimentologia da UFRGS e trabalha na construção de modelos geológicos numéricos para o plano de desenvolvimento dos campos de petróleo da Petrobras.



### DAIANA ROCKENBACH BOARDMAN

Graduada em Ciências Biológicas pela Universidade do Vale do Rio dos Sinos (UNISINOS), com mestrado em Geociências, na área de Paleontologia (ênfase em Paleobotânica) pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Atualmente, é doutoranda, nesta mesma instituição, buscando integrar dados paleobotânicos e palinológicos em depósitos permianos do Rio Grande do Sul e Santa Catarina.



#### EDUARDO GUIMARÃES BARBOZA

Graduado em Geologia (Bacharelado) pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Doutor em Ciências, com ênfase em Estratigrafia pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS. Atualmente é Professor Adjunto da UFRGS junto ao Departamento de Paleontologia e Estratigrafia ministrando disciplinas nas áreas de Estratigrafia e Geologia Costeira.

# Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional

O mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no Hemisfério Sul

## SIGEP 104

Dimas Dias-Brito<sup>\*1</sup> Rosemarie Rohn<sup>\*2</sup> Joel Carneiro de Castro<sup>\*3</sup> Ricardo Ribeiro Dias<sup>\*\*4</sup> Ronny Rössler<sup>\*\*\*5</sup>

FRAGMENTOS DA FLORESTA Petrificada do Tocantins Setentrional (FPTS) ocorrem na UC Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins (MNAFTO) e arredores (Filadélfia, NNE Estado de Tocantins, SW Bacia do Parnaíba). Dois patamares no relevo dão grande beleza cênica à região: o inferior (Permiano), topo da Formação Pedra de Fogo ou base da Formação Motuca, e o superior (Triássico), topo da Formação Sambaíba. A floresta fossilizada associa-se a depósitos aluviais da base da Formação Motuca, que estão sobrepostos a sedimentos marinhos restritos da Formação Pedra de Fogo. Os vegetais, permineralizados por sílica - rolados ou encontrados em quartzoarenitos e pelitos - são abundantes e tridimensionalmente bem preservados. Caules muito longos, ultrapassando 10m e com diâmetros basais de até 1,20 m, são comuns. Destacam-se caules das seguintes samambaias arborescentes: Tietea, Psaronius (Psaroniales, os elementos dominantes e maiores), Grammatopteris (Filicales) e Dernbachia (?Filicales). Também há pinas e pecíolos, relacionados aos caules, samambaias epífitas (Botryopteris), esfenófitas arborescentes (e.g., Arthropitys) e caules de diferentes gimnospermas. A preservação dos vegetais é excepcional para a investigação de aspectos tafonômicos, morfológicos, anatômicos e ontogenéticos dos indivíduos, permitindo estudar a paleoecologia e evolução desta paleoflora. A FPTS, que ocupou terras baixas, sob clima quente e úmido variável sazonalmente, contém elementos-chave para a compreensão das relações evolutivas e horizontais das províncias florísticas neopaleozóicas de ambos hemisférios e para o desenvolvimento de novos conceitos sobre a botânica daquele tempo. O MNAFTO constitui patrimônio geobiológico ímpar no mundo, além de apresentar predicados arqueológicos (e.g., impressões rupestres), ambientais e potencial ecoturístico.

**Palavras-chave:** paleobotânica; samambaias-fósseis arborescentes; floresta petrificada; Formação Motuca; Permiano; Estado do Tocantins **The Northern Tocantins Petrified Forest, State of Tocantins** – The most luxuriant and important Permian tropical-subtropical floristic record in the Southern Hemisphere

Patches of the Northern Tocantins Petrified Forest (NTPF) occur in the Tocantins Fossil Trees Natural Monument (TFTNM) and in its surroundings (Filadelfia, NNE Tocantins, SW Parnaíba Basin). The scenic beauty of this region results from a contrast between two landscape plains: the lower one (Permian) - expressing the top of the Pedra de Fogo Formation or the basal Motuca Formation -, and the upper one (Triassic), formed by the top of the eolian Sambaíba Formation. The fossil plants are associated with alluvial deposits in the base of the Motuca Formation that overlies the restricted marine Pedra de Fogo Formation. The plant material, three-dimensionally preserved as siliceous cellular permineralization, is abundant over the soil surface or embedded in quartz arenites, sometimes in pelitic sediments. The stems commonly reach several meters in length, sometimes more than 10m, with a basal diameter up to 1.20 m. There are distinct tree ferns: Tietea, Psaronius (Psaroniales, the dominant and longer stems), Grammatopteris (Filicales) and Dernbachia (?Filicales). Leaves and petioles related to the stems, Botryopteris (climbing or epiphytic fern), arboreal sphenopsids (e.g., Arthropitys), and different gymnosperm trunks also occur. The exceptional plant preservation allows taphonomic, morphologic, anatomic and ontogenetic studies, in addition to palaeoecologic discussions. The NTPF is interpreted as a tree-fern-dominated wetland Permian flora under warm-humid conditions seasonally variable. It contains key-elements to the comprehension of evolutive relationships among Late Palaeozoic floristic provinces. The TFTNM is an extraordinary geobiological heritage, unique in the world, also presenting archaeological (e.g., petroglyphs), environmental significance, and geo/ecotouristical attractiveness.

**Key words:** palaeobotany; fossil tree-ferns; petrified forest; Motuca Formation; Permian; State of Tocantins

## INTRODUÇÃO

Florestas petrificadas são áreas que apresentam grande quantidade de caules fósseis. Estes são encontrados em posição de crescimento, de deposição ou simplesmente espalhados pelo chão, geralmente sem ramos ou outros órgãos vegetais conectados. O processo de preservação envolveu o soterramento por sedimentos siliciclásticos e/ou material vulcânico, seguido de impregnação dos tecidos por soluções ou gel silicoso (permineralização). Mais tarde, com a exposição dos depósitos fossilíferos ao intemperismo e à erosão, os caules foram parcialmente exumados, mantendo sua posição original ou tornando-se totalmente expostos, fragmentados e distribuídos caoticamente.

Dezenas de florestas petrificadas têm sido registradas em todos os continentes e ao longo de todo o Fanerozóico, a partir do Devoniano. No sul do Brasil - RS, em São Pedro do Sul e Mata, ao sul da Bacia do Paraná, são conhecidos troncos fósseis de coníferas (Minello, 1994) de idade neotriássica (Guerra-Sommer *et al.*, 1999; Guerra-Sommer & Scherer, 2002; Pires *et al.*, 2005).

Por sua beleza e significado científico, muitas florestas fossilizadas têm sido convertidas em áreas de proteção ou unidades de conservação. Monumentos estaduais e nacionais, além de parques nacionais, vêm sendo criados em diversos países, sobretudo nos Estados Unidos e na Europa, o que reflete o nível de importância que as diferentes sociedades dão a estas ocorrências. A Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional (FPTS) - listada entre as 31 mais belas florestas fossilizadas da Terra (Dernbach, 1996) - é um desses tesouros da natureza, constituindo-se no mais exuberante e importante registro florístico tropical-subtropical permiano no hemisfério sul. Os mais notáveis fragmentos desta floresta deram origem à UC Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins - MNAFTO. Distantes do Monumento, outras manchas da FPTS ocorrem em Goiatins, Colinas do Tocantins e, talvez, na região de Carolina, Maranhão (Fig. 1).

O objetivo central deste trabalho é ressaltar a grande relevância científica do MNAFTO para a geo-história do Permiano tropical-subtropical no hemisfério sul, de modo a integrá-lo entre os mais importantes sítios geobiológicos do Brasil a serem preservados como



**Figura 1** - Localização do Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins (MNAFTO) e entorno. **Figure 1** - Location of the Tocantins Fossil Trees Natural Monument (TFTNM) and its surroundings. Patrimônio Natural da Humanidade. Para tal, apresenta uma síntese atualizada dos conhecimentos sobre a FPTS, a partir de investigações geológicas e paleobotânicas de diferentes autores (*e.g.*, Faria Jr., 1979; Coimbra & Mussa, 1984; Pinto & Sad, 1986; Herbst, 1999; Martins, 2000; Dernbach *et al.*, 2002; Robrahn-Gonzáles *et al.*, 2002; Rössler & Noll, 2002; Rössler & Galtier, 2002a,b; 2003; Dias-Brito & Castro, 2005; Rössler, 2006). Adicionalmente, oferece alguns novos elementos para a discussão da estratigrafia da região.

A FPTS tem sido relativamente pouco estudada, sobretudo pela comunidade acadêmica nacional brasileira. Pouca coisa mudou após Mussa & Coimbra (1987, p. 902) terem asseverado: "... no Brasil (...) desde os primórdios dos estudos paleobotânicos, os pesquisadores, em sua maioria, têm se preocupado muito mais com as investigações sobre as tafofloras gondwânicas...". Mais à frente, p. 906: "...as seqüências paleozóicas (...) como a do Parnaíba, ainda permanecem inexploradas do ponto de vista paleobotânico". Convênio e acordo de cooperação, recentemente firmados entre a UNESP - Rio Claro, entidades governamentais do Tocantins e o Museu de Chemnitz, Alemanha, passaram a sustentar ações em prol da investigação científica do material da FPTS em instituições brasileiras, visando, inclusive, a criação de um Museu de História Natural em Palmas-TO.

Esta comunicação também registra que o MNAFTO é portador de um mosaico de ecossistemas de alta relevância para a preservação, tendo, por outro lado, grande potencial para o ensino de geologia, paleontologia, biologia e ecologia. Exibe, ainda, forte vocação geo/ ecoturística decorrente de sua grande beleza cênica. Alguns achados arqueológicos na área do Monumento vêm agregando mais valor científico e cultural à área.

## LOCALIZAÇÃO

O MNAFTO, com seu entorno, situa-se na Amazônia Legal, no NNE do Estado de Tocantins, no município de Filadélfia, próximo à fronteira com o Estado do Maranhão. Posiciona-se entre as lat. 7°17'45'' e 7°38'34"S e long. 47°35'17" e 48°01'05''W. No seu lado oeste está o distrito de Bielândia, antigamente conhecido como Zé Biel ou Venda do Zé Biela, muito citado como localidade fossilífera (Fig. 1). O acesso à área, a partir de Araguaína, é feito pela rodovia TO-222, que atravessa quase todo o Monumento no sentido W-E em direção a Filadélfia. A rodovia TO-010, que corta o MNAFTO no sentido N-S, e algumas estradas secundárias permitem completar o acesso às manchas da FPTS.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### **Características Atuais**

O MNAFTO é um mosaico de áreas naturais entrecortadas por zonas com atividades de pecuária e de ocupação humana. Cobre uma área de aproximadamente 32 mil hectares, situando-se em região prioritária para a conservação da biodiversidade brasileira (MMA, 2002). A temperatura média anual da região é de 26,3°C, com máximas e mínimas de 28°C e 25,3°C, registradas, respectivamente, nos meses de setembro e junho. O índice pluviométrico totaliza 1800 mm/ano, as chuvas concentrando-se de outubro a abril (mais de 90% do total médio anual). De janeiro a março as precipitações atingem 50% do total médio anual. De junho a agosto ocorre o mínimo das precipitações e a umidade relativa do ar fica em torno de 50%. O quadro climático é bastante variável, havendo anos em que o índice pluviométrico não atinge 850 mm. A dinâmica dos ecossistemas é regida pela forte sazonalidade na disponibilidade hídrica.

Na paisagem distinguem-se dois patamares ou superfícies de aplainamentos, cujo contraste se traduz em grande beleza cênica. De acordo com Pinto & Sad (1986), o patamar inferior, entre 200 e 250m, é em parte preservado pela presença de leitos de sílex do topo da Formação Pedra de Fogo ou pela silicificação do arenito basal da Formação Motuca; já o superior, com cotas por volta de 500m, refere-se a topos de morros ou mesetas de bordas íngremes. Tais corpos, presentes no lado leste do MNAFTO, correspondem à Formação Sambaíba (Fig. 2) e se destacam em imagens de satélite CBERS.

A vegetação dominante é a de cerrado (rupestre, cerrado típico e cerradão). Também ocorrem florestas de galeria com elementos amazônicos, que às vezes dão lugar a buritizais, e pequenas manchas de florestas semidecíduas. Córregos perenes e temporários compõem a rede de drenagem com padrão dendrítico/ subdentrítico. A área é um ecótono de grande importância biogeográfica.

#### **Contexto Geológico Regional**

O MNAFTO ocupa o sudoeste da Bacia do Parnaíba, tendo integrado o Pangea ocidental meridional (Fig. 3; seta indicando a posição do MNAFTO). Neste setor afloram estratos sedimentares horizontais compostos por rochas siliciclásticas, carbonáticas e evaporíticas, incluindo as formações Piauí (Neocarbonífero), Pedra de Fogo (Permiano), Motuca (Permiano) e Sambaíba (Triássico).



**Figura 2** - Vista panorâmica, Fazenda Santa Maria. **Figure 2** - Panoramic view from Santa Maria Farm.



**Figura 3** - Bacia do Parnaíba no Pangea. Geografia mesopermiana (Guadalupiano) segundo Ross (1995).

**Figure 3** - Parnaíba Basin at the Pangea. Guadalupian geography according to Ross (1995).

Esta última formação - que apresenta propriedades litológicas significativamente distintas das unidades subjacentes - não é aqui entendida como fazendo parte do Grupo Balsas de Góes *et al.* (1989; 1992), mas refletindo um novo ciclo tectono-estratigráfico na bacia.

As unidades permianas são particularmente importantes para as discussões deste trabalho. A Formação Pedra de Fogo resultou de sedimentação em ambientes marinhos rasos restritos, costeiros e continentais, sob clima predominantemente quente, com variações na umidade ao longo da sua história; carbonatos e evaporitos acumularam-se quando a bacia apresentava balanço hídrico negativo (Lima & Leite, 1978; Faria & Truckenbrodt, 1980; Oliveira, 1982; Coimbra, 1983; Góes & Feijó, 1994; Araújo, 2001; Dino *et al.*, 2002). A Formação Motuca originou-se em domínio continental, sob variadas condições de sedimentação - fluvial, lacustre e eólica -, com invasões marinhas episódicas na parte intermediária da seção e deposição de gipsita (Lima & Leite, 1978; Araújo, 2001).

Existem divergências quanto ao exato posicionamento cronoestratigráfico das formações Pedra de Fogo e Motuca. A comum existência de horizontes sedimentares pobremente fossilíferos, ou mesmo afossilíferos, e a escassez de bons fósseis-guia dificultam a datação destas rochas. Correlações estratigráficas regionais (sobretudo com a Bacia do Amazonas), ou de longa distância, têm sido aplicadas para auxiliar no posicionamento cronoestratigráfico destas unidades.

Historicamente, autores diversos - por diferentes métodos de investigação - sugeriram que a Formação Pedra de Fogo estaria situada no intervalo Carbonífero-Permiano. Progressivamente, houve uma convergência para posicioná-la no Permiano. Entre os autores que a consideraram como Eopermiano estão Price (1948), Mesner & Wooldridge (1964), Barberena (1972), Cruz et al. (1972) apud Santos et al. (1984) e Góes et al. (1992). Lima & Leite (1978), Faria Jr. & Truckenbrodt (1980), Mussa & Coimbra (1987) e Góes & Feijó (1994) situaram-na no intervalo eo-mesopermiano, enquanto que Cox & Hutchinson (1991) posicionaram-na no Neopermiano. Dino et al. (2002) apresentaram importantes dados palinológicos referentes a folhelhos do Membro Trisidela e inferiram uma idade Neopermiano para a parte superior da Formação Pedra de Fogo. Todavia, pela discussão apresentada por aqueles autores, depreende-se que a idade poderia estar entre o Kunguriano (Eopermiano tardio, de acordo com Menning et al., 2006) e o Neopermiano. Ademais, visto que o Membro Trisidela contém uma associação polínica fortemente similar à da Formação Flowerpot de Oklahoma - como informam Dino et al. (op. cit.) nós sugerimos uma idade kunguriana para a parte superior da Formação Pedra de Fogo, já que a formação estadunidense é posicionada neste andar por Lucas (2004). Adicionalmente, é importante frisar que os referidos folhelhos estão aproximadamente a 30 m abaixo dos sedimentos portadores de caules fósseis (classicamente referidos como Psaronius), correspondendo à parte alta da porção inferior do Membro Trisidela. Ambas as deduções advieram da análise das figuras 4 e 2 apresentadas em Pinto & Sad (1986, p. 355) e Dino et al. (op. cit., p. 26), respectivamente.

À Formação Motuca tem sido atribuídas diferentes idades, do Mesopermiano ao Triássico (*e.g.*, Mesopermiano: Petri & Fúlfaro,1983; Neopermiano: Mesner & Wooldridge, 1964; Góes & Feijó, 1994; Neopermiano-Triássico: Lima & Leite, 1978).

#### Contexto Geológico Local

No mapa de Lima & Leite (1978), o MNAFTO é essencialmente apresentado como área de afloramento

da Formação Pedra de Fogo; a Formação Sambaíba e depósitos quaternários aparecem como manchas. Também no mapa de Coimbra (1983), o MNAFTO aparece como área de afloramento da Formação Pedra de Fogo. Contudo, no mapeamento geológico de superfície de Pinto & Sad (1986) - na escala 1:50.000, especificamente focando a região e associado a uma análise de dados de subsuperfície - a área do Monumento aparece como dominío de afloramento da Formação Motuca; contém, ainda, todas as demais unidades do Grupo Balsas, a Formação Sambaíba e aluviões quaternários. Estes dois últimos autores interpretaram os arenitos finos avermelhados ou creme, não carbonáticos e portadores de caules fósseis, como sendo pertencentes à base da Formação Motuca. O enquadramento do MNAFTO e seu entorno no mapa gerado por Pinto & Sad (op. cit.) está apresentado na Fig. 4.

Dentro desta nova concepção, a Formação Motuca passou a incorporar os caules fósseis classicamente relacionados à Formação Pedra de Fogo. Pinto & Sad (*op.cit.*, p. 350) justificaram:

Optou-se por colocar tais rochas na base da Formação Motuca com base principalmente em aspectos sedimentológicos. O topo da Formação Pedra de Fogo mostra rochas carbonáticas, em deposições aparentemente cíclicas (arenitos, siltitos e folhelhos calcíferos alternados com leitos de marga e sílex), com estratificação plano-paralela em escala de afloramento, ao passo que os arenitos mencionados acima [arenitos finos não calcíferos avermelhados ou creme] mostram estratificação cruzada de porte médio, não são carbonáticos, estão silicificados na base **e portam restos de madeiras petrificadas.** [grifo nosso].

### Pinto & Sad ainda informaram, p.351:

Em lugar algum encontrou-se *Psaronius* em rochas carbonáticas. [grifo nosso]. Barbosa & Gomes (1957, pag. 24) escrevem: 'Finalmente, deve ser esclarecido que um dos autores (F.A. Gomes) durante cerca de seis anos de trabalhos estratigráficos no Maranhão, somente encontrou *Psaronius in situ* em folhelhos do topo da coluna paleozóica, acima do datum bed '. [grifo nosso]. O referido datum bed destes autores é 'um banco de cerca de 2 metros de altura e com características concreções globóides, designadas pupularmente [sic] por bolachas e com diâmetros da ordem de 2-4cm'. Estas concreções são de sílex e situam-se na porção superior do Membro Superior [da Formação Pedra de Fogo].



**Figura 4** - Mapa geológico do MNAFTO e entorno (de acordo com Pinto & Sad, 1986). **Figure 4** - Geological map of the TFTNM and surroundings (according to Pinto & Sad, 1986).

Anteriormente, Faria Jr. (1979, p. 18), descrevendo ocorrências de plantas fósseis na localidade de São Bento, a 2 km oeste do Morro Pelado, Serra do Ciriaco, noroeste de Bielândia, já escrevia: "...encontram-se Psaronius in situ nos arenitos finos róseos e avermelhados, com estratificação cruzada, que formam paredões da Formação Motuca." [grifo nosso]. Tais arenitos - designados "Arenito Cacunda" por Sá et al. (1979), apud Pinto & Sad (1986), por ocorrerem próximos ao Córrego Cacunda, a noroeste de Bielândia - estão assentados, segundo Pinto & Sad (op. cit., p. 350), "... diretamente sobre siltito creme do topo do Membro Superior da Formação Pedra de Fogo, o mesmo acontecendo em outros locais [na Serra do Ciriaco] como nos Morros do Mutum e do Mutunzinho, sendo marcante, em todos, a presença de Psaronius."

Faria Jr. & Truckenbrodt (1980, p. 743), tratando da estratigrafia e petrografia da Fm. Pedra de Fogo, tam-

bém discutiram a questão da relação das plantas fósseis com as unidades litoestratigráficas e escreveram:

As madeiras fósseis, incluindo os Psaronius, são encontradas associadas aos siltitos e arenitos finos, avermelhados com manchas brancas, que pertencem às partes mais superiores da Formação Pedra de Fogo [incorporadas à base da Fm. Motuca por Pinto & Sad, *op.cit.*]. Ressalte-se que o deslocamento dos Psaronius para níveis mais baixos (...) provocou muitas confusões nos trabalhos de mapeamento. (...) **sugere-se que as madeiras silicificadas possam ocorrer, também na base da Formação Motuca** [grifo nosso].

Andreis (in Robrahn-González *et al.*, 2002), que estudou a geologia do MNAFTO e elaborou sete perfis estratigráficos para seções aflorantes em diferentes pontos do oeste e leste do Monumento, enunciou (p.12):

Ao confrontar as descrições dos perfis elaborados (...) com as definições estabelecidas para a Formação Pedra-de-Fogo e suas sub-unidades (membros Sílex Basal, Médio e Trisidela, conforme Faria Jr. & Truckenbrodt, 1980), verifica-se que não há uma correspondência satisfatória entre ambos. Por outro lado, o inverso é verdadeiro quando se estabelece uma comparação com a unidade superior, denominada Formação Motuca.[grifo nosso].

Dias-Brito & Castro (2005) investigaram seções da Formação Pedra de Fogo e da Formação Motuca na área do MNAFTO. Ao concordarem com os critérios de Pinto & Sad (1986), também vincularam os sedimentos portadores de plantas fósseis à base da Formação Motuca.

O perfil referente ao intervalo superior da Formação Pedra de Fogo (Fig. 5) permitiu reconhecer, em ordem ascendente, seis associações faciológicas. As três inferiores são dominantemente siliciclásticas (arenitos e arenitos/dolomitos; pelito com níveis carbonáticos e silicosos; pelito sílitico-argiloso), enquanto que as três superiores são mistas, com maior freqüência de calcário e sílex (marga, dolomito, pelito e sílex; arenito calcífero e calcário; calcilutito e sílex). Assume-se uma origem marinha restrita (ausência de "sinais" de mar aberto) para o pacote sedimentar, aumentando a aridez para o topo. Em outros perfis levantados na área, verifica-se o mesmo padrão para a Formação Pedra de Fogo, ou seja, um domínio de associações faciológicas mistas (e.g., W Bielândia, lado esquerdo da TO-222, 7°29'21"S -47°52'32"W: margas dolomíticas, com intraclastos e nódulos silicosos, oncóides silicificados?, e raros ostracodes; calcarenitos com intraclastos silicificados; Rio Pirarucu, 7°28'58"S - 47°39'51"W: lamito esverdeado, siltito ondulado intercalado com sílex e dolomita sucedida por calcário com greta de contração no topo).

Perfis estratigráficos que retratam a base da Formação Motuca em algumas fazendas da região são apresentados na Figura 6. Tais levantamentos revelaram que a Formação Motuca é dominada por sistemas continentais (fluvial, deltaico e lacustre), em contraposição à natureza de mar-restrito da Formação Pedra de Fogo. Arenitos com estratificação cruzada na Fazenda Andradina, provavelmente representantes de fácies de canais fluviais, indicam paleocorrentes para NE (raramente SE). Há algumas dezenas de metros distantes destes arenitos, e no mesmo intervalo vertical, ocorrem fácies de paleossolos e provavelmente de inundação, onde ocorrem grandes caules *in loco*.



**Figura 5** - Perfil referente ao intervalo superior da Formação Pedra de Fogo em colina situada ao lado direito da rodovia TO-222 (sentido Bielândia), 7°26'44"S-47°58'08"W, exceto a parte mais inferior (Rio Gameleira, 7°30'58"S-47°57'34"W).

**Figure 5** - Stratigraphic section referring to the upper part of the Pedra de Fogo Formation from hill situated in the right side of the TO-222 road (towards Bielândia),7°26'44"S-47°58'08"W, except the lowermost part (Gameleira River, 7°30'58"S-47°57'34"W). Na região nordeste do MNAFTO, em seu entorno, localizam-se algumas ocorrências de gipsita que se apresentam na forma bandada e com hábito nodular em matriz





**Figure 6** - Stratigraphic sections from Andradina (07°27'19"S-47°50'21"W), Buritirana (7°27'36"S-47°43'26"W) and Vargem Limpa(7°30'30"S-47°51'33"W) farms.

argilosa vermelha. Provavelmente estão associadas à seção intermediária da Formação Motuca, como sugerem Lima & Leite (1978). Considerando seu significado paleoclimático, devem ser objeto de investigação estratigráfica mais aprofundada.

## A FLORESTA PETRIFICADA DO TOCANTINS NO MNAFTO

Manchas da FPTS, amplamente dominadas por samambaias arborescentes, afloram no MNAFTO e entorno, como já indicado na Figura 1. As localidades fossilíferas mais exuberantes estão nas fazendas Peba, Andradina e Buritirana. As das fazendas Grotão, Santa Maria e Vargem Limpa também oferecem elementos importantes. As situadas na metade leste têm melhor estado de preservação. Todas, entretanto, apresentam grande valor e devem ser exploradas em estudos futuros. As figuras 7, 8 e 9 oferecem uma síntese de aspectos e elementos do Monumento e entorno, destacandose os vegetais fósseis, afloramentos, impressões rupestres e panorâmicas geomorfológicas.

Impressionam a quantidade e o porte dos caules encontrados, os quais são permineralizados por sílica e tridimensionalmente bem preservados. Muitos deles atingem mais de dez metros, tendo diâmetros basais que alcançam até 1,20 m. Quando em situação de deposição, eles estão vinculados à porção basal da Formação Motuca, associados a quartzo-arenitos e a folhelhos e siltitos. Algumas vezes grandes caules com ramos são encontrados em posição para-autóctone em siltitos, como figurado por Rössler (2006, p. 43, Fig. 3d). Pelo seu peso e resistência à erosão, os grandes caules, freqüentemente fragmentados, são encontrados espalhados pelo chão, mas mantendo sua orientação de fossilização (predominantemente NE na Fazenda Andradina e ESE na Fazenda Buritirana). Fragmentos menores comumente aparecem concentrados e misturados a peças de sílex da Formação Pedra de Fogo (e.g., em superfícies da passagem Pedra de Fogo - Motuca, encostas, ravinas e riachos). Quando estão associados a pelitos, os caules apresentam-se comprimidos, o que não é o caso daqueles que ocorrem associados aos arenitos.

Levando-se em conta os estudos de Herbst (1999), Rössler & Galtier (2002a; 2002b; 2003) e Rössler (2006), a FPTS está representada por uma paleoflora relativamente bem diversificada em que dominam as samambaias arborescentes psaroniales, tais como *Tietea singularis, T. derby, Psaronius brasiliensis* e *P. sinuosus* (*Tietea* é o gênero mais abundante). De acordo com



Figura 7 - Afloramentos e caules petrificados. Formação Motuca. MNAFTO e entorno. (1) *Tietea* sp.; (2) *Tietea* sp.; (3) porção basal de *Tietea* sp.; (4) Tietea deformada; (5) *Tietea* sp.; (6) *Tietea* sp.; (7) *Tietea* sp.; (8) arenito com estratificação cruzada de canal fluvial. (1-3: Fazenda Peba; 4-6, 8: Fazenda Andradina; 7: Fazenda Buritirana.)

Figure 7 - Outcrops and petrified stems. Motuca Formation. TFTNM and its surroundings. (1). *Tietea* sp.; (2) *Tietea* sp.; (3) basal portion of *Tietea* sp.; (4) Tietea deformed; (5) *Tietea* sp.; (6). *Tietea* sp.; (7) *Tietea* sp.; (8) fluvial channel sandstone with cross stratification. (1-3: Fazenda Peba; 4-6, 8: Fazenda Andradina; 7: Fazenda Buritirana.)



Figura 8 - Afloramentos e caules petrificados. Formação Motuca. MNAFTO. (1) Fazenda Buritirana: em primeiro plano a Formação Mutuca e, ao fundo, morro com arenitos eólicos da Formação Sambaíba; (2 e 3) *Tietea* sp.; (4) *Grammatopteris freitasii*; (5) *Dadoxylon* sp.; (6) *Tietea* sp.; (7) Porção basal de *Tietea* sp.; (8) *Pecopteris* sp. (pina estéril de samambaia); (9) Pina fértil de samambaia; (10) Porção distal de *Tietea* sp. em lamito; (11) *Tietea* sp. em lamito; (12) *Psaronius* sp. (2 a 10, 12: Fazenda Buritirana; 11: Fazenda Vargem Limpa).

Figure 8 - Outcrops and petrified stems. Motuca Formation. TFTNM. (1) Fazenda Buritirana: Mutuca formation at first plane and, at backgrond, eolic sandstones in hills of the Sambaíbaformation; (2 and 3) *Tietea* sp.; (4) *Grammatopteris freitasii*; (5) *Dadoxylon* sp.; (6) *Tietea* sp.; (7) Basal portion of *Tietea* sp.; (8) *Pecopteris* sp. (sterilefern pinna); (9) Fertile fern pinna; (10) Distal portion of *Tietea* sp. in mudstone; (11) *Tietea* sp. in mudstone; (12) *Psaronius* sp. (2 a 10, 12: Fazenda Buritirana; 11: Fazenda Vargem Limpa).



**Figura 9** - Plantas fósseis, inscrições rupestres e mesetas da Formação Sambaíba. MNAFTO e entorno. (1) Seção transversal de falso caule com elementos caulinares de *Botryopteris nollii* e numerosos elementos foliares de distintas ordens e raízes adventícias. Espécime MfNC K 5150 (Rössler & Galtier, 2003, pl. VII, fig. 1); (2) Seção transversal de falso caule com dois elementos caulinares de *Botryopteris nollii* e vários elementos foliares e raízes. Parátipo 2, MfNC K 4880 b (Rössler & Galtier, 2003, pl. VI, fig. 1); (3) Seção transversal de *Dernbachia brasiliensis*. Parátipo 1, MfNC K 5002 (Rössler & Galtier, 2002b, pl. IV, fig. 1); (4) Seção transversal de *Grammatopteris freitasii*. Parátipo 4, espécime MfNC K 4893 (Rössler & Galtier, 2002a, pl. VI, fig. 1); (5 e 6) Impressões rupestres em caverna de arenito, com representações geométricas, fitomórficas e antropomórficas. Provavelmente Formação Sambaíba; altitude 296 m; UTM 826525x9173008. Fazenda das Águas Formosas. Sítio cadastrado no IPHAN, como Filadélfia I, pelo Núcleo Tocantinense de Arqueologia – UNITINS; (7 e 8) Mesetas da Formação Sambaíba.

**Figure 9** - Fossil plants, rupestrian draws and "mesetas" of the Sambaíba Formation. TFTNM and its surroundings. (1) Transverse section of false trunk showing five cauline members of *Botryopteris nollii* and numerous foliar members of different order and adventitious roots. Specimen MfNC K 5150 (Rössler & Galtier, 2003, pl. VII, fig. 1; (2) Transverse section of false trunk showing two cauline members of *Botryopteris nollii* and many foliar members and roots. Paratype 2, MfNC K 4880 b (Rössler & Galtier, 2003, pl. VI, fig. 1); (3) Transverse section of *Dernbachia brasiliensis*, showing the actinostelic stem surrounded by a mantle of broadly D-shaped petiole bases and adventitious roots. Taphonomic compaction resulted in a crushed trunk portion. Paratype 1, MfNC K 5002 (Rössler & Galtier, 2002b, pl. IV, fig. 1); (4) Transverse section of *Grammatopteris freitasii* from the middle to upper part of the plant showing the central large stem and the concentric zonation of its cortex as well as the root traces departing from proximal abaxial leaf traces. Paratype 4, MfNC K 4893 (Rössler & Galtier, 2002a, pl. VI, fig.1); (5 and 6) Petroglyphs in sandstone cave (Sambaíba Formation?) from Águas Formosas farm. Lat. 07°28'18"S e Long. 48°02"31"W. Altitude: 296 m. IPHAN site Filadelfia I (as recorded by Núcleo Tocantinense de Arqueologia - UNITINS); (7 and 8) "Mesetas" of the Sambaíba Formation. Rössler (*op. cit.*), a paleoflora inclui também a samambaia filicales arbórea *Grammatopteris freitasii*, a samambaia filicales epífita *Botryopteris nollii* e a pequena samambaia arborescente filicales (?) *Dernbachia brasiliensis*, além de outros elementos florísiticos higrófilos a mesófilos (*e.g.*, diferentes espécies de esfenófitas arborescentes do tipo *Arthropitys*, eixos permineralizados de esfenófitas herbáceas ou vários troncos pertencentes a coníferas, *Dadoxylon* e cordaitales).

É importante registrar que Coimbra & Mussa (1984) e Mussa & Coimbra (1987) escreveram a respeito de caules procedentes do "Arenito Cacunda", da Formação Motuca. Noticiaram a presença de diversas calamitáceas, a partir das quais foram introduzidos os táxons Arthropitys cacundensis Mussa (Calamitaceae), Amyelon bieloi Mussa (Cordaitaceae) e o gênero Carolinapitys Mussa com a espécie C. maranhensis Mussa (gimnosperma com afinidades a formas gondvânicas e de cordaitales euro-americanas, com plano anatômico medular próximo de Scleromedulloxylon da Bacia d'Autun). Registram, também, a presença de medulas do tipo Artisia.

A partir do Maranhão - rodovia Carolina-Riachão, altura do trevo para Araguaína - plantas fósseis associadas a folhelhos descritos como subjacentes ao "Arenito Cacunda" também foram descritas por Mussa & Coimbra (1987). Eles introduziram os seguintes novos táxons: o gênero Cyclomedulloxylon com a espécie C. parnaibense Mussa, forma solenóide típica do Permiano (particularmente do Eo- e Mesopermiano); a espécie Cycadoxylon brasiliense (Pteridospermales, Cycadoxyleae); e o gênero Araguainorachis com a espécie A. simplissima. Esta última refere-se a um fragmento que, segundo os autores, tem configuração de certa forma próxima a da encontrada em bases foliares de Botryopteridáceas e Coenopteridáceas e que também lembra pecíolos atribuídos às Psaroniáceas. Concluíram por referir-se ao novo táxon como ráquis ou fragmento peciolar de planta pteridofítica ou pteridospérmica. Os citados autores afirmaram (p. 906): "Portanto, à medida que novas descrições vêm sendo apresentadas vê-se que a verdadeira afinidade nórdica, para a associação florística Pedra-de-Fogo, cada vez mais se acentua." [grifo nosso]. Fica evidente a necessidade de se conhecer, em detalhe, as relações estratigráficas entre essa ocorrência fossilífera maranhense e aquelas do MNAFTO, Goiatins e Colinas do Tocantins. Provavelmente correspondem a manchas de um mesmo paleobioma. Com vistas às discussões paleoclimáticas, é também muito importante a investigação da relação estratigráfica entre a ocorrência fossilífera maranhense

e aquela referente aos níveis de folhelhos portadores de palinomorfos estudados por Dino *et al.* (2002).

As plantas fósseis da FPTS foram preservadas tridimensionalmente por processo de permineralização celular por sílica. A infiltração e impregnação de sílica nas células e nos espaços intercelulares formaram uma matriz inorgânica que sustentou os tecidos das plantas, preservando-os. O rápido soterramento e a subseqüente silicificação impediram a decomposição das plantas. Em função da quantidade de constituintes férricos, de cor vermelha a púrpura, e da inteireza da silificação, os fósseis geralmente mostram claros detalhes dos tecidos. Todavia o agente de permineralização ainda permanece obscuro, embora possa estar ligado à formação de nódulos de silcrete pedogênicos que são quantitativamente importantes em alguns níveis (Rössler, 2006). Nódulos de sílica produzidos em silcretes sugerem clima quente e úmido em áreas de desenvolvimento de solos muito maturos (Milnes & Thirty, 1992) ou indicam evaporação de água de solução rica em sílica durante fases quentes áridas (Walther, 1993).

Faria Jr. & Truckenbrodt (1980), ao discutirem a silicificação ocorrida na Formação Pedra de Fogo, indicam na página 746:

As placas que constituem as brechas intraformacionais, 'guias' da seqüência superior da Formação, podem ter sido formadas a partir de processos inorgânicos de precipitação da sílica amorfa ou através da transformação dos silicatos hidratados de sódio. Em ambos os casos é necessário um ambiente restrito com intensa evaporação e pH elevado (...). As gretas de contração e os fragmentos de 'flat pebbles' associadas às brechas intraformacionais apóiam esta origem. Nódulos e concreções originaram-se segundo processos diagenéticos, durante os quais os carbonatos foram substituídos. Não é impossível que trabalhos futuros liguem a origem de sílex com uma atividade vulcânica, ainda desconhecida, durante o Permiano.

Segundo sugere Martins (2000), a permineralização por sílica das plantas teria ocorrido a temperaturas relativamente baixas, abaixo de 200°C. Ainda de acordo com este último autor, a sílica é praticamente pura (valores variando de 77,27 a 99,73% de SiO<sub>2</sub>), sendo as impurezas compostas por Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O e TiO<sub>2</sub>. Cortes transversais e longitudinais às estruturas dos vegetais revelam, ao microscópio ótico, a presença de quartzo cristalino granular, prismático e microcristalino, com destaque para a variedade calcedônia, tanto fibrorradial como em franjas (Martins, *op. cit.*).

#### Importância e Significado do MNAFTO e FPTS

Poucas florestas paleozóicas petrificadas são conhecidas. Comparativamente ao Carbonífero, há um considerável decréscimo no número de sítios florísticos permianos em todo o mundo. Existem, assim, poucas localidades dignas de serem categorizadas como florestas petrificadas permianas. Tal é o caso do Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins, MNAFTO.

Em razão da excepcional preservação das plantas fósseis e de sua natureza freqüentemente parautóctone, a Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional possibilita investigações em várias dimensões: anatomia (plantas quase completas), taxonomia, tafonomia, biocronoestratigrafia, paleoecologia, paleofitogeografia, estratigrafia, paleoclimatologia e sedimentologia. Resultados destes estudos interessam diretamente aos estudos geológicos e paleobotânicos, em escalas local, regional e global.

Por sua posição paleolatitudinal, próxima de 30° S de acordo com as construções paleogeográficas correntes, a FPTS constitui-se na mais importante floresta petrificada permiana tropical-subtropical do hemisfério sul. É um elo de transição entre as províncias paleoflorísticas euroamericana e gondvânica austral (Flora Glossopteris). Tal posição estratégica tem levado geocientistas à reflexão sobre o significado dos elementos da FPTS e a comparações com outras florestas neopaleozóicas. Como já registrado, Coimbra & Mussa (1984) e Mussa & Coimbra (1987) – a partir de seus achados (Arthropitys, Amyelon, medulas do tipo Artisia e formas psaroniáceas) - anteviram relações entre a FPTS e a província tafoflorística euroamericana. Em estágio mais avançado, Rössler (2006) comparou a famosa floresta petrificada eopermiana de Chemnitz, no sudeste da Alemanha, com a FPTS, e chegou às seguintes conclusões principais:

1. ambas as regiões representaram terras úmidas, sob clima quente úmido com variações sazonais, dominadas por samambaias arborescentes. [Coimbra & Mussa,1984, também indicaram como habitat das plantas do MNAFTO terras úmidas, em vista da presença das Calamitaceae e Cordaitaceae];

2. entre as florestas permianas, estas duas são as que apresentam os caules mais completos de todo o mundo;

3. em razão de haver algumas similaridades entre as duas florestas, teria havido no Eopermiano uma larga conexão fitogeográfica entre as duas áreas. Condições climáticas similares na Europa central e no Tocantins setentrional – afastados do Equador a distâncias comparáveis – deram ensejo a cinturões megafaciológicos similares.

O trabalho de Rössler (*op.cit.*) levantou e resumiu os seguintes aspectos que enfatizam o alto significado paleobotânico e paleofitogeográfico da FPTS:

- a presença de *Grammatopteris* em Tocantins, até então apenas conhecido em Autun, França, e em Chemnitz, Alemanha, permitiu conhecer este táxon em muito maior detalhe; isto pode ajudar no entendimento da evolução inicial das Osmundaceae, a mais velha família de samambaias viventes;

- *Botryopteris*, um táxon que foi muito abundante nas florestas de terras úmidas equatoriais neo-carboníferas, é a primeira samambaia botryopterídea (*B. nollii*) descritapara o hemisfério sul, representando um dos maiores e mais jovens botryopterídeos conhecidos até hoje;

- alguns caules grandes, quase completos, de esfenófitas arborescentes (Calamitales, incluindo *Arthropitys*), que tiveram alto sucesso e floresceram em diferentes ambientes tropicais de terras úmidas, foram encontrados. Mostram diferentes tipos de ramificação e alta variação de padrões de ramificação, muito além do que se pensava anteriormente. Todas as caracterísiticas usadas para a sistemática de calamitales necessitam reavaliação com respeito ao seu significado taxonômico;

- um considerável número de interações planta-planta foram constatadas (*e.g.*, raízes de samambaias crescidas dentro de uma gimnosperma trepadeira que, por sua vez cresceu próxima a um estelo de *Psaronius*; raízes de *Pasaronius* crescidas dentro da medula de uma gimnosperma; raízes de gimnospermas crescidas entre raízes aéreas adventíceas de *Grammatopteris* ou na periferia de caules *Tietea singularis*; eixos de *Sphenophyllum* crescidos dentro de cavidades de um calamitales ou dentro do manto de raízes marginais de *Grammatopteris*);

 - os achados do Tocantins oferecem a oportunidade de uma caracterização bastante precisa dos táxons fósseis, permitindo estabelecer ou apoiar conceitos sobre plantas completas de uma forma jamais julgada possível a partir de outras localidades;

- variações edáficas nos ambientes de terras úmidas teriam controlado a distribuição de elementos florísiticos sub-dominantes, tais como esfenófitas arborescentes e diferentes formas de crescimento de gimnospermas.

- no tocante às gimnospermas, os achados do Tocantins revelam aparências algo exóticas ou lançam novas luzes sobre a evolução das características morfológicas e anatômicas destas plantas.

## Discussões

A partir dos dados apresentados, constata-se que do ponto de vista geocientífico o MNAFTO e arredores apresentam elementos-chave para a compreensão da evolução da Bacia do Parnaíba. É possível retomar as discussões sobre as idades das formações Pedra de Fogo e Motuca e deixar em aberto algumas questões e comentários:

a - considerando que a parte mais alta da parte inferior do Membro Trisidela (parte superior da Formação Pedra de Fogo) corresponde ao neokunguriano (Eopermiano tardio), nós indicamos uma idade não mais nova do que Eopermiano para a Formação Pedra de Fogo. Além disso, sugerimos que a parte inferior da Formação Motuca, que é portadora das plantas fósseis silicificadas, seja de idade neokunguriana a mesopermiana. As próprias características dos elementos da FPTS, como revelado por Mussa & Coimbra (1987) e Rössler (2006), indicam que tais sedimentos tenham sido depositados em alguma fase deste intervalo de tempo;

b - as manchas de florestas petrificadas do norte de Tocantins – incluindo as do MNAFTO e seu entorno, de Goiatins e Colinas do Tocantins – seriam de mesma idade? São elas mais novas ou de mesma idade que aquela do Maranhão relatada por Mussa & Coimbra (1987)? Como esta última se relaciona estratigraficamente com os folhelhos portadores de palinomorfos estudados por Dino *et al.* (2002)?

c - é essencial para o entendimento da evolução paleoclimática da região a compreensão da seqüência de eventos representados pelas ocorrências dos folhelhos com palinomorfos, dos vegetais fósseis da Formação Motuca basal e dos depósitos de gipsita. Estes últimos seriam os mais jovens (Motuca médio), enquanto que os folhelhos ricos em grãos de pólen e esporos os mais antigos. Há, todavia, necessidade de aprofundar as investigações.

d - se o pacote formado pela parte mais alta da Formação Pedra de Fogo e a inferior da Formação Motuca (*sensu* Pinto & Sad, 1986) é tomado como um todo, as interpretações baseadas em palinomorfos e plantas fósseis entram em colisão. Enquanto os estudos palinológicos sugerem um clima quente árido a semiárido, as análises paleobotânicas indicam condições quentes e úmidas. Este conflito é aparente e desaparecerá com o progresso da investigação estratigráfica. Provavelmente, em um contexto de clima quente, o referido intervalo temporal foi marcado por oscilação climática, em que um importante episódio úmido – na fase de deposição inicial da Formação Motuca - interrompeu um período de semi-aridez que vinha predominando em tempos Pedra de Fogo. Um outro cenário, por vezes observado (*e.g.*, Schneider *et al.*, 1984) e que cabe aqui considerar, é a presença de áreas densamente vegetadas e localmente mais úmidas em um domínio regionalmente semi-árido. Neste caso, teriam coexistido, lateralmente, faixas úmidas e semi-áridas.

e - teria existido uma grande barreira fitogeográfica entre as regiões das bacias do Parnaíba e do Paraná? Por que apenas *Tietea* e *Psaronius* aparentemente são os únicos gêneros em comum nestas duas bacias? Há semelhanças também em nível de espécie das Psaroniales? Qual a relação temporal/cronoestratigráfica entre esses vegetais nas duas bacias?

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins – MNAFTO, que abriga a Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional – FPTS, está legalmente protegido. Esta entidade é hoje uma unidade de conservação de proteção integral, criada pelo Estado do Tocantins por meio da Lei Estadual n° 1.179, de outubro de 2000 (D.O.E. 981). Uma vez que manchas da FPTS ocorrem no entorno do MNAFTO, está sob análise dos órgãos ambientais do meio ambiente (SEPLAN e NATURATINS) uma proposta de redefinição do perímetro do Monumento (Dias & Reis, 2005). Tal redefinição é importante para a proteção de outras localidades fossilíferas (*e.g.*, Fazenda Peba) e a inclusão de áreas com grande beleza cênica e de grande importância para conservação ambiental.

No passado, a área do MNAFTO esteve sob forte explotação de seus fósseis, sobretudo na sua porção oeste, pela Mineração Pedra de Fogo Ltda (www. pedradefogo.com.br). Tal empresa atuava e atua na venda de fósseis no país e para o exterior, atingindo os mercados estadunidense e europeu. Bielândia é internacionalmente conhecida por figurar na internet como origem de plantas fósseis à venda em sites internacionais. O Museu de Chemnitz, Alemanha, percebendo a importância científica do material da FPTS, adquiriu peças e vem estudando o material nos últimos anos. A partir daí várias novas entidades taxonômicas têm sido descritas, principalmente em trabalhos conduzidos por R. Rössler (vide referências), resultando em significativo avanço no conhecimento sobre a FPTS. As medidas de proteção estabelecidas para o MNAFTO e os acordos firmados entre a UNESP, o governo de Tocantins e o Museu de Chemnitz, ampliarão o conhecimento a respeito da FPTS. O material, além de protegido, deverá ser alvo de estudos sistemáticos, pois a proteção do patrimônio ganha maior relevância na medida em que o conhecimento sobre sua natureza é dilatado. Isto está em consonância com as diretrizes do plano de manejo do Monumento. Ações como a criação de um Museu de Ciências da Natureza do Tocantins, para o abrigo e estudo de coleções científicas, e divulgação da importância do MNAFTO, seria excelente estratégia para a preservação do patrimônio desta e de outras unidades de conservação do Tocantins. Levando-se em conta que um Museu necessita de visibilidade, facilidade de acesso e *status* político, indica-se a cidade de Palmas como local adequado para a futura instituição. Uma base de pesquisa no MNAFTO deve ser estruturada para viabilizar projetos multi-temáticos e marcar presença na área.

No plano de manejo do MNAFTO (MRS/OIKOS, 2005) - que tem como objetivo geral a proteção e a conservação das diversidades paleontológica e biológica existentes no Monumento - constam entre as ações prioritárias: a obtenção de conhecimentos científicos básicos a respeito dos recursos naturais da Unidade; a desapropriação de áreas selecionadas; a integração da UC com o entorno; o estabelecimento de uma infraestrutura física e humana adequada. O mencionado plano reconhece que o problema central do MNAFTO ainda é a explotação ilegal das plantas fósseis e indica como fundamental ação para preservar o patrimônio a implementação de um efetivo programa de controle e fiscalização. Como objetivos específicos, o plano destaca: a proteção dos sítios paleobotânicos, arqueológicos e das paisagens naturais com notável beleza cênica; a proteção de espécies botânicas, da mastofauna e da avifauna ameaçadas de extinção; a preservação e restauração da diversidade dos ecossistemas naturais, incluindo a criação de corredores ecológicos; o oferecimento de meios e incentivos para atividades de pesquisa científica; a promoção da educação ambiental e o turismo ecológico.

Por ser o MNAFTO um patrimônio de imenso valor científico e cultural, que extrapola os interesses nacionais, deve receber das autoridades e sociedade brasileira uma atenção especial. Trata-se de um patrimônio humano a ser preservado adequadamente.

#### AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Governo do Estado do Tocantins que, por meio da Secretaria do Planejamento (SEPLAN) e do Instituto Natureza do Tocantins (NATURATINS), vem apoiando ações em prol da preservação e do conhecimento da Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional na área do Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins. Agradecimentos também são devidos a Décio Luis Semensatto Junior pelo apoio na preparação de ilustrações para o manuscrito e a Jailton Soares dos Reis (OIKOS Pesquisa Aplicada Ltda.) que colaborou na etapa de campo.

## **REFERÊNCIAS REFERÊNCIAS**

- Aguiar,G.A.; Nahass,S. 1969. Bacia do Maranhão Geologia e possibilidades de petróleo. DIREX/RENOR, Petrobras, Rel. 371M, 55 p.
- Barberena, M.C. 1972. South American Late Paleozoic Tetrapods. Simp. Intern. Sist. Carb. e Prm. Am. Sul, *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 44(supl.): 67-75.
- Barbosa, O.; Gomes. F.A. 1957. Carvão Mineral na Bacia Tocantins-Araguaia. *Bol. DGM 174*, Rio de Janeiro.
- Coimbra,A.M. 1983. Estudo sedimentológico e geoquímico do Permo-Triássico da Bacia do Maranhão. São Paulo. USP. Inst. Geoc. 2v. (Tese).
- Coimbra,A.M.; Mussa,D. 1984. Associação lignitafoflorística na Formação Pedra-de-Fogo, (Arenito Cacunda), Bacia do Maranhão – Piauí, Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio do Janeiro. *Anais...*, SBG. p. 591-605.
- Cox,C.B. ; Hutchinson,P. 1991. Fishes and amphibians from the Late Permian Pedra de Fogo Formation of northern Brazil. *Palaeontology*, 34: 561-573.
- Dernbach, U. (ed.) 1996. *Petrified Forests: the world's 31* most beautiful petrified forests. D'oroVerlag, Heppenheim. 188p.
- Dernbach,U.; Noll,R.; Rössler,R. 2002. Neues von Araguaína, Brasilien. In: Dernbach, U. & Tidwell, W.D. (eds.) Geheimnisse versteinerter Pflanzen., Faszination aus Jahrmillionen. Heppenheim, D'Oro Verlag, p. 78-87.
- Dias, R.R.; Reis, J.S. 2005. Mapa do zoneamento no Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Estado do Tocantins: proposta de redefinição de perímetro. Palmas, Oikos Pesquisa Aplicada Ltda. 1 mapa. Escala 1:100.000.
- Dias-Brito, D.; Castro, J.C. 2005. Caracterização geológica e paleontológica do Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Estado do Tocantins. Relatório Interno (não publicado). Rio Claro, UNESP, 33p.
- Dino,R.; Antonioli,L.; Braz,S.M.N. 2002. Palynological data from the Trisidela Member of Upper Pedra de Fogo Formation ("Upper Permian") of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 3: 24-35.
- Faria Jr.,L.E.C. 1979. Estudo sedimentológico da Formação Pedra de Fogo – Permiano – Bacia do Maranhão. UFPA. Belém, 57 p. (Dissertação).
- Faria Jr.,L.E.; Truckenbrodt,W. 1980. Estratigrafia e Petrografia da Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Maranhão. *An. XXXI Cong. Bras. Geol.*, v. 2, p. 740-754.
- Góes, A.M.O.; Souza, J.M.P.; Teixeira, L.B. 1989. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Bol. Geociências Petrobras*, 4(1).

- Góes, A.M.O.; Travassos, W.A.; Nunes, K.C. 1992. *Projeto Parnaíba – Reavaliação da bacia e perspectivas exploratórias*. Belém, Petrobras, Rel. Interno.
- Góes, A.M.O.; Feijó, F. 1994. Bacia do Parnaíba. *Bol. Geoc. Petrobrás.* Rio de Janeiro. 8 (1):57-67.
- Guerra-Sommer, M., Cazzulo-Klepzig, M.; Iannuzzi, R. 1999. The Triassic taphoflora of the Paraná Basin, southern Brazil: a biostratigraphical approach. *Journal of African Earth Sciences*, 29(1): 243-255.
- Guerra-Sommer, M. & Scherer, C.M.S. 2002. Sítios Paleobotânicos do Arenito Mata (Mata e São Pedro do Sul), RS. *Uma das mais importantes "florestas petrificadas" do planeta*. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Queiroz, E.T.; Winge, M.; Berbert-Born, M. (edit.) Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil, p. 3-10, SIGEP-DNPM-CPRM, Brasília.
- Herbst, R. 1999. Studies on Psaroniaceae. IV. Two species of *Psaronius* from Araguaina, State of Tocantins, Brazil. *FACENA*. v. 15. p. 9-18.
- Lima, E.A. M. & Leite, J. F. 1978. Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba – Integração Geológica-Metalogenética. Recife, Convênio DNPM - CPRM. v. I, p. 124-132. Relatório Técnico.
- Lucas, S.G. 2004. A global hiatus in the Middle Permian tetrapod fossil record. *Stratigraphy*, 1: 47-64.
- Martins, R. A. 2000. *Fósseis de vegetais da Formação Pedra de Fogo: aspectos taxonômicos, mineralogia e composição química.* UFPA. Centro de Geociências. Belém. 92p. (Dissertação).
- Menning, M., Alekseev, A. S., Chuvashov, B. I., Davydov, V. I., Devuyst, F. X., Forke, H. C., Grunt, T. A., Hance, L., Heckel, P. H., Izokh, N. G., Jin, Y.G., Jones, P.J., Kotlyar, G.V., Kozur, H. W., Nemyrovska, T.I., Schneider, J. W., Wang, X. D., Weddige, K., Weyer, D., Work, D. M. 2006. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North América as used in the Devonian-Carboniferous-Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 318-372.
- Mesner, J.C. & Wooldridge, L.C.P. 1964. Estratigrafia das bacias paleozóicas e cretáceas do Maranhão. *B. Tecn. Petrobrás.* Rio de Janeiro. 7 (2): 137-164.
- Milnes, A. R. & Thirty, M. 1992. Silcretes. *In:* Martini, I.P. & Chesworth, W. (eds.) *Wheathering, Soils and Paleosoils*. Elsevier, Amsterdam, p. 349-377.
- Minello, L.F. 1994. As "florestas petrificadas" da região de São Pedro do Sul e Mata, RS. III - Análise morfológica megascópica, afinidades e considerações paleoambientais. *Acta Geologica Leopoldensia*, 39(1):75-91.
- MMA. 2002. Biodiversidade brasileira: avaliação e identificação de áreas e ações prioritárias para conservação,utilização sustentável e repartição de benefícios da biodiversidade brasileira. Brasília, MMA.
- MRS/OIKOS 2005. Plano de manejo do Monumento Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins. Brasília: MRS, 2005. *Planos de manejo e de uso público no Monumento*

Natural das Árvores Fossilizadas do Tocantins e diagnóstico biofísico e sócio-econômico. (Encarte 4).

- Mussa, D. & Coimbra, A. M. 1987. Novas perspectivas de comparação entre as tafofloras permianas (de lenhos) das bacias do Parnaíba e do Paraná. *An. X Cong. Bras. Paleontologia*, p. 901-923.
- Oliveira, M. A. 1961. *Reconhecimento geológico do flanco oeste da Bacia do Maranhão*. RENOR/DIREX, Petrobras, Belém, Rel. 171, 77 p.
- Oliveira, C. M. de. 1982. O padrão de distribuição dos elementos traços na Formação Pedra de Fogo, Permiano da Bacia do Maranhão e seu emprego como indicador de ambientes de sedimentação. Belém. UFPA. Centro de Geociências. 94 p. (Dissertação).
- Petri, S.; Fulfaro, J.V. 1983. *Geologia do Brasil*. São Paulo, Edusp, 558p.
- Pinto, C.P.; Sad, J.H.G. 1986. Revisão da Estratigrafia da Formação Pedra de Fogo, borda sudoeste da Bacia do Parnaíba. In: Congreso Brasileiro de Geologia, 34, Goiânia. *Anais...*, SBG. V. 1, p. 346-358.
- Pires,E.F.; Guerra-Sommer,M.; Scherer,C.M.S. 2005. Late Triassic climate in southermost Parana Basin (Brazil): evidence from dendrochronological data. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(2): 213-221.
- Plummer, F.B. *et al.* 1948. Estados do Maranhão e Piauí (Geologia). In: *Brasil. CNP*. Relatório 1946. Rio de Janeiro. p. 87-134.
- Price,L.I. 1948. *Um anfíbio labitintodonte da Formação Pedra-de-Fogo, Estado do Maranhão*. Rio de Janeiro, DGM, DNPM (Boletim 124).
- Robrahn-González, E.M.; Iannuzzi, R.; Vieira, C.E.L.; Andreis, R.R. 2002. Estudos geológicos e paleontológicos da Unidade de Conservação "Monumento Natural das árvores fossilizadas", no município de Filadélfia-TO. Relatório final. Magna Engenharia Ltda. Porto Alegre-RS.
- Ross, J.R.P. 1995. Permian Bryozoa. In: Scholle, P.; Peryt, T. M.; Ulmer-Scholle, D. S. (eds.): *The Permian of Northern Pangea*. Springer Verlag. New York. p. 196-209.
- Rössler, R. 2000. The late Palaeozoic tree fern *Psaronius* an ecosystem unto itself. *Review of Paleobotany and Palynology* 108: 55-74.
- Rössler, R.; Noll, R. 2002. Der permische versteinerte Wald von Araguaina/Brasilien - Geologie, Taphonomie und Fossilführung. Veröffentlichungendes Museums für Naturkunde Chemnitz, 25:5-44.
- Rössler,R.; Galtier,J. 2002a. First *Grammatopteris tree ferns* from the Southern Hemisphere – new insights in the evolution of the Osmundaceae from the Permian of Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 121: 205-230.
- Rössler,R.; Galtier,J. 2002b. *Dernbachia brasiliensis* gen. nov. et sp. nov. – a new small tree fern from the Permian of Brazil. *Review of Paleobotany and Palynology*, 122: 239-263.
- Rössler, R.; Galtier, J. 2003. The first evidence of the fern *Botryopteris* from the Permian of the Southern Hemisphere reflecting growth form diversity. *Review of Paleobotany and Palynology*, 127: 99-124.

- Rössler, R. 2006. Two remarkable Permian petrified forests: correlation, comparison and significance. *In:* Lucas, S. G., Cassinis, G. & Schneider, J. W. (eds.). *Non-marine permian biostratigraphy and biochronology*. Geological Society, London, Special Publications, 265: p. 39-63.
- Santos,E.J.; Coutinho,M.G.N.; Costa,M.P.A.; Ramalho,R. 1984. A região de dobramentos nordeste e a Bacia do Parnaíba, incluindo o cráton de São Luis e as bacias marginais. In:Geologia do Brasil. MME-DNPM. Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Coords.). pp. 131-189. 501p.
- Schneider, J.; Siegesmund, S.; Gebhardt, U. 1984. Paläontologie und Genese limnischer Schill- und Algenkarbona-

te in der Randfazies der kohleführenden Wettiner Schichten (Oberkarbon, Stefan C) des NE-Saaletroges. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 9: 35-51; Gotha, Leipzig.

- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A. 1984. A evolução da plataforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In: Schobbenhaus, C. et al. (cords.). Geologia do Brasil, texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, esc. 1:2.500.000. Brasília. DNPM. P.9-49.
- Walther, H.B. 1993. *Silcretes in Germany and Australia*. Freiburg, Alemanha. (Tese)

- \*UNESP, Rio Claro (SP).
- \*\*UFTO, Palmas (TO)
- \*\*\*Museum für Naturkunde, Chemnitz (Alemanha).
- <sup>1</sup> dimasdb@rc.unesp.br.
- <sup>2</sup> rohn@rc.unesp.br.
- <sup>3</sup> jocastro@rc.unesp.br.
- <sup>4</sup> ricdias@mandic.com.br.
- <sup>5</sup> roessler@naturkunde-chemnitz.de.
- Floresta Petrificada do Tocantins Setentrional, trabalho divulgado no site da SIGEP
   <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>, em 23/1/2007, também com versão em inglês.



#### DIMAS DIAS-BRITO

É professor livre-docente na Universidade Estadual Paulista (UNESP), em Rio Claro (SP). Geólogo pela UnB (1976), fez mestrado na UFRJ, doutorado na UFRGS, especialização em microbiofácies carbonáticas na Universidade de Genebra e em Jornalismo Científico na UNICAMP. Trabalhou 13 anos no CENPES-Petrobras. Tem atuado e orientado alunos na investigação da paleoceanografia do Atlântico Sul primitivo (microfácies carbonáticas e paleoecologia), do Cretáceo continental (micropaleontologia) e de modernos ambientes de sedimentação da costa brasileira, incluindo estudos de sensibilidade a derramamentos de petróleo. Participa na gerência do Programa de RH em Geologia e Ciências Ambientais Aplicadas ao Setor de Petróleo & Gás e de Biocombustíveis (PRH-05). Coordena, pela UNESP, a Rede Tecnológica Petrobras em Sedimentologia e Estratigrafia e o projeto UNESPetro.



#### **ROSEMARIE ROHN**

Possui graduação em Geologia (1982), mestrado (1988) e doutorado (1994) em Geociências pela Universidade de São Paulo (USP). Desde 1988 é docente da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho - UNESP - Rio Claro (SP). Desenvolve trabalhos e orienta alunos na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia Estratigráfica, atuando principalmente nos seguintes temas: Paleobotânica, Paleontologia de Invertebrados (particularmente conchostráceos) e Estratigrafia de superfície e subsuperfície. Seus principais trabalhos referem-se ao Permiano da Bacia do Paraná. Algumas investigações enfocaram conchostráceos do Cretáceo e vegetais do intervalo Cretáceo-Eoceno da Antártica. Em 2006 iniciou suas pesquisas paleobotânicas no Permiano da Bacia do Paraníba.



#### JOEL CARNEIRO DE CASTRO

É formado em Geologia pela Escola de Minas de Ouro Preto (1965), e titulado Doutor em Geociências (1991) e Livre-Docente em Estratigrafia e Sedimentação (1999) pela Universidade Estadual Paulista-Campus de Rio Claro. Trabalhou na Petrobras entre 1966 e 1991, período esse dividido entre o Departamento de Exploração e o Centro de Pesquisas (Cenpes). Desde 1992 dedica-se integralmente ao magistério e à pesquisa na Unesp/Rio Claro, sempre na área sedimentar – disciplinas Petrologia, Estratigrafia, Geologia Histórica e do Brasil, e Geologia do Petróleo. Tem grande experiência em exploração e reservatórios das bacias brasileiras, trabalhando com rochas siliciclásticas e carbonáticas. Desenvolve pesquisas com seus alunos de graduação e pós-graduação, enfocando o Permocarbonífero da Bacia do Paraná.



#### **RICARDO RIBEIRO DIAS**

É Doutor em Geociências e Meio Ambiente pela Universidade Estadual Paulista (2008), Mestre em Sensoriamento Remoto pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (1994) e Geólogo pela Universidade de Brasília (1991). Atualmente é professor da Fundação Universidade Federal do Tocantins. Tem experiência profissional e mais do que 40 trabalhos publicados nas áreas de sensoriamento remoto, geoprocessamento, zoneamento ecológico-econômico, planejamento ambiental, estudos ambientais e mapeamento de recursos naturais. Foi Coordenador e Diretor da Secretaria do Planejamento do Estado do Tocantins - Diretoria de Zoneamento Ecológico-econômico e liderou equipes do governo do Tocantins em projetos com o Banco Mundial e Banco Interamericano para Desenvolvimento. É coautor do livro Introdução à Gestão Ambiental de Estradas (IME/Fundação Ricardo Franco, Coleção Disseminar).



#### **RONNY RÖSSLER**

É graduado em Geologia pela Universidade de Minas e Tecnologia de Freiberg (1992), Alemanha, doutor em Geologia/ Estratigrafia (1995) e com um segundo doutorado em Paleobotânica (2003), ambas na Universidade de Freiberg. Diretor desde 1995 do Museu de História Natural de Chemnitz, Alemanha. Membro do "Ludwig-Reichenbach-Society, Dresden" e do "Palaeontological Society". Homenageado através do prêmio "Friedrich von Alberti Award" ("Alberti Foundation & Palaeontological Society") por sua atuação na Paleontologia. Foi pesquisador associado e docente na Universidade de Freiberg, onde ainda atua como colaborador voluntário. Seus principais trabalhos (98 artigos publicados e 16 livros) relacionam-se à paleobotânica do Permo-Carbonífero.

# Barrancas Fossilíferas do Arroio Chuí, RS

Importante megafauna pleistocênica no extremo sul do Brasil

## SIGEP 119

Renato Pereira Lopes<sup>1</sup> Francisco Sekiguchi de Carvalho Buchmann<sup>2</sup> Felipe Caron<sup>3</sup> Maria Elisabeth Gomes da Silva Itusarry<sup>4</sup>

A ORIGEM DA PLANÍCIE COSTEIRA do Rio Grande do Sul, no extremo sul do Brasil, remonta ao Pleistoceno. Suas feições geomorfológicas são resultado de quatro grandes eventos de transgressão-regressão do nível do mar, cada qual originando extensos ambientes deposicionais do tipo laguna-barreira, paralelamente à linha de costa. Em depósitos lagunares do Sistema Laguna-Barreira III, correspondente à penúltima transgressão-regressão, acumularam-se fósseis de mamíferos extintos pertencentes à megafauna de idade Lujanense (cerca de 120.000 anos A.P.). Atualmente, esses depósitos são bem conhecidos em afloramentos ao longo das barrancas do arroio Chuí.. O estudo desses depósitos e fósseis tem fornecido valiosas informações a respeito dos aspectos paleoecológicos e paleoclimáticos do sul do Brasil e melhorado nossa compreensão dos processos físicos costeiros que levaram à formação da planície costeira do Rio Grande do Sul.

**Palavras-chave:** Pleistoceno; megafauna, tafonomia; bioestratigrafia; paleoecologia; sistema laguna-barreira

Fossiliferous Banks of Chuí Creek, State of Rio Grande do Sul – Outstanding pleistocenic megafauna in southernmost Brazil

The origin of Rio Grande do Sul coastal plain, at the southernmost portion of Brazil, dates back to Pleistocene. Its geomorphological features are the result of four great sea level transgression-regression events, each one originating extensive barrier-island/lagoonal environments. Fossils of extinct mammals belonging to Lujanian age megafauna (about 120.000 years B.P.) are found in lagoonal deposits of the Lagoon-Barrier III System, which corresponds to the penultimate transgression-regression event of the Quaternary. Nowadays, these deposits are well-known in outcrops along Chuí creek 's banks. The study of these deposits and fossils has provided valuable information regarding palaeoecologic and palaeoclimatic aspects in southern Brazil, as well as has improved our understanding of coastal physical proccesses that led to the Rio Grande do Sul coastal plain development.

**Key words:** Pleistocene; megafauna; taphonomy, biostratigraphy; palaeoecology; barrier-lagoon systems

## INTRODUÇÃO

As barrancas fossilíferas do Arroio Chuí (Fig.1), estão situadas na Província Costeira do Rio Grande do Sul. Esta província tem sua origem atribuída aos eventos tectônicos iniciados no Jurássico e que levaram à ruptura do supercontinente Gondwana e à conseqüente abertura do Oceano Atlântico (Villwock & Tomazelli, 1995). Esses eventos resultaram na formação de dois grandes compartimentos geomorfológicos que integram a Província Costeira (Fig. 2): (a) Terras Altas, que compreendem o Escudo Sul-Riograndense, a Depressão Central e o Planalto das Araucárias, constituídos basicamente por rochas ígneas e metamórficas do Escudo Pré-Cambriano e pelas seqüências sedimentares e vulcânicas, paleozóicas e mesozóicas, da Bacia do Paraná; e (b) Terras Baixas, abrangendo os depósitos sedimentares da porção superior da Bacia de Pelotas, que constituem a planície costeira.

Sistema de Leques Aluviais, adjacentes ao escudo pré-cambriano. Esses leques foram depositados entre o Terciário e Quaternário, e suas porções distais sofreram retrabalhamento em ambientes lagunares e marinhos. A Bacia de Pelotas é uma bacia sedimentar marginal, aberta e estável (Weeks, 1952) depositada entre o Cretáceo Inferior (Albiano-Aptiano) e o Mioceno (Fontana, 1990) e cuja espessura ultrapassa 10 mil metros. É constituída por sedimentos clásticos terrígenos originários da erosão do Escudo Sul-Riograndense e da Bacia do Paraná. O retrabalhamento dos sedimentos da porção superior da Bacia de Pelotas, causado pelas variações do nível do mar do Mioceno ao Holoceno, levou à formação de ampla variedade de ambientes deposicionais transicionais e marinhos. Esses ambientes são constituídos por fácies sedimentares acumuladas basicamente em dois sistemas deposicionais siliciclásticos (Tomazelli *et al.*, 2000):

Sistema Laguna-Barreira, constituído por quatro sistemas paralelos à linha de costa, desenvolvidos em direção ao mar a partir dos leques aluviais. Esta unidade é resultado de quatro grandes oscilações glácio-eustáticas do nível do mar durante o Pleistoceno e Holoceno, entre ~450.000 anos A.P. e 6.000 anos A.P. Cada um desses sistemas laguna-barreira é constituído por bar-



**Figura 1** - Visão panorâmica das barrancas do arroio Chuí. (Foto: Lopes, 2000).

**Figure 1 -** Panoramic view of Chuí creek banks (Photo: Lopes, 2000).

## **Figura 2** - Principais unidades geomorfológicas do Rio Grande do Sul. (Mosaico de satélite: EMBRAPA, 2000).

**Figure 2** - Major geomorphological units of Rio Grande do Sul state (Satellite mosaic: EMBRAPA, 2000).

reiras arenosas extensas e relativamente estreitas que isolam grandes corpos lagunares, como a Lagoa (laguna) dos Patos e as lagoas Mirim e Mangueira. Na porção da planície costeira situada ao sul da embocadura da Lagoa dos Patos, os Sistemas Laguna-Barreira II, III e IV encontram-se bem preservados. A formação do Sistema II isolou a lagoa Mirim. O terceiro evento transgressivo-regressivo (penúltima transgressão), ocorrido há cerca de 120.000 anos A.P., segundo idades relacionadas às curvas isotópicas de oxigênio (Schackleton & Opdyke, 1973; Imbrie et al., 1984), isolou a Lagoa dos Patos e originou ambientes lagunares onde fósseis de mamíferos terrestres extintos (megafauna pleistocênica) foram acumulados. Atualmente esses depósitos fossilíferos encontram-se expostos ao longo das barrancas do arroio Chuí, próximo à cidade de Santa Vitória do Palmar. O Sistema IV, correlacionado com o último máximo transgressivo de 6.000 anos A.P., é constituído pela linha de costa atual e diversas lagoas costeiras.

## LOCALIZAÇÃO

O Sistema Laguna-Barreira III encontra-se bem preservado ao longo da planície costeira do Rio Grande do Sul e seus depósitos lagunares têm notável importância devido ao fato de terem concentrado icnofósseis de organismos marinhos (moluscos e crustáceos do gênero *Callichirus* sp.) e fósseis de mamíferos terrestres pertencentes à megafauna pleistocênica. Na porção sul da planície, a presença desses fósseis é bem conhecida em camadas expostas ao longo das barrancas do arroio Chuí e em depósitos submersos na antepraia e plataforma continental interna. Embora comunicações pessoais de moradores da região de Santa Vitória do Palmar indiquem a existência de outros sítios fossilíferos em potencial, até agora apenas os depósitos do arroio Chuí foram descritos.

O arroio Chuí (Fig. 3) tem cerca de 25 km de extensão, nasce nos banhados localizados ao sul do banhado do Taim e corre em sentido NE-SW até a altura da cidade do Chuí, onde inflete para SE acompanhando o lineamento do Chuí, e finalmente deságua no Oceano Atlântico. Para o norte, a partir da ponte sobre a estrada que liga a cidade de Santa Vitória do Palmar ao Balneário Hermenegildo, o curso do arroio foi retificado antes da década de 70, expondo camadas fossilíferas ao longo das barrancas. A seção-tipo do afloramento está localizada a cerca de 1 km ao norte da ponte, nas coordenadas 33°35'26'',39S x 053°20'22",11W. Ao sul da ponte, o curso do arroio é meandrante e as barrrancas encontram-se recobertas





**Figure 3** - Map of the southernmost portion of Rio Grande do Sul coastal plain, where Chuí creek is located. (Satellite mosaic by EMBRAPA, 2000).

por vegetação e sedimento depositado durante as cheias do arroio, impedindo a observação das camadas fossilíferas.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Os dados litológicos e estratigráficos dos depósitos expostos ao longo das barrancas do arroio Chuí (Fig. 4) foram obtidos através de escavações e furos com equipamento manual (Lopes *et al.*, 2001).

Na base das barrancas, cerca de 4m abaixo da superfície, há uma camada de espessura indeterminada, composta por areias de granulação média, amareloavermelhadas, exibindo estratificação plano-paralela e cruzada de baixo ângulo. Ela contém icnofósseis de moluscos e galerias de *Callichirus* sp. (crustáceo cava-



**Figura 4 -** Coluna estratigráfica dos depósitos expostos ao longo das barrancas do arroio Chuí, com as correspondentes interpretações paleo-ambientais de Soliani Jr. (1973) e Buchmann *et al.* (2001). (Modificado de Lopes *et al.*, 2001). **Figure 4 -** Stratigraphic column of the depositts exposed along the banks of Chuí creek, with corresponding paleo-environmental interpretations by Soliani Jr. (1973) and Buchmann *et al.* (2001). (Modified from Lopes *et al.*, 2001).

dor, popularmente conhecido por "corrupto"). As estruturas sedimentares observadas e a presença de icnofósseis nessa camada sugerem deposição em ambiente praial, numa zona de intermarés. Ocasionalmente observam-se lentes de areia de cor marrom escura no topo desta camada, sugerindo teor mais elevado de matéria orgânica.

Há uma discordância erosiva entre esta camada e a camada acima que é composta de areia lamosa de coloração bege. Esta tem cerca de 1,5m de espessura, contém fósseis de mamíferos terrestres pleistocênicos in situ e sua idade tem sido correlacionada ao estágio isotópico 5e do oxigênio, com cerca de 120.000 anos de idade (Villwock & Tomazelli, 1995). Acima, há uma camada com cerca de 2m de espessura, contendo maior teor de sedimentos finos e restos vegetais. Em determinados pontos ao longo das barrancas, o topo desta camada apresenta nível de concreções carbonáticas ("caliche"), cuja origem é atribuída por Delaney (1965) e Bombin & Klamt (1975) à precipitação de carbonatos sob regime de clima quente e semidesértico seco. A camada superficial tem cerca de 0,5 e 0,6m de espessura e é composta por solo atual e areia com matéria orgânica, recoberta por gramíneas. A variação granulométrica vertical, observada ao longo das barrancas do arroio Chuí, indica a transição de um sistema praial de alta energia para um sistema fluviolacustre de baixa energia. Essa transição pode ser explicada pelo crescimento de um esporão arenoso que teria isolado uma laguna costeira. Posteriormente esta laguna teria fechada sua ligação com o oceano Atlântico tornando-se uma lagoa continental onde se acumularam restos de mamíferos pleistocênicos. Tal processo seria semelhante ao responsável pelo fechamento da ligação da lagoa Mirim com o oceano Atlântico e origem do banhado do Taim e lagoa Mangueira (Buchmann, 1997).

As revisões estratigráficas desses afloramentos, feitas por Buchmann et al. (2001) e Lopes et al. (2001), com base nos trabalhos de Villwock & Tomazelli (1995) e Tomazelli et al. (2000), levaram à reinterpretação da descrição estratigráfica da área por Soliani Jr. (1973). Os sedimentos identificados por esse autor como sendo lagunares, pertencentes à Formação Santa Vitória, são, na verdade, os sedimentos praiais que contem icnofósseis de Callichirus e moluscos. Já o que ele classificou como paleossolos são sedimentos lagunares associados ao sistema Laguna-Barreira III e que contem fósseis de megafauna. Fósseis in situ só foram encontrados até agora ao norte da ponte sobre a estrada que liga Santa Vitória do Palmar ao Balneário Hermenegildo. Ao sul da ponte, entretanto, ocorrem fósseis rolados no leito do arroio, removidos das barrancas pela erosão. Durante o inverno, a subida do nível das águas do arroio erode as
barrancas e expõe novos fósseis. No verão, o nível da água baixa e expõe a camada fossilífera, possibilitando pesquisas paleontológicas. Os fósseis de mamíferos pleistocênicos do arroio Chuí são conhecidos e estudados há décadas (Paula Couto, 1939a,b, 1953, 1975, 1979; Cunha, 1959; Soliani Jr, 1973; Oliveira, 1992). Esses fósseis são de mamíferos extintos pertencentes a diversos grupos taxonômicos (Fig. 5) que permitem estabelecer correlações bioestratigráficas com depósitos do Pleistoceno do Uruguai e Argentina (Ubilla, 2004). A presença de fósseis de *Equus* sp. indica que essa fauna é de idade Lujanense, de acordo com as idades-mamífero de Pascual (1965). Segundo Rocha de Oliveira *et al.* (2001), os mamíferos fósseis pleistocênicos do Rio Grande do Sul exibem mais afinidades com a fauna Pampeana do norte do Uruguai e Argentina do que com a fauna Brasiliana.

Entre os fósseis do arroio Chuí predominam herbívoros de médio a grande porte em comparação com carnívoros e pequenos vertebrados. Embora a fauna de mamíferos seja a mesma dos depósitos fossilíferos da plataforma continental do Rio Grande do Sul, estes depó-



**Figura 5** - Barrancas do arroio Chuí: (a) Fóssil de preguiça gigante (indicado pela seta), no contato entre os sedimentos praiais (na base) e lagunares; (b) e (c) Atividades de pesquisa; (d) Vista panorâmica das barrancas. (Fotos: Lopes 1999, 2000). **Figure 5** - Banks of Chuí creek: (a) Fossil of a ground sloth (indicated by arrow), in the contact between beach (at the base) and lacustrine sediments; (b) and (c) Research activities; (d) Panoramic view of the banks (Photos: Lopes 1999, 2000). sitos submersos apresentam fósseis de organismos como roedores (Rodrigues, 2003) e aves (Lopes *et al.*, submetido-a) que não tem sido encontrados nos depósitos do arroio. Esta ausência no arroio deve-se, possivelmente, à seleção hidráulica dos restos de organismos de pequeno porte ou à falta de amostragem mais detalhada.

Os fósseis do arroio são relativamente friáveis e de coloração clara, embora fósseis removidos da camada original pela erosão e coletados diretamente do leito do arroio apresentem coloração escura. Os restos exibem diferentes estados de preservação, desde fragmentos pequenos e não-identificados (Fig. 6), até peças inteiras (Fig. 7). Os fósseis ocorrem em três graus de articulação: (I) articulados (Fig. 8), (II) desarticulados mas associados, e (III) isolados. Estas características, mais a presença de diferentes partes esqueletais pertencentes aos tres Grupos de Voorhies, sugerem que os fósseis são provenientes de diversas áreas-fonte, situadas a diferentes distâncias do atual depósito. A grande quantidade de fragmentos não-identificáveis, exibindo fraturas planas características de quebramento pós-fossilização, indica que esses



**Figura 6** - Fragmentos fósseis *in situ* (Foto: Lopes, 2002). **Figure 6** - *In situ* fossil fragments (Photo: Lopes, 2002).



**Figure 7** - Úmero completo de preguiça gigante (Foto: Lopes, 2003).

**Figure 7 -** Complete humerus of a giant sloth (Photo: Lopes, 2003).



**Figura 8 -** Vértebras articuladas de *Lestodon* sp., uma preguiça gigante (Foto: Lopes, 2001).

**Figure 8** - Articulated vertebrae of *Lestodon sp.*, a giant sloth (Photo: Lopes, 2001).

fósseis sofreram considerável grau de retrabalhamento, provavelmente devido à remoção do local original de deposição e transporte até o atual depósito fossilífero. A ausência de necrofagia sugere que as carcaças foram rapidamente recobertas por água e/ou sedimento pouco tempo após a morte. A assembléia fóssil do arroio Chuí é politípica e poliespecífica e pode-se, portanto, excluir sua origem como mortalidade catastrófica em massa e ação de predadores. Provavelmente é uma assembléia do tipo cumulativa (*attritional*), formada pela acumulação de fósseis provenientes de diversas áreas e de idades diferentes (Lopes *et al.*, submetido-b).

Os aspectos tafonômicos dos fósseis encontrados ao longo das barrancas do arroio Chuí sugerem que esses restos passaram por pelo menos um ciclo de deposição-exposição-transporte após a morte. Durante esse processo adquiriram a maioria das características tafonômicas observadas. Atualmente, estão passando por um novo ciclo, sendo pouco provável que resistam a esse novo processo devido à fragilidade que adquiriram durante a diagênese.

# MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O arroio Chuí corta diversas fazendas da região e suas águas são bombeadas para irrigar as lavouras de arroz entre novembro e fevereiro. Os depósitos fossilíferos do arroio Chuí não se encontram sob qualquer proteção local, embora moradores locais respeitem e protejam esses restos, guardando-os em casa ou doando o material ao museu local de Santa Vitória do Palmar.

Os afloramentos encontram-se expostos em terras pertencentes a particulares. Uma maneira de proteger o conteúdo fossilífero desses depósitos seria a realização de atividades de educação ambiental junto a escolas, centos comunitários, etc., de modo a conscientizar os moradores da região para não remover os fósseis e evitar que outros o façam sem a supervisão de pesquisadores capacitados.

Os afloramentos encontram-se expostos em terras pertencentes a particulares. Embora não existam ainda medidas formais voltadas para a preservação e manutenção deste sítio, atividades de Educação Ambiental desenvolvidas pela Prefeitura de Santa Vitória do Palmar e ONGs locais têm conscientizado a população local (especialmente jovens e crianças) da importância de não extrair fósseis, garantindo assim a preservação desse importante patrimônio para as gerações futuras.

### AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seu agradecimento aos colegas Renato de Oliveira Cecílio, Renato José F. Lélis e Ulisses Rocha de Oliveira por sua colaboração durante as atividades de campo no arroio Chuí.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Bombin, M; Klamt, E. 1975. Evidências paleoclimáticas em solos do Rio Grande do Sul. *In*: Comunicações do Museu de Ciências da PUCRS, Porto Alegre. (13): 183-193.
- Buchmann, F.S.C. 1997. Banhado do Taim e Lagoa Mangueira: Evolução holocênica da paleoembocadura da Lagoa Mirim, RS, Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Dissertação de Mestrado, 160p.
- Buchmann, F.S.C.; Lopes, R.P.; Rocha de Oliveira, U.; Caron, F.; Lélis, R.J.F; Cecílio, R.O.; Tomazelli, L.J. 2001. Presença de Icnofósseis de *Callichirus* nas Barrancas do Arroio Chuí, RS: Um Novo Afloramento Marinho do Pleistoceno e uma Re-Interpretação da Estratigrafia Local. In: CON-GRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEI- RA DE ESTU-DOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 8, 2001, Imbé. Anais do VIII Congresso da ABEQUA, Imbé.
- Cunha, F.S.L. 1959. Mamíferos fósseis do Pleistoceno do Rio Grande do Sul I - Ungulados. Rio de Janeiro, Divisão de Geologia e Mineralogia, p.1 47 (Boletim 202).
- Delaney, P.J.V. 1965. Fisiografia e geologia da superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. Publicação especial da Escola de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegra, 6: 1-195.
- Fontana, R.L. 1990. Desenvolvimento Termomecâni- co da Bacia de Pelotas e Parte Sul da Plataforma de Florianópolis. In: Raja Gabaglia, G. P. & Milani, E. J. (coords.) Origem e Evolução das Bacias Sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro, pp 377-400.
- Imbrie, J.; Hays, J.; Martinson, D.; McIntyre, A.; Mix, A.; Morley, J.; Pisias, N.; Prell, W.; Schackleton, N. 1984. The Orbital Theory of Pleistocene Climate: Support from a revised Chronology of the Marine <sup>18</sup>O Record. In: Berger,

A. *et al.* (eds.). Milanko- vitch and Climate. Part I. Riedel, pp. 269-305.

- Lopes, R.P; Buchmann, F.S.C; Caron, F.; Itusarry, M.E. 2001. Tafonomia dos fósseis de vertebrados (megafauna extinta) encontrados ao longo das barrancas do arroio Chuí e linha de costa, RS, Brasil. Revista Pesquisas em Geociências. Porto Alegre, RS. 28 (2):67-73.
- Lopes, R.P.; Brião, C.; Buchmann, F.S.C. (submetido-a) Primeiro registro de fósseis de aves marinhas no estado do Rio Grande do Sul, Brasil.
- Lopes, R.P.; Buchmann, F.S.C.; Caron, F. (submetido-b) Aspectos tafonômicos em fósseis de mamíferos extintos (megafauna pleistocênica) encontrados nas barrancas do arroio Chuí, Rio Grande do Sul, Brasil.
- Oliveira, E.V. 1992. Mamíferos fósseis do Pleistoceno superior - Holoceno do Rio Grande do Sul, e seu significado paleoecológico. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Dissertação de Mestrado.
- Paula Couto, C. 1939. Paleontologia do Rio Grande do Sul. Revista do Instituto Histórico e Geográfico do Rio Grande do Sul. v. III, IV, p.29 90.
- Paula Couto, C. 1953. Paleontologia Brasileira (Mamíferos). Rio de Janeiro, Biblioteca Científica Brasileira-Série A. 516 p.
- Paula Couto, C. 1975. Mamíferos Fósseis do Quaterná- rio do Sudeste Brasileiro. Paraná, Bol. Paranaense de Geociências, 33.
- Paula Couto, C. 1979. Tratado de paleomastozoologia. Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciências.
- Pascual, R.; Ortega Hinojosa, E.R.; Gondar, D.; Tonni, E.P. 1966. Las edades de Cenozóico mamalífero de la Provincia de Buenos Aires. In: Borrello, A.V. (ed.), Paleontografia Bonaerense, Fasciculo IV (Vertebrata). Comisión de Investigaciones Científicas, La Plata, Argentina.
- Rocha de Oliveira, U.; Buchmann, F.S.C.; Itusarry, M.E. 2001. Índice de Similaridade de Fager e Índice de Similaridade Faunística de Simpson Aplicados aos Fósseis de Mamíferos Terrestres do Pleistoceno Superior Coletados na Atual Linha de Costa da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Entre o Farol do Albardão e o Balneário do Hermenegil- do. Bacharelado no curso de Geografia, Departamento de Geociências, Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Monografia de conclusão.
- Rodrigues, P.H. 2003. Contribuição ao conhecimento dos carnívoros e roedores pleistocênicos proceden tes da porção sul da planície costeira do estado do Rio Grande do Sul, Brasil. Dissertação de Mestrado – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS. 83p.
- Schackleton, N.J.; Opdyke, N.D., 1973. Oxygen Isoto- pe and Paleomagnetic Stratigraphy of Pacific Core V 28-238: Oxygen Isotopic Temperatures and Ice Volumes on a 10<sup>5</sup> and 10<sup>6</sup> Year Scale. Quaternary Research, 3:39-55.
- Soliani Júnior, E. 1973. Geologia da Região de Santa Vitória do Palmar, RS, e a Posição Estratigráfica dos Fósseis de

Mamíferos Pleistocênicos. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), Dissertação de Mestrado, 88p.

Tomazelli, L.J.; Dillenburg, S.R.; Villwock, J.A. 2000. Late Quaternary geological history of Rio Grande do Sul Coastal Plain, southern Brazil. Revista Brasileira de Geociências, 30(3): 474-476.

Ubilla, M. 2004. Mammalian biostratigraphy of Pleisto- cene fluvial deposits in northern Uruguay, South America.

Proceedings of the Geologists' Association, 115: 347-357.

- Villwock, J.A.; Tomazelli, L.J. 1995. Geologia Costeira do RS. Porto Alegre. Notas Técnicas, Publicação do CECO-UFRGS N° 08, p. 27-29.
- Weeks, L.G. 1952. Factors of Sedimentary Basin Development that Control Oil Occurence. American Association Petroleum Geologists Bulletin, 36:2071-124.

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio Grande (FURG) – Instituto de Oceanografia, Setor de Paleontologia. Av. Itália, km 08, CEP 96201-900, Rio Grande, RS. paleonto\_furg@yahoo.com.br

<sup>2</sup> Universidade Estadual Paulista (UNESP) – Campus do Litoral Paulista – Unidade São Vicente. paleonchico@yahoo.com.br <sup>3</sup> Programa de Pós-Graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, felipecaron@yahoo.com.br

<sup>4</sup> Departamento de Geociências – Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), dgeoadm@furg.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP, <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 31/10/2005, também com versão em inglês.



### **RENATO PEREIRA LOPES**

Graduado em Geografia (Bacharelado) pela Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG) e mestre em Geociências, com ênfase em Paleontologia de Vertebrados, pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Atualmente é doutorando em Geologia Marinha pela UFRGS, enfocando a evolução da planície costeira o Rio Grande do Sul, e é professor de Geologia e Paleontologia na FURG.



## FRANCISCO SEKIGUCHI DE CARVALHO BUCHMANN

Graduado em Oceanologia pela Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG). Fez Mestrado e Doutorado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), área de concentração em Geologia Marinha. Foi professor das disciplinas de Introdução à Estratigrafia e Paleontologia, Paleontologia Geral e Geologia do Quaternário na FURG. Atualmente é professor de Paleontologia e Geologia Marinha da Universidade Estadual de São Paulo (UNESP).



### FELIPE CARON

Graduado em Oceanologia pela Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG) e mestre em Geociências, com ênfase em Geologia Marinha, pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Atualmente é doutorando em Geologia Marinha pela UFRGS, enfocando a estratigrafia de ambientes deposicionais costeiros e evolução da Planície Costeira sul do Rio Grande do Sul



### MARIA ELISABETH GOMES DA SILVA ITUSARRY

Graduada em Oceanologia pela Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG), Mestre em Geociências pela UFRGS, área de concentração Micropaleontologia. Atualmente ministra as disciplinas de Paleontologia Geral e Geologia (Geologia Histórica) nos cursos de Graduação em Geografia e Ciências Biológicas na FURG.

# Mina B-17, Capanema, PA

Expressivo Registro de uma Paleolaguna do Cenozóico Brasileiro

O SÍTIO PALEONTOLÓGICO e paleoambiental Mina B-17, localizado no município de Capanema, nordeste do estado do Pará, guarda o mais expressivo registro de uma paleolaguna do Cenozóico do Brasil. É considerado como parte de um sistema deposicional similar ao hoje existente na margem equatorial entre os estados do Amapá e Maranhão. A seção geológica de aproximadamente 20m de espessura é composta por uma alternância de litofácies carbonáticas de coloração cinza e arenitos, depositados em ambiente de plataforma lagunar de baixa energia, com relativas flutuações do nível do mar, conectado com mar aberto e sistema estuarino. A grande abundancia faunística, sugere ambiente eutrófico, bem oxigenado, de águas límpidas, pouco agitadas, baixa taxa de sedimentação e afetado por ação de ondas. Na paleofauna, destacase o registro de um bioma balanóide, composto por quatro espécies, cujos representantes estão preservados tridimensionalmente, em posição de vida e com vestígios do biócromo. Este é o único registro fossilífero de cirrípedes balanomorfos da América do Sul. Considerando que a atividade mineradora na Mina B-17 revela continuamente novas fontes para a pesquisa científica, a medida tomada tem sido o salvamento do patrimônio fossilífero, sempre que uma nova frente é aberta, com sistemáticas coletas por paleontólogos das instituições públicas de pesquisa do Estado do Pará.

**Palavras-chave:** sitio paleontológico; cirrípides balanomorfos; Cenozóico; Formação Pirabas; paleolaguna

# SIGEP 121

Vladimir de Araújo Távora<sup>1,2</sup> Eric Sandro Ferreira da Silveira<sup>1,3</sup> João Marinho Milhomem Neto<sup>1,4</sup>

**B-17 Mine, Capanema, State of Pará, Brazil** – Expressive Record of a Cenozoic Brazilian Palaeolagoon

The B-17 Mine palaeontological and paleoenvironmental site, located in the Capanema district, northeastern of Pará State, guards the most expressive occurrence of the Brazilian Cenozoic paleolagoon. It can considered similar as part of the recent depositional system, found in the equatorial margin among the Amapá and Maranhão states. The stratigraphic section has about 20m of thickness and is composed by alternance of the gray carbonatic lithofacies and sandstones, deposited in lagoonal environment, with low energy and fluctuations of sea level, connected with open sea and an estuarine system. The faunistic abundance suggests eutrophic and well oxygenated environment with clear and calm waters, low sedimentation rate, affected by waves. The most important data concerning the paleofaune is the record of the balanoid biome, constituted by four species, whose specimens are 3D preserved in life position and with biocrome vestiges. This is the only fossiliferous record of the balanomorph cirripedia of the South America. Taking in consideration that the limestone mine activities in the area continuously reveals new data, it is developed rescue actions to avoid the lost of the paleontological heritance, such as frequent specific fieldtrips and new paleontological researches.

**Key words:** palaeontolgic site; balanomorph cirripedia; Cenozoic; Pirabas formation; palaeolagoonratigraphy; Gondwana; Serra do Rio do Rastro

# INTRODUÇÃO

A Formação Pirabas (Maury, 1925), miocênica, ocorre descontinuamente nos estados do Pará, Maranhão e Piauí, sendo que suas principais ocorrências estão registradas no nordeste do estado do Pará. O arranjo de seus depósitos evidencia domínio geral de padrão progradacional, revelado pela superposição de fácies progressivamente mais costeiras, associadas à sistema deposicional contendo ilhas barreiras. Devido seu abundante e variado conteúdo fossilífero conter formas típicas de determinados subambientes possibilitou sua divisão em três fácies ecológicas: Castelo (mar aberto), Capanema (laguna) e Baunilha Grande(mangue), cujas áreas de ocorrência mais significativas são a Ilha de Fortaleza, a Mina B-17 e a Ilha de Baunilha, respectivamente.

Amplamente registrada em todo o nordeste paraense e noroeste do estado do Maranhão, a ecofácies Capanema apresenta ocorrência mais expressiva dentro dos limites do município de Capanema, sendo que o sítio paleontológico e paleoambiental Mina B-17, representa o mais completo e contínuo registro de uma paleolaguna cenozóica marinha brasileira, a paleolaguna Capanema da Formação Pirabas, que guarda uma rica e variada associação fossilífera de paleoinvertebrados, paleovertebrados e microfósseis. A seção colunar da Mina B-17 possui cerca de 20 metros de espessura, e apresenta pluralidade litológica e variações do conteúdo biótico, que definem ambiente de plataforma lagunar/restrito sob forte influência de processos de marés em ambientes canalizados, típicos de estuários, sujeito a variações de batimetria, salinidade, substrato e conteúdo de matéria orgânica, relacionadas com flutuações cíclicas do nível do mar de Pirabas, já reconhecidas em grande parte das seções da Formação Pirabas já estudadas anteriormente, tais como na Ilha de Fortaleza e praias do Atalaia e Maçarico- municípios de São João de Pirabas e Salinópolis, respectivamente (Góes et al, 1990; Távora et al., 2002), localidade Aricuru- município de Maracanã (Távora & Fernandes, 1999), Nova Canindé e planície costeira-município de Bragança (Araújo, 2003; Silva, 2004), todas no nordeste do Estado do Pará, bem como seções aflorantes na região noroeste do litoral maranhense (Rossetti, 2000). Este ambiente acha-se geneticamente relacionado com outros depósitos comuns a sistemas estuarinos, tais como delta de maré, baía/laguna estuarina, planície de maré e mangue, englobados na seqüência Pirabas/Barreiras, cujo sistema deposicional deveria incluir um complexo de vales incisos separados por áreas de interflúvios, aproximandose bastante da configuração da atual margem equatorial localizada entre os estados do Amapá e Maranhão (Rossetti et al, 1990; Rossetti, 2000; Rossetti & Góes, 2004).

O abundante registro fossilífero corrobora a estreita afinidade da Formação Pirabas com outras unidades litoestratigráficas sincrônicas do sul dos Estados Unidos, América Central e norte da América do Sul (Venezuela e Colômbia), todas incluídas na Província Biogeográfica Caribeana de Woodring (1966, 1974, 1978). Na paleofauna, destaca-se o registro de um bioma balanóide, único testemunho fóssil de cirrípedes balanomorfos na América do Sul. Foram recuperados 89 exemplares, preservados tridimensionalmente em posição de vida, e com vestígios da coloração original (biócromo).

A atividade de exploração e explotação na Mina B-17 foi iniciada em 1996, quando foram expostos os primeiros pacotes sedimentares da ecofácies Capanema naquele ponto, bem mais espessos e completos do que os já expostos em outras minas exploradas pela Cimentos do Brasil S/A, hoje esgotadas. A pesquisa paleontológica tem sido executada por pesquisadores da Universidade Federal do Pará e Museu Paraense Emílio Goeldi desde 1998, configurando-se como uma importante fonte de pesquisa geológica e paleontológica da Formação Pirabas. A medida que as atividades exploratórias avançam, são ampliados também os dados pertinentes à ecofácies Capanema, pois surgem na superfície exposições de horizontes estratigráficos antes abaixo do nível de base da Mina, ou ainda exposições mais completas de horizontes pouco testemunhados anteriormente.

Desta forma, a importância científica do sítio paleontológico e paleoambiental Mina B-17, justifica-se no fato de guardar o mais expressivo e completo registro de uma paleolaguna do Cenozóico marinho brasileiro, cujas variações qualitativas e quantitativas aliadas às variações de aporte terrígeno revelam flutuações relativas do nível do mar, sistema deposicional relacionado com outros depósitos comuns a sistemas estuarinos atuais. Também o registro único na América do Sul de um bioma balanóide, preservados em posição de ida e com vestígios de seu biócromo, justifica a tomada desta Mina B-17 como referência para a ciência brasileira.

### LOCALIZAÇÃO

A Mina B-17 (01º02'48"S-47º09'18"W), localizase no município de Capanema, Zona Fisiográfica Bragantina, nordeste do Estado do Pará (Fig. 1). O acesso se dá por via terrestre, partindo-se de Belém pela rodovia federal BR-316, por cerca de 220 km, até a cidade de Capanema, de onde toma-se a rodovia estadual PA-124 (Capanema-Salinópolis), por aproximadamente 17 km, até uma estrada vicinal na margem direita, seguin-



Figura 1 - Mapa de localização da Mina B-17. Figure 1 - Location map of Mine B-17.

do-se placas indicativas, quando prossegue-se mais 7 km, chegando-se à Mina B-17, cuja empresa de mineração Cimentos do Brasil S/A (CIBRASA), detém o direito de lavra da pedreira.

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

A Mina B-17 é uma mineração de calcário, em franca atividade desde 1996. Observam-se diversas bancadas abertas para a exploração do calcário, cujos estratos correspondem à ecofácies Capanema da Formação Pirabas (Figs. 2 e 3). De acordo com informações da empresa CIBRASA, a Mina B-17 tem ainda uma sobrevida de pelo menos 50 anos de lavra ativa, sendo considerada uma das maiores reservas brasileiras de matéria prima para fabricação de cimento. Com cerca de 20 metros de espessura, o topo da seção, cerca de aproximadamente 3 metros, correspondem à Formação Barreiras, cuja composição química e mineralógica não favorece seu aproveitamento industrial, fazem deste pacote superior apenas rejeito, que é retirado para que os níveis de calcários imediatamente subjacentes, possam ser beneficiados.

A Formação Pirabas no Estado do Pará, representa o melhor documento paleontológico do Cenozóico marinho brasileiro. Junto com a Formação Barreiras, constituindo a chamada Seqüência Pirabas/Barreiras, são

produtos de um ciclo transgressivoregressivo, estando depositados em uma bacia assimétrica e alongada de direção NW-SE. O preenchimento desta bacia se processou pela instalação de depósitos marinhos carbonáticos de águas rasas e quentes (Formação Pirabas), os quais dão lugar gradativamente a depósitos regressivos de natureza siliciclástica (Formação Barreiras), indicando forte s oerguimento da borda da bacia e inibição da deposição de carbonatos em subambientes de planície de maré, estuário e plataforma interna. As estruturas que controlaram o desenvolvimento da Formação Pirabas e do Grupo Barreiras são falhas normais NW-SE e inclinadas para NE, e falhas transcorrentes NE-SW que funciona-

ram como zonas de transferência. Essa evolução é entendida como decorrente do último episódio de manifestação extensional na margem equatorial brasileira, relacionado ao evento de separação América do Sul-África (Costa *et al.*, 1993).

A seção geológica da Mina B-17 é composta por uma alternância de litofácies carbonáticas de coloração cinza, entre margas,calcilutitos, biocalcarenitos



**Figura 2** - Vista geral da Mina B-17, mostrando parte da seção carbonática e arenitos no topo, ao fundo, enquanto os níveis abaixo cinza claros, correspondem a algumas das litofácies carbonáticas, do total de cerca de 20m da seção completa.

**Figure 2** - General view of Mine B-17, showing part of the carbonatic section and sandstones (top, on the back). The pale gray levels correspond to different carbonatic lithofacies from the 20m section left.



**Figura 3 -** Mina B-17: parte de sua seção colunar, onde se observam bancadas abertas para a exploração do calcário. Trata-se de biocalcarenitos não estratificados, arenitos finos e calcários.

**Figure 3** - Mine B-17: part of the geologic section on the mine walls opened to limestone exploration, exposing massive fossiliferous carbonatic sandstones fine-grain sandstones and limestones.

não estratificados, biocalciruditos e argilitos, além de arenitos maciços no topo da seção (Fig. 4). Esta pluralidade litológica corresponde a diferentes tipos de substratos, que variam entre firmgrounds e softgrounds (Brenchley & Harper, 1998). Os paleoinvertebrados adaptaram-se muito bem a estas mudanças. As formas sésseis (biválvios pectinídeos, ostreídeos e plicatulídeos) e incrustantes (briozoários) são típicas dos firmgrounds. Já os crustáceos decápodes, biválvios epifaunais vágeis e infaunais, preferem substratos mais moles (softgrounds). A litologia e os paleoinvertebrados, com sua dominância e diversidade, caracterizam o ambiente deposicional da ecofácies Capanema como plataforma restrita/lagunar, de baixa energia, com relativas flutuações do nível do mar, que teve conexão com mar aberto e com um sistema estuarino. A comunicação com mar aberto é atestada pela ocorrência de foraminíferos planctônicos, diatomáceas centradas, nanofósseis calcários e dentes de tubarões, todos típicos de ambientes neríticos.

A grande abundância faunística de paleoinvertebrados na ecofácies Capanema da Formação Pirabas, constituída por corais anermatípicos, moluscos biválvios e gastrópodes, crustáceos decápodes, cirrípedes balanomorfos, e equinóides, sugere ambiente marinho eutrófico e bem oxigenado, de águas rasas, límpidas e pouco agitadas. Os corais anermatípicos atestam ambiente com baixa taxa de sedimentação (Fernandes, 1981), enquanto o predomínio de briozoários lunulitiformes (*Lunulites* Lamarck, 1801, *Cupuladria* Canu & Bassler, 1919), incrustantes (*Steginoporella* Smitt, 1873) e foliáceos flexíveis (*Flustra* Linné, 1761) sugerem águas quentes e ambiente de vida afetado por ação de ondas (Távora *et al.*, 2002; Ryland, 1970).

As associações de moluscos, crustáceos decápodes e equinóides, associadas com foraminíferos bentônicos e ostracodes, são formadas por táxons dominantemente eurihalinos, que suportam grandes variações de salinidade. As variações na composição taxonômica dos diversos grupos sistemáticos, principalmente baseandose nas espécies estenohalinas, evidenciam que a salinidade oscilou entre normal, abaixo da normal e acima da normal. Os fósseis mais indicativos destas oscilações são os foraminíferos bentônicos associados com alguns biválvios (pectinídeos e heterodontídeos), que examinados em diferentes perfis de superfície e subsuperfície, mostram claramente variações entre salinidade normal e acima da normal. Em alguns destes perfis, foram também caracterizados níveis



**Figura 4 -** Seção geológica da Mina B-17 (modificado de Costa, 2004).

**Figure 4 -** Geological section of the Mine B-17 (modified from Costa, 2004).

estratigráficos com salinidade abaixo da normal, a partir do registro de corais anermatípicos (Fernandes, 1981) associados a crustáceos decápodes e, decisivamente, às espécies *Balanus eburneus* e *B. improvisus*, cirrípedes balanomorfos de pequeno tamanho, que suportam índices de valores absolutos entre 16 e 18‰ (Távora & Pontes, 2002).

### **Bioma Balanóide**

A fauna de cirrípedes balanomorfos da ecofácies Capanema da Formação Pirabas é composta por quatro espécies, todas viventes atualmente em ambientes marinhos transicionais de pequenas profundidades (Fig.5). Este fato corrobora os dados obtidos com os demais grupos sistemáticos registrados na Formação Pirabas, onde a paleofauna guarda um aspecto moderno, muito próximo da fauna marinha encontrada na costa brasileira atual. Foram confirmadas as espécies Balanus eburneus Gould e B. improvisus Darwin, assinaladas por Brito (1977). Também a espécie M. tintinnabulum (Linnaues) foi corroborada, só que caracterizada no gênero Megabalanus, anteriormente considerada como pertencente ao gênero Balanus. Além disso, foi reconhecida pela primeira vez na Formação Pirabas e como fóssil no Brasil, Balanus dentivarians Henry, que ocorre atualmente no oeste da América Central e México, até o Equador na América do Sul (Henry & McLaughlin, 1975).

Os cirrípedes balanomorfos ocorrem em uma camada de biocalcirudito com 32cm de espessura, rico em paleoinvertebrados, principalmente corais



**Figura 5** - Bioma balanóide da ecofácies Capanema da Formação Pirabas, preservados tridimensionalmente e em posição de vida, com vestígios do biócromo. (a) *Balanus dentivarians*; (b) *B. eburneus*; (c) *B. improvisus*; (d) *Megabalanus tintinnabulum*.

**Figure 5** - Cirripedia biome of the Capanema ecofacies of the Pirabas Formation, preserved in 3D, life position and biocrome vestiges. (a) *Balanus dentivarians*; (b) *B. eburneus*; (c) *B. improvisus*; (d) *Megabalanus tintinnabulum*.

anermatípicos, briozoários e crustáceos decápodes, considerada como uma feição tridimensional, com estrutura interna simples, por não exibir variação vertical ou lateral das feições tafonômicas (Kidwell *et al.*, 1986). Os contatos inferior e superior são bruscos, com seqüências de margas também sem estruturação interna, ricas em microfósseis (foraminíferos e ostracodes) e sem macrofósseis. A concentração fossilífera é monotípica, onde os bioclastos são suportados pela matriz, tridimensionalmente arranjados. Estes correspondem a bioclastos fracamente empacotados a dispersos (Kidwell & Holland, 1991).

Os bioclastos encontram-se preservados sob a forma de restos inalterados, concordantes com a matriz que os envolve, ou seja, ocorrem com o plano de simetria disposto horizontalmente em relação ao substrato (Stanley, 1970). Cerca de 94% dos cirrípedes balanomorfos estudados estão orientados verticalmente em relação ao substrato, indicando soterramento abrupto desses organismos, sem perturbação do fundo. Espécimens orientados horizontalmente e achatados lateralmente perfazem 6% da associação e podem representar bioclastos antigos, restos de cirrípedes já mortos, disponíveis no substrato, que foram soterrados juntos com os vivos, já que todos ocorrem no mesmo horizonte estratigráfico. A preservação em posição de vida sugere que foram soterrados vivos por rápida deposição de sedimentos, tendo sido formada em um único evento, devido ao aumento brusco na taxa de sedimentação, associados a eventos de tempestade (Rodrigues et al., 2003). As variações no tamanho dos

> cirrípedes da concentração fossilífera, relacionam-se com diferentes estágios ontogenéticos, sugerindo também evento de mortandade em massa.

## BIÓCROMO

Os pigmentos orgânicos que dão cor aos invertebrados são denominados biócromos e estão concentrados normalmente nas camadas mais externas da concha e no perióstraco. A pigmentação resulta da degradação dos hormônios, estoque de produtos não aproveitados durante a digestão, ou ainda por acumulação de carotenóides por ação metabólica (Hollingworth & Barker, 1991).

Os biócromos existentes em tecidos duros são: melanina, tetrapirola, omócromo, pterina, quinona e pigmentos naptazarinos, sendo que os dois primeiros são os estáveis. A melanina é produzida por oxidação e subseqüente polimerização do aminoácido tirosina. É insolúvel em solventes orgânicos ou à base de ácidos, estando freqüentemente aderida à proteínas e varia desde a coloração amarela até a negra. Ocorre tanto em partes duras quanto em tecidos moles da maioria dos componentes do reino animal. Enquanto isso, a tetrapirola, apesar de possuir alto grau de estabilidade termodinâmica, é solúvel em muitos líquidos de percolação durante a diagênese dos fósseis (Hollingworth & Barker, 1991). A preservação da cor em partes duras fossilizadas ocorre em conchas cujos constituintes sejam estáveis quimicamente e assim a mineralogia original seja mantida. A camada da cor representa um composto orgânico residual. Os fatores controladores da preservação da cor original são a química e estabilidade do biócromo, a rapidez do recobrimento e sua história tafonômica, assim como a mineralogia original da concha (Hollingworth & Barker, 1991). As camadas com os biócromos são perdidas quando os restos sofrem transporte, ação bacteriana, perfuração por algas endolíticas ou prolongada exposição à luz solar. A preservação da cor original dos fósseis indica que os mesmos foram recobertos rapidamente (Hollingworth & Barker, 1991). Em vários espécimens da tafocenose estudada foram encontrados vestígios do biócromo, provavelmente melanina, localizado nos rádios (manchas avermelhadas) e de maneira mais suave nos parietais (manchas púrpuras). Com a preservação da cor natural sugere-se que estes fósseis sofreram rápido soterramento. As evidências bioestratinômicas acima descritas sugerem que a concentração fossilífera de cirrípedes balanomorfos é parautóctone, ou seja, não sofreu transporte, e que foi soterrada rapidamente, por evento de sedimentação episódica.

As feições sedimentológicas, estratigráficas e tafonômicas reconhecidas nos cirrípedes balanomorfos e na rocha que os contém permitiram supor que a concentrção fossilífera em questão é parautóctone (Kidwell & Bosence, 1991), tendo sido acumulada por ação de ondas de tempestade (Fürsich & Oschmann, 1993), configurando-se em um evento de mortandade em massa. A boa e tridimensional preservação em posição de vida, o baixo grau de fragmentação, a coexistência de indivíduos pertencentes a diferentes estágios ontogenéticos, assim como o não reconhecimento de evidências detransporte (em 92% dos constituintes da tafocenose), abrasão, bioerosão e incrustação comprovam esta hipótese. Além disso a preservação do biócromo representa outro forte argumento para su-

por que os indivíduos tiveram morte catastrófica por terem sofrido soterramento rápido, provavelmente preservados em depósitos abaixo do nível de base das ondas de tempestade, por se tratarem de indivíduos sésseis da epifauna, cuja preservação *in situ* implica necessariamente na ausência de correntes de fluxos junto ao substrato.

# MEDIDAS DE PROTEÇÃO

As rochas da Mina B-17 constituem uma importante jazida de calcário e são, atualmente explotadas para a indústria de cimento, pela Cimentos do Brasil S/ A(CIBRASA). A atividade mineradora traz grandes benefícios sociais e econômicos para a região onde se situa. As bacias de São José de Itaboraí (RJ) e Pernambuco-Paraíba (PE), minas de calcário e evaporitos, respectivamente estão hoje em dia inundadas por águas pluviais, impedindo o prosseguimento das pesquisas geológicas e paleontológicas nessas unidades geotectônicas. E por este motivo, a medida mais indicada para a preservação, e assim impedir a destruição completa do registro, seria o isolamento de uma parte da Mina B-17, para ser a referência da mais expressiva paleolaguna cenozóica brasileira. Entretanto, a realidade da referida Mina é bem distinta, pois a mesma tem pelo menos 50 anos a mais de sobrevida, e a atividade mineradora tem revelado novas frentes de pesquisa científica sucessivamente. Assim, o caráter ativo da mina é indispensável para nós pesquisadores. O isolamento de uma parte da Mina, engessaria a pesquisa, e em pouco tempo não se teria mais o que pesquisar. Pelo exposto, justifica-se que para o avanço da pesquisa geológica e paleontológica, a atividade de lavra deve continuar como é na atualidade. O que tem sido realizado como medida a salvar o patrimônio fossilífero encerrado nas rochas em questão consiste em um acordo entre os responsáveis pela mina e o Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Pará(LabPaleo/ UFPa), onde sempre que há um desmonte, os paleontólogos são chamados para proceder coleta de exemplares, antes que os mesmos sejam destruídos ou soterrados nos rejeitos da mina. Para esta operação, que acontece a cada dois meses, são envolvidos o coordenador, bolsistas e laboratórios do LabPaleo/UFPa, que usufruem de todo o apoio da CIBRASA. O salvamento porém, deve ser melhor discutido, e envolver também outras instituições e órgãos públicos, em ações integradas, que salvaguardem os interesses econômicos da CIBRASA, que detém os direitos de exploração mineral da área.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Araújo, T.C.C. 2003. Micropaleontologia da Formação Pirabas (Eomioceno) no Furo RKS-3, Planície Costeira de Bragança, Estado do Pará. Belém, Trabalho de Conclusão de Curso- Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 58p.
- Brenchley, P.J.; Harper, D.A.T. 1998. *Paleoecology:* ecosystems, environments and evolution. Chapman & Hall, London, 402pp.
- Brito, I.M. 1977. Novas ocorrências de cirrípedes balanomorfos na Formação Pirabas, Mioceno Inferior do Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, **49**(3):465-468.
- Costa,S.A.R.F. 2004. A comunidade de tubarões (Chondrichthyes:Selachii:Galea) da Formação Pirabas, Neógeno da Amazônia Oriental. Programa de Pós Graduação em Zoologia do Museu Paraense Emílio Goeldi e Universidade Federal do Pará, Dissertação de Mestrado, Belém, 125p.
- Costa,J.B.S.; Borges,M.S.; Bemerguy,R.L.;Fernandes, J.M.G.; Costa Jr,P.S.; Costa,M.L., 1993. Evolução Cenozóica da Região de Salinópolis, Nordeste do Estado do Pará. *Geociências*, Rio Claro, **12**(2):373-396.
- Fernandes, A.C.S. 1981. Contribuição a Paleontologia do estado do Pará- Um novo Flabellum (Anthozoa-Scleractinia) na Formação Pirabas. Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, nova série Geologia, Belém, 24: 1-7.
- Fürsich,F.T.; Oschmann,W. 1993. Storm slell beds as tools in basin analysis: the Jurassic Kachchh, western India. *Journal of the Geological Society of London*, London, **150**:169-185.
- Góes, A.M.; Rossetti, D.F.; Nogueira, A.C.R.; Toledo, P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, Série Ciências da Terra, Belém, **2**:3-15.
- Henry, D.P.; McLaughlin, P.A. 1975. The barnacles of the *Balanus amphitrite* complex (Cirripedia Thoraxica). *Zoologische Verhandelingen*, Leiden, **141**:1-254.
- Hollingworth,N.T.J.; Barker,M.J. 1991. Colour pattern preservation in the fossil record: taphonomy and diagenetic significance. In: DONOVAN, S.K. (Ed.) **The processes of fossilization**, New York: Columbia University Press, p.105-119.
- Kidwell,S.M.; Bosence,D.W.J. 1991. Taphonomy and timeaveraging of marine shelly faunas. In: Allison,P.A.; Briggs,D.E. (Eds.) Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record. New York, Topics in Geobiology, Plenum Press, p.115-209.
- Kidwell,S.M.; Holand,S.M. 1991. Field description of coarse bioclastics fabrics. *Palaios*, Tulsa, 6:426-434.
- Kidwell,S.M.; Fursich,F.T.; Aiger,T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentration. *Palaios*, Tulsa, 1:228-238.

- Maury,C.J. 1925. Fósseis terciários do Brasil com descrição de novas formas cretáceas. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Monografia 4. 665p.
- Rodrigues,S.C.; Simões,M.G.; Leme,J.M. 2003. Tafonomia comparada dos Conulatae (Cnidaria), Formação Ponta Grossa (Devoniano), Bacia do Paraná, Estado do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, Brasília, **33**(4):379-388.
- Rossetti, D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-levels changes in a wavedominated estuary (Miocene), São Luis Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **133**: 295-324.
- Rossetti, D.F.; Góes, A.M. 2004. Geologia. *In*:. Rossetti, D.F. & Góes, A.M. (eds.), O Neógeno da Amazônia Oriental. Editora do Museu Paraense Emílio Goeldi, Coleção Friederich Katzer, Belém, p.13-52.
- Rossetti, D.F.; Góes, A.M.; Truckenbrodt, W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, série Ciências da Terra, Belém, **2**: 17-29.
- Ryland, J.S. 1970. **Bryozoans**. London: Hutchinson University Library, 175p.
- Silva,K.J. 2004. Micropaleontologia da Formação Pirabas (Eomioceno) no Furo F-NC/05, Nova Canindé, Município de Bragança, Estado do Pará. Belém. Trabalho de Conclusão de Curso- Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 63p.
- Stanley, S.M. 1970. Relation of shell form to life habitats in the Bivalvia (Mollusca). *GeologicalSociety of America Memoir*, Boulder, **125**:1-296.
- Távora, V.A.; Fernandes, J.M.G. 1999. Estudio de los foraminíferos de la Formación Pirabas (Mioceno Inferior), Estado de Pará, Brasil y su correlación com faunas del Caribe. *Revista Geológica de América Central*, San Jose, 22:63-74.
- Távora, V.A.; Pontes, K.G.A. 2002. Paleoecologia dos cirrípedes balanomorfos da Formação Pirabas(Eomioceno) Estado do Pará. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 41., 2002, João Pessoa. Anais, João Pessoa: Sociedade Brasileira de Geologia. v.1, p.683.
- Távora, V.A.; Mesquita, N.; Souza, S.R.; Cacela, A.S.M.; Teixeira, S.G. 2002. Sistemática e tafonomia dos crustáceos decápodes da ecofácies Capanema da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará, *Revista Brasileira de Geociências*, Brasília, **32**(2): 223-230.
- Woodring, W.P. 1966. The Panama land bridge as a sea barrier. *American Phylosophy Society Proceedings*, Washigton, **110**: 425-433.
- Woodring, W.P. 1974. Affinities of Miocene marine molluscan faunas on Pacific side of Central America. *Publicaciones Geológicas del Instituto Centroamericano de Investigación y Tecnología Industrial*, **4**:179-188.
- Woodring, W.P. 1978. Distribution of Tertiary marine molluscan faunas in southern Central America. *Instituto Geológico Universidad Autonome*, **101**: 153-166.

<sup>1</sup>Laboratório de Paleontologia, Departamento de Geologia, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Caixa Postal 8608, Belém-PA; Bolsista do Programa de Educação Tutorial- PET/ DEPEM/SESu/MEC <sup>2</sup>vladimirtavora@oi.com.br,
<sup>3</sup>ericsilveira2@ig.com.br,
<sup>4</sup>milhomem@ufpa.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 7/1/2007, também com versão em inglês.



### VLADIMIR DE ARAÚJO TÁVORA

Graduado em Geologia pela Universidade Federal do Pará (1989), mestre (1992) e doutor (2000) em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Atualmente é Professor Associado da Universidade Federal do Pará, ministrando as disciplinas da área de Paleontologia no curso de graduação em Geologia; tutor do grupo PET-Geologia desde 2003; membro da Sociedade Brasileira de Paleontologia, Paleontological Society e International Paleontological Association, e membro do Corpo Consultivo da Revista Brasileira de Geociências. Tem experiência na área de Microfósseis Calcários e Paleoinvertebrados, atuando principalmente em paleobiologia e tafonomia de corais, briozoários, moluscos e crustáceos decápodes.



### ERIC SANDRO FERREIRA DA SILVEIRA

Técnico Industrial Químico pelo Centro Federal de Educação Tecnológica do Pará (2004), e graduado em Geologia pela Universidade Federal do Pará (2009). Foi bolsista do Programa de Educação Tutorial (PET/SESu/MEC) do curso de Geologia da Universidade Federal do Pará, e bolsista do PRH-06 da Agência Nacional do Petróleo-ANP, desenvolvendo pesquisa com geoquímica isotópica.



### JOÃO MARINHO MILHOMEM NETO

Técnico em Mineração pelo Centro Federal de Educação Tecnológica do Pará (2002), e graduando em Geologia pela Universidade do Pará. Foi bolsista do Programa de Educação Tutorial (PET/SESu/MEC) do curso de Geologia da Universidade Federal do Pará, e atualmente é bolsista do PRH-06 da Agência Nacional do Petróleo-ANP, desenvolvendo pesquisa com isótopos estáveis de Carbono, Oxigênio e Estrôncio de rochas carbonáticas da Formação Itaituba, Bacia do Amazonas. Membro da Sociedade Brasileira de Geologia.

# Campo de Estromatólitos Gigantes de Santa Rosa de Viterbo, SP

Excelente registro do litoral do mar permiano Irati, Bacia do Paraná

# SIGEP 125

Fresia Ricardi-Branco<sup>1</sup> Edgar Taveiros de Caires<sup>2</sup> (*in memoriam*) Adalene Moreira Silva<sup>3</sup>

ESTROMATÓLITOS são estruturas biosedimentares formadas por atividade fisiológica de microorganismos e constituem fósseis de grande importância para o estudo paleoambiental, ocorrendo em uma vasta gama de situações, especialmente em condições litorâneas.

O Subgrupo Irati é constituído por rochas depositadas em condições de mar restrito, progressivamente mais salino da base para o topo, apresentando folhelhos betuminosos, arenitos, margas, carbonatos e anidrita, indicativos de uma geometria de bacia complexa, em que se configuravam ambientes de golfo e baías de profundidade e salinidades extremamente variáveis.

Na porção setentrional paulista, na região de Santa Rosa de Viterbo, ocorre um campo de estromatólitos gigantes, formados em condições praianas durante o Guadalupiano (Permiano Médio), onde as formas dômicas podem alcançar mais de 3 metros de altura. Tal campo localiza-se em uma pedreira que explora calcário, essencialmente dos domos, há, aproximadamente, 40 anos.

Dada a importância desse registro paleoambiental para os estudos da bacia do Paraná e sua excelente exposição dentro da pedreira, torna-se imperativa a sua delimitação como sítio paleontológico. Cabe ressaltar que os donos da Empresa de Mineração são favoráveis à preservação deste excelente registro de litoral do mar Irati e um dos incentivadores desta iniciativa.

**Palavras-chave:** Subgrupo Irati; estromatólitos; mesossaurídeos; bacia do Paraná; Permiano

Giant Stromatolites field of Santa Rosa de Viterbo, State of São Paulo – Excellent record of the Irati Permian sea coastal environment, Paraná basin

Stromatolites are biosedimentary structures formed by the physiologic activity of microorganisms, and are of great importance to the palaeoenvironmental study. They occur in a wide variety of situations, especially along the sea coast environments.

The Irati Subgroup comprises sedimentary rocks laid under euxinic conditions, with increasing salt concentrations as one moves up from base to top. It composed of oil shales, sandstones, limestone, carbonates and anhydrite, indicative of a very complex basin geometry, whit gulfs and bays revealing great variations in depth and salinity.

In the northeastern portion of state São Paulo, near the town of Santa Rosa de Viterbo region, is an area covered with a giant stromatolites, formed under coastal conditions during the Permian (Guadalupian), whit the domes attaining heights of over three meters. This area is the site of a rock quarry wich has been extracted carbonates, especially that making up the stromatolites, for approximately forty years.

Given the importance of this paleoenvironmental register for the study of the Paraná basin, as well as the excellent visibility of the stromatolites within the quarry, it is imperative that this area be designated a palaeontological site. Moreover, the owners of the quarry have agreed to preserve this outstanding record of the Irati sea coast, and they have encourage the present request.

Key words: Irati Subgroup; Stromamatolite; mesosaurids; Paraná basin; Permian

# INTRODUÇÃO

Os fósseis são instrumentos fundamentais para a compreensão do aparecimento e evolução da vida no nosso planeta durante sua longa história geológica, uma vez que fornecem informações acerca do ambiente no qual habitaram (Carvalho, 2000), sua ecologia e época, sendo possível estabelecer idades relativas e relações estratigráficas, como é o caso do Subgrupo Irati (*sensu* Hachiro *et al.*, 1993). Assim, ao se propor o Sítio de Santa Rosa de Viterbo, pretende-se mostrar e preservar as estruturas biosedimentares, que correspondem a domos estromatolíticos gigantes, na região setentrional paulista e que guardam registro do litoral do mar Irati.

Estromatólitos são estruturas biosedimentares finamente estratificadas, com forma colunar, dômica, etc. formadas em ambiente subaquático, principalmente marinho. Essas estruturas são conhecidas desde o século XIX, embora erroneamente interpretadas até a década de 60 do século XX, como concreções de origem não biológica. Na década de 60 foram descobertos representantes atuais de estromatólitos na costa oeste da Austrália em ambiente hipersalino, posteriormente correlacionados com estruturas freqüentes em rochas précambrianas. Estes fósseis são considerados como uma das evidências mais antigas da vida no planeta, sendo encontrados em quase todos os continentes a partir do Arqueano (Knoll, 2003). Vale salientar que um estromatólito isolado não possui nenhum significado estratigráfico. Somente associações ou grupos de estromatólitos, tais como as ocorrências de Santa Rosa do Viterbo/SP, têm importância estratigráfica e paleoambiental.

Estromatólitos podem ser utilizados na identificação de localidades geográficas onde existiu atividade biológica; na localização de microfósseis; datações e correlações bioestratigráficas em escala regional, considerando variações ambientais e temporais; análise de fácies e processos deposicionais; interpretação de paleoambientes e paleossalinidades; determinação de sentido de paleocorrentes por meio da orientação das biohermas; avaliação da taxa de sedimentação; determinação de "topo" e "base" de camadas em terrenos tectonicamente dobrados; mapeamento de zonas litorâneas antigas através da distribuição dos diferentes "gêneros" de estromatólitos nos ambientes marinhos; medição de amplitudes de marés; e prospecção de bens minerais, como é o caso no Subgrupo Irati.

# LOCALIZAÇÃO

O Sítio aqui descrito está localizado na região nordeste do Estado de São Paulo, em terrenos paleozóicos da Bacia do Paraná, no Município de Santa Rosa de Viterbo (Fig. 2A e B), a aproximadamente 5 km da zona urbana da cidade, homônima (21°49'03"S - 47°32'11"W).

# CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Subgrupo Irati, unidade basal do Grupo Passa Dois, apresenta extensão de aproximadamente 1.000.000 de km<sup>2</sup> dentro da bacia do Paraná, sendo encontradas camadas de rochas sedimentares associadas a esta unidade no Brasil (estados de Mato Grosso, Goiás, Mato Grosso do Sul, São Paulo, Paraná, Sta. Catarina e Rio Grande do Sul), Paraguai, Uruguai e possivelmente Argentina (Zalán, et al., 1990; Hachiro, 1996). A deposição das camadas que o caracterizam aconteceu em condições de mar restrito, progressivamente mais salino da base para o topo. Essa unidade é composta por uma faciologia bastante complexa, com folhelho, folhelho betuminoso, arenito, marga, carbonato e anidrita, indicativos de uma geometria de bacia igualmente complexa, em que se configuravam ambientes de golfos e baías de profundidades e salinidades extremamente variáveis (Daemon et al., 1991). Atualmente, o Subgrupo Irati compreende um pacote de rochas sedimentares que pode alcançar espessura de aproximadamente 70 metros, nas porções centrais da bacia, sendo que a seqüência estratigráfica pode ser facilmente reconhecida no Estado de São Paulo.

O Subgrupo Irati, no estado de São Paulo, apresenta considerável distribuição geográfica aflorando quase continuamente desde o nordeste do estado, em Sta. Rosa de Viterbo, até o limite com o estado do Paraná. A correlação entre os afloramentos é facilitada com base nas suas características litológicas e paleontológicas. (Fig. 1).

A Formação Assistência, na porção nordeste da bacia do Paraná (estados de São Paulo, Mato Grosso, Goiás, Mato Grosso do Sul) foi subdividida nos Membros Morro do Alto (base) e Ipeúna (topo). Essa unidade apresenta uma espessura que varia de 10 a 40 metros contendo as zonas, denominadas *Pygaspis brasiliensis*, *Mesosaurus brasiliensis* e *Paulocaris pachecoi* (Mezzalira, 1980).

O Membro Ipeúna, na porção nordeste compreende um "banco dolomítico", formado por dololutitos e doloarenitos estratificados e, subordinadamente, níveis de brecha, sendo freqüentes nódulos e lentes de sílex. Grada para pares de folhelho/carbonato delgados e re-

SUBGRUPO	FORMAÇÃO	MEMBRO	CAMADA
	Serra Alta / Corumbataí		
IRATI	Assistência	lpeúna	Ritmitos Superiores
			Ritmitos delgados regulares
			Camada Bairrinho (Campo de Estromatólitos de Sta. Rosa de Viterbo)
		Morro do Alto	Camada Laje Azul
			Ritmitos inferiores
			Camadas evaporíticas
			Camadas de folhetos pirobetuminosos
	Taquaral		
	Tatuí		

**Figura 1 -** Subdivisão Estratigráfica do Subgrupo Irati (Hachiro *et al.*, 1993). **Figure 1 -** Stratigraphy division of Irati Subgroup (Hachiro et al., 1993).

gulares, argilo-siltosos cinza escuros a pretos, intercalados com leitos de calcilutitos. Encerra-se com níveis interestratificados de folhelho/carbonato, rítmicos, similares aos anteriores, mas diferenciados pela espessura (cerca de 3 vezes mais espessos) e pela forma dos estratos, em parte lentiformes e nem sempre tabulares (Hachiro, 1996).

A porção basal do Membro Ipeúna conhecida como Camada Bairrinho é a porção minerada no estado de São Paulo. Possui três níveis distintos e uma riqueza em termos de exemplares fósseis. Esta camada é constituída por um banco de carbonatos dolomíticos com 3 metros de espessura em média, onde são reconhecidas duas fácies dolomíticas texturalmente diferenciadas, a quais apresentam ciclicidade no interior do banco. A fácies de textura mais fina é caracterizada por lâminas milimétricas e estratos centimétricos de dololutitos, de cor acinzentada clara, interestratificadas por lâminas milimétricas de dololutitos, de cor escura e com impurezas orgânicas e argilosas (Hachiro, 1996). A outra fácies é composta por doloarenitos cinza claro a creme, em estratos centimétricos plano-paralelos com material clástico. Os aloquímicos são em geral pelotilhas, bioclastos, intraclastos e oóides. No interior do banco também ocorrem de três a quatro níveis tabulares constituídos de brecha intraformacional com espessura entre 5 e 30 cm, com fragmentos tabulares de dolomitos, esteiras algais e fragmentos raros de folhelhos.

Os contatos com as formações sobrejacentes (Serra Alta e Corumbataí) também são concordantes, exceto, nas porções setentrionais do Estado de São Paulo (região de Santa Rosa de Viterbo), onde as condições deposicionais denotam caráter peculiar, ou seja, sedimentação em zona litorânea e marcam o desaparecimento dos folhelhos betuminosos do Irati (Hachiro, 1996).

O Subgrupo Irati vem sendo explorado continuamente desde o século XX, por apresentar camadas ricas em bens minerais. Os afloramentos de calcário ("banco dolomítico") correspondem à localização das principais pedreiras, em especial do Estado de São Paulo. Nas frentes de lavra das pedreiras é possível coletar dados paleontológicos que auxiliam no estudo e compreensão dos aspectos geológicos das Formações Taquaral e Assistência, por meio de correlações bioestratigráficas e paleoambientais, entre outras. No que diz respeito à coleta de fósseis para estudo, as pedreiras representam importantes fontes de dados, uma vez que o trabalho de exploração expõe grandes frentes de rochas e estratos que ainda não sofreram a ação do intemperismo e erosão, como ocorre com aquelas de taludes de estradas.

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O Sítio em questão é uma pedreira que vem sendo explorada desde os anos 70 do século XX por causa do calcáreo dos estromatólitos.

As rochas sedimentares presentes na área pertencem à porção superior do Subgrupo Irati, mais especificamente à Camada Bairrinho do Membro Ipeuna, Formação Assistência (Hachiro, 1996). Atualmente, encontram-se aflorantes desde a base dos estromatólitos até o contato com a Formação Corumbataí, sopreposta (Fig. 2C). Como ocorrências fossilíferas majoritárias, ocorrem grandes estruturas estromatolíticas com mais de 3 metros de altura em forma de domos (figs 3 e 4), onde é possível observar claramente as marcas onduladas na superfície (Fig. 5B). Associados aos domos, encontram-se abundantes esqueletos desarticulados de messossaurídeos, principalmente vértebras e costelas





1

=

-Estromatólito

Figura 2 - Localização de Santa Rosa de Viterbo (a), da pedreira PH 7 (b) e coluna estratigráfica (c). Figure 2 - Localization of Santa Rosa de Viterbo (a), PH 7 quarry (b) and stratigraphic column (c).

Ν

Centro Urbano

Subgrupo Irati

Pedreira Ph7



**Figura 3** - Estromatólitos gigantes (**a**), contato entre o Subgrupo Irati e a Formação Corumbataí (**b**); perfil de um estromatólito com ossos desarticulados de messossaurídeos na base (**c**) e geodo de calcita entre dois estromatólitos (**d**).

**Figure 3** - Giant stromatolites (a), contact between Irati Subgroup and Corumbataí Formation (b); profile of a stromatolite with disarticulate bones of mesosaurids at base (c) and calcite geode between two stromatolites (d).

(Fig. 4). Também podem ser amostradas colunas vertebrais ainda articuladas e vértebras com todas suas hipófi-ses presentes (Fig. 5D). É importante mencionar que esses fósseis encontram-se freqüentemente depositados nos espaços entre dois estromatólitos gigantes, ou mesmo entre as camadas de um estromatólito, indicando que ambas comunidades existiram sincronicamente, embora seja difícil saber se ocuparam o mesmo ambiente. O limite inferior do nível estroma-tolítico é marcado em toda a área de lavra por uma brecha intraformacional, intensamente bioturbada. Esses icnofósseis ocorrentes na brecha podem ser interpretados como rastros de locomoção/alimentação de invertebrados (Fig. 5 C - E). Inicialmente o local foi descrito por Suguio & Sousa (1985) como pertencente à Formação Corumbataí. Estes autores consideram as estruturas encontradas em duas pedreiras de Santa Rosa de Viterbo, como possíveis estruturas estromatolíticas que poderiam representar depósitos de ambiente intermarés na sua porção basal e marinho raso na porção superior.

Suguio & Sousa (1985) também consideraram que os fósseis de mesossaurídeos encontrados corresponderiam a depósitos em águas calmas, sem evidências de retrabalhamento de rochas mais antigas pertencentes à Formação Irati, uma vez que foram observadas colunas vertebrais inteiramente preservadas. Posteriormente, Hachiro (1991, 1996) e Hachiro & Coimbra



**Figura 4 -** Fragmentos de estromatólitos com ossos desarticulados de mesossaurídeos (**a**, **b**, **c** e **d**), notar em (**d**) vértebras com hipófises bem preservadas.

**Figure 4** - Stromatolites fragments associated with disarticulated mesosaurid bones (**a**,**b**, **c** and **d**), check the well preserved hypophysis (**d**).

(1992) redefiniram a localidade com pertencente ao Subgrupo Irati. O local foi interpretado por Hachiro (1996) como uma planície de maré, na qual os restos desarticulados dos mesossaurídeos podem corresponder a bone beds, produto de tempestitos (Fig. 4). Assim os fragmentos de carapaças de crustáceos que compõem coquinas com restos fósseis conhecido por shell beds tempestíticos de plataforma rasa encontrados em pedreiras do Subgrupo Irati ao sudoeste do estado corresponderiam a depósitos de plataforma rasa. Por outro lado, as concentrações de restos de mesossaurídeos, na região de Santa Rosa de Viterbo, constituíram bone beds tempestíticos depositados em planícies de marés (Hachiro & Coimbra, 1992). Essas concentrações de restos ósseos vinculadas às tempestades já haviam sido relatadas em outras localidades no Subgrupo Irati entre Rio Claro e Angatuba, dentro da Formação Assistência. Mais recentemente, Caíres (2005) e Caíres et al. (2005) efetuaram uma

coleta de abundante bone beds, produto de tempestitos (Fig. 4). Assim, os fragmentos de carapaças de crustáceos que compõem coquinas com restos fósseis conhecido por shell beds tempestíticos de plataforma rasa encontrados em pedreiras do Subgrupo Irati ao sudoeste do estado corresponderiam a depósitos de plataforma rasa. Por outro lado, as concentrações de restos de mesossaurídeos, na região de Santa Rosa de Viterbo, constituíram bone beds tempestíticos depositados em planícies de marés (Hachiro & Coimbra, 1992). Essas concentrações de restos ósseos vinculadas às tempestades já haviam sido relatadas em outras localidades no Subgrupo Irati entre Rio Claro e Angatuba, dentro da Formação Assistência. Mais recentemente, Caíres (2005) e Caíres et al. (2005) efetuaram uma coleta de abundante material paleontológico e correlacionaram o sítio como sendo pertencente ao Subgrupo Irati no estado de São Paulo, retomando o estudo do local supracitado.



Figura 5 - Estromatólito gigante (a) associado a marcas de ondas (b) e icnofósseis (c, d e e).
Figure 5 - A giant stromatolite (a) associated to ripple marks (b) and icnofossils (c, d and e).

Desde a década de 1970 várias mineradoras (Pedreira PH 7, Pedreiras Calcário Cruzeiro e Mineração Itaite) vêm explorando o calcário em várias frentes de lavra, uma por vez. Após a retirada do material econômico, a área torna-se local de acúmulo de rejeitos, uma vez que essa atividade remove uma quantidade considerável de estéril, e em seguida passa por processos de revegetação e reflorestamento, conforme legislação vigente. Assim, a frente de lavra hoje ativa apresenta extensão aproximada de 400 metros e aproximadamente 10 metros de altura (Fig. 6). Na Figura 6, é possível observar todas as unidades de mineração atuais, sendo que ao longo da exploração, foi constatada a presença de fósseis em todas as porções do terreno, confirmando a situação de grande privilégio em termos de abundância fossilífera. Dessa forma, provavelmente vários dos pesquisadores que visitaram a região e publicaram seus trabalhos científicos, contaram com amostras de todas essas porções mineradas. Os trabalhos desenvolvidos nos anos 80, por exemplo, contaram com amostras coletadas nas áreas em exploração na época em que decorreu a pesquisa (*e.g.* Suguio & Sousa, 1985). Os trabalhos desenvolvidos nos anos 90 possivelmente contaram com amostras coletadas em outra porção, onde a exploração se desenvolvia no momento (*e.g.* Hachiro, 1991). Já Caíres (2005) e Caíres *et al.* (2005) coletaram amostras da porção explorada mostrada na Figura 6, onde a lavra está sendo desenvolvida atualmente e onde está localizada a melhor exposição do campo de estromatólitos gigantes.



**Figura 6** - Imagens de satélite da área de exploração ativa no momento (**a** e **b**) Frente total de exploração e extração do calcário; (**c** e **d**) Disposição da área passível de seleção para ser preservada do sítio paleoambiental, onde está a melhor exposição dos estromatólitos (trecho de aproximadamente 200 metros) \*Créditos das imagens de satélite: Google Earth System Online, 2006.

**Figure 6** - Satelite images of under exploration area at the present **(a** and **b)**, entire area under mining activities and limestone exploration; **(c** and **d)** air view of potential preservation area, the best exposition with stromatolites (almost 200 m of extension) \* Satelite images: Google Earth System Online, 2006.

# MEDIDAS DE PROTEÇÃO (RECOMENDAÇÕES)

Atualmente a pedreira PH-7 encontra-se em plena exploração. A Figura 6 apresenta imagens de satélite, retiradas do *site* Google Earth, da atual frente de lavra, que apresenta uma extensão total de aproximadamente 400 metros. Em toda a área ocorre o nível de estromatólitos gigantes, contendo o calcário dolomítico que corresponde ao material econômico explorado.

Analisando a respectiva disposição espacial dos pontos nas imagens de satélite da Figura 6, torna-se

possível notar a abundância de estromatólitos e sua ocorrência num nível bem definido com ampla distribuição lateral/espacial. Sendo assim, é fundamental a preservação dessa seção exposta na área de exploração (Fig. 6).

De acordo com as leis de preservação vigentes, poder-se-iam direcionar esforços no sentido de realizar uma limpeza na seção vertical no local (Fig. 6) e a colocação de estacas e cavaletes para o isolamento do paredão, além da construção de vias para trânsito de pessoas (pesquisadores/visitantes). Os responsáveis pela atividade de mineração se ofereceram para preservar uma área dentro da pedreira, caso exista interesse por parte da comunidade geológica e paleontológica. Também podem ser instalados painéis auto-explicativos dessas bioestruturas.

As ocorrências de estromatólitos servem para atrair turistas, visando demonstrar sua importância na evolução da vida e explicar sua beleza no contexto de fantásticas feições de natureza, tendo interesse para o ecoturismo, como é o caso nas regiões litorâneas do Rio de Janeiro/Brasil, Austrália (atuais) e pode ser o caso do campo de estromatólitos de Santa Rosa de Viterbo/SP (Permiano). Com certeza permitirá o estudo contínuo e compreensão da história do Subgrupo Irati na bacia do Paraná.

### AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem à Fundação de Amparo à pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) pelo apoio financeiro concedido por meio dos projetos de Auxílio a Persquisa Nº 03/07031-7 e de Iniciação Científica Nº 03/07849-0, à empresa mineradora de calcário PH7 e ao Engenheiro de Minas Marco Antonio Cornetti por abrir a frente de lavra para a pesquisa e por haver destinado uma área para abrigar o referido Sítio Paleoambiental , e aos demais pesquisadores e colaboradores do Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) que ajudaram no fornecimento de informações e apoio técnico para este projeto.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

Caíres, E.T. 2005. Tratamento espacial dos dados paleontológicos do Subgrupo Irati no Estado de São Paulo – Brasil. Trabalho de Conclusão de Curso. Instituto de Geociências, UNICAMP. 59p.

- Caíres,E.T.; Ricardi-Branco,F.; Silva,A.M. 2005. Levantamento de dados paleontológicos do Subgrupo Irati (Neopermiano) no Estado de São Paulo – Brasil . In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, XIX, 2005, Aracaju. CD Resumos, SBP, p. 1.
- Carvalho,I.S. (Ed.) 2000. Paleontologia. Ed. Interciência. Rio de Janeiro, 628pp.
- Daemon, R.F.; Casaletti, P.; Ciguel, J.H.G. 1991. *Biopaleogeografia de Bacia do Paraná*. Curitiba, PETROBRÁS. *Relatório interno*.
- Hachiro, J. 1991. Litotipos, associações faciológicas e sistemas deposicionais da Formação Irati no Estado de São Paulo. Dissertação de mestrado, IG-USP, São Paulo, 175 p.
- Hachiro, J. 1996. O Subgrupo Irati (Neopermiano) da bacia do Paraná. Tese de Doutoramento, IG-USP, São Paulo, 196 p.
- Hachiro, J.; Coimbra, A.M. 1992. Bone beds e shell beds como feições diagnósticas de tempestitos da Formação Irati no Estado de São Paulo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, 1992, São Paulo. Anais: 511-512.
- Hachiro, J.; Coimbra, A.M.; Matos, S.L.F. 1993. O Caráter cronoestratigráfico da Unidade Irati. In: Simpósio sobre Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, 1, 1993, Rio Claro. Resumos, IG-UNESP, p. 62-63.
- Knoll, A. 2003. Life on a Young Planet: The First Three Billion Years of Evolution on Earth. Princeton University Press. 277p
- Mezzalira, S. 1980. Bioestratigrafia do Grupo Passa Dois no estado de São Paulo. Revista IG, 1:15-34.
- Suguio,K.; Sousa,S.H.M. 1985. Restos de mesossaurídeos na Formação Corumbataí, Permiano da bacia do Paraná, no Estado de São Paulo. Anais da Academia Brasileira de Ciencias, 57:339-347.
- Zalán, P.V.; Wolff, S.; Astolfi, M.A.; Vieira, I.S.; Concelção, J.
  C.; Appi, V.; Neto, E.; Cerqueira, J. R.; Marques, A. 1990.
  The Praná Basin. In: Leighton; Kolata; Oltz; Eidel (eds)
  Interior Cratonic Basins. American Association Petroleum
  Geologists, Memoir, 51: 681-702.

<sup>1</sup>DGRN, IG, Universidade Estadual de Campinas Cp.6152, CEP 13083-970, Campinas, SP, Brasil. End. eletrônico: *fresia@ige.unicamp.br* 

<sup>2</sup>Geólogo (CREA-SP 5062380663), Rua Hungria, Nº 275, CEP 13318-000, Cabreúva, SP, Brasil. End. eletrônico: *edcaires@gmail.com*  <sup>3</sup>GRM, IG, Univ. de Brasília . Darcy Ribeiro S/N, Asa Norte, CEP 70910-900 - Brasília, DF, Brasil. End. eletrônico: *adalene@unb.br* 

• Trabalho divulgado no site da IGEP <http:// www.unb.br/ig/sigep>, em 24/11/2006, também com versão em inglês.



### FRESIA SOLEDAD RICARDI TORRES BRANCO

Possui graduação em Geografia - Facultad de Ciencias Forestales, Escuela de Geografia (1988), mestrado em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1994), doutorado em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1998) e pós-doutorado no Instituto de Geociências pela Universidade de Brasília (2008). Atualmente é professor doutor do Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleobotânica e tafonomia de vegetais. Atualmente pesquisa e orienta nas paleofloras neopaleozóicas da bacia do Paraná, nas paleofloras paleógenas das bacias de Fonseca e Gandarela e em paleofloras quaternárias.

### EDGAR TAVEIRÓS DE CAÍRES (In memoriam)

Graduação em Geologia no Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas (2005). Exerceu atividades profissionais na Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, GEREMI - Gerência de Recursos Minerais. Rua Costa, nº 55 Cerqueira César 01304-010 - São Paulo, SP – Brasil.-



### ADALENE MOREIRA SILVA

Engenheira Geóloga (1989) - Universidade Federal de Ouro Preto, Mestre (1992) e Doutora em Geologia (1999) -Universidade de Brasília. Pesquisadora do Serviço Geológico Americano (1997-1999). É Professora do Instituto de Geociências da UnB e Professora Colaboradora Voluntária do Instituto de Geociências da UNICAMP. Atua na área de Geociências, com ênfase em Geofísica Aplicada e modelagem de dados espaciais, com foco em novas técnicas de processamento, interpretação e integração de dados aplicados a exploração mineral, hidrogeologia e ambiente. Desde 1997 recebeu auxílios à pesquisa do CNPq, CAPES, FAPESP, USGS (EUA), WISC- AAAS Program - NSF (Women s International Science Collaboration - American Association for the Advancement of Science - National Science Foundation), Programa Petrobras Ambiental.

# Afloramento de Canoinhas, SC

Única localidade de ocorrência da conífera permiana *Krauselcladus* da Bacia do Paraná

# SIGEP 126

Jean Fanton<sup>1</sup> Rosemarie Rohn<sup>2</sup> Fresia Ricardi-Branco<sup>3</sup> Oscar Rösler<sup>4</sup>

O AFLORAMENTO DE CANOINHAS (SC) representa peculiar registro paleontológico e paleoambiental do Guadalupiano da Bacia do Paraná. Sua seção-tipo é bem representativa em termos de litologias da parte superior da Formação Teresina (Grupo Passa Dois) incluindo grande número de litofácies bem preservadas que dificilmente se encontram reunidas numa única localidade. Corresponde à localidade-tipo dos únicos ramos de coníferas conhecidos até o momento para esse intervalo de tempo na porção gonduânica brasileira. Tal conífera, descrita como Krauselcladus canoinhensis, destaca-se pela excepcional preservação morfológica e anatômica, apresentando características xeromórficas que corroboram as interpretações anteriores sobre o contexto climático relativamente seco na Bacia do Paraná. Além da conífera, também ocorrem dentes e escamas de peixes concentrados em bone beds e moluscos bivalves em carbonatos ou coquinas, excepcionalmente misturados com abundantes micrófilos permineralizados e raros caules de licófitas. O ambiente deposicional da formação provavelmente era um grande corpo d'água raso influenciado por tempestades, sem conexão bem evidenciada com o oceano, marcado por ciclicidade climática. O Afloramento de Canoinhas é aqui apresentado como um importante sítio paleontológico e paleoambiental que possui enorme significado histórico-evolutivo por documentar o gradual contexto climático de aridização das regiões do Gondwana ocidental na Bacia do Paraná, a partir do final do Eopermiano.

**Palavras-chave:** Afloramento de Canoinhas; Formação Teresina; Bacia do Paraná; *Krauselcladus*; Coniferales; Guadalupiano **Canoinhas Outcrop, State of Santa Catarina** – Unique Record of the Permian Conifer *Krauselcladus* from the Paraná Basin

The Canoinhas outcrop (State of Santa Catarina) represents peculiar palaeontological and palaeoenvironmental record from the Guadalupian at Paraná Basin, and its section-type is really meaningful in terms of lithologies of the upper Teresina Formation (Passa Dois Group) including a great number of very well preserved lithofacies which are hardly ever found all joined at the same location. It corresponds to the location type of the unique conifers branches known at this time intermission in the Brazilian Gondwanic portion. The conifers described as Krauselcladus canoinhensis pointed by its exceptional morphological and anatomical preservation, presenting xeromorphic features that reinforce the previous understandings about the climatic context relatively dry at the Paraná Basin. There are also fish teeth and scales concentrated in bone beds, and bivalve shells in carbonates or coquinas well mixed with abundant permineralized microphylles, and rare lycophytes stems. The depositional environment of the formation was probably a large shallow water body influenced by storms without evident connection with the ocean and marked by climatic cycles. The Canoinhas outcrop is presented here as an important palaeontological and palaeoenvironmental site which has a huge historic evolutive meaning for recording the gradual climatic context of drought at the western Gondwana regions (including the Paraná Basin) from the end of the Early Permian.

**Key words:** Canoinhas outcrop; Teresina Formation; Paraná Basin; *Krauselcladus*; Coniferales, Guadalupian

# INTRODUÇÃO

O Afloramento aqui descrito constitui registro da porção superior da unidade litoestratigráfica conhecida como Formação Teresina, unidade que integra o Grupo Passa Dois da bacia do Paraná (Schneider *et al.*, 1974; Rohn, 1994, 1997; Rohn & Lavina, 1993; Milani, 1997).

A bacia intracratônica do Paraná, por sua vez, abrange uma vasta região no centro-leste do continente Sul-Americano e é constituída por um pacote sedimentar-magmático que documenta o intervalo temporal entre o Neo-Ordoviciano e Neocretáceo do Gondwana (Milani, 1997). A área correspondente à porção brasileira dessa ampla sinéclise ultrapassa um milhão de km<sup>2</sup> e sua porção oriental localiza-se nos estados de São Paulo, Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul (Milani, 1997).

O afloramento de Canoinhas (SC) representa um singular registro paleontológico e paleoambiental do Guadalupiano (Mesopermiano) da bacia do Paraná. Corresponde à localidade-tipo dos únicos ramos de coníferas conhecidos para esse intervalo de tempo na porção gonduânica brasileira (Yoshida 1968, 1970; Rohn *et al.* 1997; Fanton *et al.* 2006), destacando-se sua excepcional preservação morfológica e anatômica. Em ou-

tras bacias gonduânicas, especialmente no Permiano Médio e Superior, o registro de coníferas também é relativamente escasso e pouco diversificado, fato este que incrementa o valor dos fósseis de Canoinhas para o conhecimento da história evolutiva do grupo das coníferas.

O afloramento também é bem representativo em termos de litologias da parte superior da Formação Teresina, incluindo grande número de litofácies bem preservadas que dificilmente se encontram reunidas numa única localidade. Além das coníferas, também ocorrem dentes e escamas de peixes concentrados em *bone beds* e moluscos bivalves em carbonatos ou coquinas, excepcionalmente misturados com micrófilos permineralizados e raros caules de licófitas.

A porção do afloramento que contém as coníferas fósseis já fora prejudicada com a pavimentação da rodovia Canoinhas-Porto União (SC), podendo desaparecer completamente se, por ventura, ocorrerem obras de duplicação ou ampliação do acostamento. Portanto, cabem medidas de proteção para o sítio geológico.

# LOCALIZAÇÃO

O Afloramento de Canoinhas (26°11'59.8" S e 50°25'58.8" W) está localizado na parte setentrional do Estado de Santa Catarina (SC), distante cerca de 6km a sudoeste do trevo principal do Município de Canoinhas, na rodovia BR 280 que liga Canoinhas a Porto União (Fig. 1). O afloramento subdivide-se em duas partes, uma logo à margem sul e outra à margem norte da rodovia, no km 242. As rochas que contém as coníferas fósseis situam-se à margem sul, praticamente ao nível da estrada. O afloramento à margem norte corresponde a uma pedreira abandonada (Fig. 2) que explorava material para conservação de estradas vicinais da região.

# **HISTÓRICO**

O estudo paleontológico conduzido por Yoshida (1968) pioneiramente descreveu e acomodou sistematicamente os fósseis de coníferas ocorrentes no Afloramento de Canoinhas. Yoshida (1970) erigiu o gênero *Krauselcladus* e duas espécies do novo gênero, classificando os depósitos da localidade-tipo como pertencentes a "Formação Estrada Nova". Tal denominação equivale à nomenclatura alternativa "Formação



**Figura 1 -** Localização do Afloramento de Canoinhas (círculo), na faixa aflorante do Grupo Passa Dois da Bacia do Paraná, norte do estado de Santa Catarina, região sul do Brasil (modificado de Fanton *et al.* 2006).

**Figure 1 -** Location map of Canoinhas outcrop (circle), Santa Catarina State, South Brazil (modified from Fanton *et al.*, 2006).



**Figura 2 -** Vista geral do Afloramento de Canoinhas (SC), à margem norte do km 242 da rodovia BR 280.

**Figure 2** - Canoinhas outcrop panoramic view, located at the north side of the BR 280 road.

Teresina", adotada na maioria dos trabalhos recentes (Schneider *et al.*, 1974; Rohn, 1994, 1997; Rohn & Lavina, 1993, Milani, 1997).

Rohn (1994), analisando a evolução ambiental da Bacia do Paraná na porção leste de Santa Catarina e Paraná confeccionou o perfil colunar do afloramento, descreveu as litologias, identificou preliminarmente o conteúdo paleontológico e através de correlações estratigráficas, concluiu que o afloramento deveria corresponder à parte superior da Formação Teresina (Grupo Passa Dois). Além das coníferas, foram encontradas coquinas de bivalves que incluem micrófilos e alguns caules de licófitas. Publicações posteriores a respeito do significado cronoestratigráfico e paleogeográfico dos fósseis de moluscos bivalves (Simões et al., 1997, Stollhofen et al., 2000) e dos vegetais (Rohn et al. 1997; Rohn & Rösler, 2000) deram luz a novas discussões a respeito da possível idade desses registros e de seu ambiente deposicional.

Fanton *et al.* (2004, 2005, 2006) reinvestigaram os caracteres morfológicos da conífera *Krauselcladus* e aportaram novos dados anatômicos, concluindo que todos os ramos coniferaleanos de Canoinhas podem ser classificados como pertencentes à espécie *K. canoinhensis* Yoshida e sua diagnose foi emendada. Interpretações tafonômicas do nível contendo os abundantes ramos da conífera foram propostas como tentativa de se elucidar este evento particular na história deposicional da bacia do Paraná.

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

### Geologia

O Afloramento de Canoinhas (SC), Figura 2, corresponde à porção superior da Formação Teresina (Rohn, 1994; 1997). Conforme a nomenclatura de Gordon Jr. (1947) e modificações de Schneider *et al.* 

(1974) a Formação Teresina é definida como a unidade litoestratigráfica posicionada entre as formações Serra Alta e Rio do Rasto que junto com a Formação Irati compõem o Grupo Passa Dois na porção central e sul da bacia do Paraná.

Rumo a nordeste da bacia, a formação experimenta diminuição gradual de espessura e passa a apresentar coloração avermelhada sendo geralmente designada como "Formação Corumbataí" no Estado de São Paulo (Rohn, 1994). A designação "Formação Estrada Nova" embora pouco usual, abrange geralmente as formações Serra Alta, Teresina e o Membro Serrinha da Formação Rio do Rasto, ou ainda parte dessas unidades (Rohn, 1994; Meglhioratti, 2006).

Dos 40 metros expostos da porção superior da Formação Teresina no Afloramento de Canoinhas, 14 metros se encontram à margem sul da rodovia e o restante, numa pedreira abandonada próxima à margem norte (Rohn, 1994; Rohn *et al.* 1997; Fanton *et al.* 2006). A seção-tipo completa do afloramento pode ser visualizada na Figura 3.

Na base do afloramento (margem sul) são observados arenitos muito finos e folhelhos interlaminados com acamamento *wavy* e gretas de contração, intercalados por oobiosparitos com bivalves e camadas de arenito calcífero muito fino com laminações cruzadas por ondas e *flaser/ wavy*, laminação paralela e gretas de contração (Fig.3). Após um pequeno trecho encoberto, ocorrem rochas heterolíticas finas com acamamento *wavy*, gretas de contração e finas intercalações de arenitos finos ondulados, seguindo-se um arenito submétrico muito fino calcífero cinza claro onde se encontram os ramos da conífera *Krauselcladus canoinhensis* (Fig.3). Os ramos são abundantes em numerosos níveis horizontais do arenito e estão preservados de maneira excepcional (Fig.4.A)

O afloramento à margem norte da rodovia é predominantemente constituído de argilitos e arenitos muito finos interlaminados, formando acamamento *wavy*. Ocorrem também arenitos com estratificação cruzada por ondas (Fig.3). Em algumas partes, nota-se organização das litologias em sucessões cíclicas granocrescentes ascendentes, cada qual representando modificações graduais entre condições relativamente profundas para mais rasas do ambiente deposicional, ou condições distais para proximais, com maior influência de ondas de tempestades ao final. Na base da exposição norte há uma intercalação de oosparito; na porção média, abundantes diques clásticos (talvez resultantes de abalos sísmicos permianos) e bone beds compostos por dentes e escamas de peixes; e na porção superior, uma coquina composta por bivalves Pinzonella neotropica, cf. Jacquesia elongata (Rohn & Penatti, 1993; Rohn et al., 1995a,b) incluindo abundantes micrófilos e raros caules de licófitas (?Lycopodiopsis derbyi) permineralizados por sílica (Fig.4.C,D).

Conforme alguns autores (Schneider et al., 1974; Milani,1997), o Grupo Passa Dois representaria a continentalização da Bacia do Paraná, com a passagem de condições marinhas para continentais. Especificamente para a Formação Teresina (e também a Formação Corumbataí), vários autores admitiram ambientes marinhos rasos e com planícies de maré (Schneider et al. 1974; Petri & Coimbra, 1982; Souza et al., 1991; entre outros), ao passo que Lavina (1991) e Rohn (1994) descartaram a hipótese da influência de marés e também a comunicação direta com o oceano desse grande mar epicontinetal raso. A falta de evidências da conexão marinha no intervalo da Formação Teresina vem sendo corroborada por recentes estudos que reafirmaram o endemismo de moluscos bivalves dessa formação (Simões et al. 1998; Mello, 1999).

No âmbito da gradual aridização da região da bacia do Paraná devem ter ocorrido oscilações climáticas cíclicas, alternando-se condições ora mais secas, ora mais úmidas, as quais provavelmente controlaram as variações do nível da água e a sua salinidade (Rohn, 1994; Fanton *et al.* 2006; Meglhioratti, 2006). É também sugerido que a gênese dos carbonatos intercalados na Formação Teresina (principalmente calcarenitos e oóides, geralmente com conchas de bivalves, depositados por ondas induzidas por tempestades) estaria relacionada a condições climáticas mais secas, quando o suprimento de siliciclastos era reduzido e as águas se tornavam, provavelmente, mais salgadas, alcalinas e rasas (Rohn, 1994; Meglhioratti, 2006).

A Formação Teresina carece de bons fósseis-guias e, até o momento, não foram encontradas intercalações vulcânicas que permitam realizar datações absolutas. Contudo, existem alguns importantes dados radiométricos para a Formação Irati e indiretamente para a Formação Rio do Rasto. Souza (2006), em sua revisão da palinoestratigrafia do Permo-Carbonífero da Bacia do Paraná, apresentou a informação de que bentonitas intercaladas na Formação Irati (resultantes da alteração de cinzas vulcânicas) teriam a idade de 278.4 $\pm$ 2.2 Ma, equivalendo aproximadamente ao final do Artinskiano. Stollhofen *et al.* (2000) divulgaram que cinzas vulcânicas um pouco acima das últimas ocorrências de bivalves na Formação Gai-As, correlacionáveis a bivalves da parte inferior da Formação Rio do Rasto, foram datadas como 265 $\pm$ 2.5 Ma, o que equivaleria aproximadamente ao meio da Época Guadalupiano (início do Capitaniano). Tais dados permitem posicionar a porção superior da Formação Teresina provavelmente no Guadalupiano inferior (Roadiano).

# PALEONTOLOGIA: A CONÍFERA KRAUSELCLADUS CANOINHENSIS

O gênero *Krauselcladus* Yoshida *emend* Fanton *et al.* é a única conífera formalmente conhecida da porção gonduânica brasileira atribuível ao Guadalupiano (Permiano Médio). Exclusivo do afloramento de Canoinhas (Formação Teresina, Santa Catarina) *Krauselcladus* foi descrito por Yoshida (1970) que definiu duas espécies, *K. canoinhensis* Yoshida e *K. catarinensis* Yoshida.

Os fósseis dessa conífera encontram-se preservados como compressões (Fig.4.A), e na maioria das vezes, com a cutícula excelentemente preservada, o que permitiu a análise anatômica epidérmica de suas folhas. Reinvestigações morfológicas e a obtenção de novos dados anatômicos resultaram na sinonimização das duas espécies anteriormente propostas (Yoshida 1970) para *Krauslecladus canoinhensis* e na acomodação sistemática da espécie dentro da ordem Coniferales, a partir da presença de ductos resiníferos esquisógenos, caráter anatômico diagnóstico para o grupo das coníferas (Fanton *et al.* 2006).

Morfologicamente, a espécie *Krauselcladus canoinhensis* é representada por abundantes ramos estéreis compostos, com quatro ordens de ramificação, densamente cobertos por folhas simples, sésseis, bifaciais, de base decorrente e dispostas espiraladamente no eixo. Dois morfótipos básicos de folhas são encontrados: o morfótipo linear (reto ou falcado) e o lobado (bi ou multilobado), ambos com nervura central conspícua. Uma reconstituição artística baseada no porte arbóreo e um detalhe da morfologia dos ramos pode ser visualizado na Figura 4.A,B.

Anatomicamente, a presença de cutículas grossas, abundantes pontuações nas espessas paredes das células epidérmicas, estômatos afundados e ductos resiníferos refletidos na epiderme são consideradas adaptações estruturais xeromórficas decorrentes de hábitats com deficiência hídrica fisiológica, associados por exemplo a ventos sazonais. Condições relativamente secas são corroboradas também por outras evidências na Formação Teresina (Rohn, 1994, 1997).

Tafonomicamente, a única ocorrência comprovada de ramos da conífera *Krauselcladus* em Canoinhas (SC) pode representar uma situação excepcional no contexto do amplo ambiente deposicional da Formação Teresina (Rohn & Lavina, 1993; Fanton *et al.* 2006). A ótima preservação dos tecidos (carbonificação) sugere rápido sepultamento dos ramos num ambiente subaquático. Considerando que estas coníferas provavelmente habitavam o interior do continente, em áreas com deficiência hídrica fisiológica, é possível que as respectivas comunidades tenham se aproximado ou afastado da ba-



**Figura 3 -** Seção-tipo do Afloramento de Canoinhas (SC). Modificado de Fanton *et al.* (2006).

**Figure 3** - Columnar section of Canoinhas outcrop (SC). Modified from Fanton *et al.* (2006).

cia conforme as variações do clima e as quedas ou subidas do nível relativo da lâmina de água dos ambientes deposicionais. Uma longa fase de freqüentes exposições subaéreas, provavelmente relacionadas a condições mais secas, proporcionou a aproximação das comunidades de coníferas ao ambiente deposicional. Sob influência de uma ou mais fortes tempestades, os ramos de coníferas devem ter sido destacados das árvores, rapidamente transportados e depositados. Desta forma, o acesso de elementos xerófitos à bacia não envolveu transporte necessariamente longo, o que explicaria o seu bom estado preservacional (Fanton *et al.* 2006).

# MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Por se tratar de um afloramento no acostamento de uma rodovia (km 242 da BR 280, SC) a sua situação atual de conservação é dependente dos órgãos públicos e res-

> ponsáveis pelo gerenciamento do trecho. Conforme dados do DNIT/SC e DEINFRA/ SUPRE Norte (antigo "DER/SC") esse segmento rodoviário, que está sob concessão terceirizada, possui condições de tráfego relativamente boas sob pista pavimentada simples com acostamento ora em desníveis. Há intenso movimento de veículos pesados e lentos (caminhões transportando containeres e toras) na rodovia.

> Em obras da estrada, freqüentemente são lançados cascalhos e entulhos ao lado do acostamento, recobrindo parcialmente o principal depósito fossilífero. Portanto, são necessárias providências para a sua preservação. É bastante provável que, em futuro próximo, seja proposta a duplicação da estrada em vista do trânsito intenso de caminhões. Nesse caso, será preciso orientar os órgãos competentes para que o alargamento da estrada seja realizado rumo à margem norte e não ao contrário, para evitar a perda definitiva do patrimônio natural.

> O local do afloramento carece de qualquer sinalização informativa sobre os fósseis, porém moradores antigos da região têm conhecimento sobre a sua existência (interpretando os ramos destacados de coníferas como "espigas de trigo que caíram de um caminhão ao tombar na estrada"). Segundo o comentário de alguns, muitas amostras foram levadas às suas residências como *souvenirs*.



**Figura 4 -** Fósseis do Afloramento de Canoinhas (SC). (**a**-**b**) conífera *Krauselcladus canoinhensis*. (**a**) Compressões de ramos da conífera e reconstrução artística. (**b**) Detalhe de um ramo com folhas heteromórficas. (**c**-**d**) Coquinas com perminaralizações por sílica. (**c**) Micrófilos de Licófita (? *Lycopodiopsis derbyi*). (**d**) Fragmentos e valvas inteiras de conchas de bivalves (*Pinzonella neotropica, cf. Jacquesia elongata*). Barra de escala = 10mm. (**a**-**b**. modificado de Fanton *et al.* 2006).

**Figure 4** - Canoinhas outcrop (SC) fossils. **(a-b)** conifer *Krauselcladus canoinhensis*. **(a)** Branch compressions and artistic reconstruction. **(b)** Detail of branch with heteromorphic leaves. **(c-d)** Permineralized coquinas. **(c)** Microphylles (? *Lycopodiopsis derbyi*). **(d)** Bivalve shells fragments (*Pinzonella neotropica, cf. Jacquesia elongata*). Scale bars = 10mm. **(a-b**. modified from Fanton *et al.,* 2006).

Sugere-se a colocação de sinalização indicativa pertinente no referido trecho rodoviário e a construção de uma área de refúgio para veículos (no lado norte da estrada) com o intuito de se explorar o potencial turístico-educativo do afloramento. A instalação de painéis informativos em linguagem acessível e atraente ao público leigo (com informações a respeito dos tipos de fósseis ali encontrados, a reconstituição do ambiente de vida pretérito no qual esses organismos viveram e outros conhecimentos paleobiológicos) constitui medida interessante na tentativa de se preservar o sítio com a aproximação da sociedade para essa causa. Aconselha-se circundar através de cercado o local de ocorrência das coníferas (restrito a poucos m<sup>2</sup>) para que seja evitada a depredação e/ou coleta das últimas rochas fossilíferas ainda disponíveis.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Fanton, J.C.M.; Ricardi-Branco, F.; Torres-de-Ricardi, M.; Rohn, R. 2004. Estudo morfo-anatômico do gênero de conífera *Krauselcladus* Yoshida, Formação Teresina (Permiano Superior), Bacia do Paraná, Brasil. *In*: Reunião de Paleobotânicos e Palinólogos, XI, Gramado, 2004. *Boletim de Resumos*. São Leopoldo/Porto Alegre; Unisinos/ UFGRS, 2004. v.1, p. 61.
- Fanton, J.C.M.; Ricardi-Branco, F.; Torres-de-Ricardi, M.; Rohn,R. 2005. A conífera neopermiana *Krauselcladus* Yoshida da Formação Teresina (Bacia do Paraná, Brasil). *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, XIX, 2005, Aracaju (SE). *CD Resumos*. Aracaju, Universidade Federal de Sergipe, 2005.
- Fanton, J.C.M.; Ricardi-Branco, F.; Torres-de-Ricardi, M.; Rohn, R. 2006. Reinvestigação da conífera permiana *Krauselcladus* (Formação Teresina, Bacia do Paraná, Brasil): novas interpretações morfológicas e anatômicas. *Rev. Bras. Paleont.*, 9 (2): 221-234.
- Gordon Jr, M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul, Brasil. D.N.P.M.- DGM, Rio de Janeiro, *Not. Prel. Est.*, **38**, 20 p.
- Lavina, E.L. 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scythiano) da Bacia do Paraná. Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS. Tese de doutorado. 2 vols. 333 p.
- Meglhioratti,T. 2006. Estratigrafia de seqüências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e Centro-Sul de São Paulo. Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista Unesp, Rio Claro, Dissertação de Mestrado, 129 p.
- Mello, L.H.C. 1999. Análise cladística dos bivalves do Grupo Passa Dois (Neopermiano), Bacia do Paraná, Brasil: implicações taxonômicas, evolutivas e paleobiogeográficas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, IGc/USP, São Paulo. Dissertação de mestrado. 169 p.
- Milani, E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e o seu relacionamento com a geodinâmica fanerozóica do Gonswana Sul-ocidental. Porto Alegre, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de doutorado, 255 p.
- Petri, S.; Coimbra, A.M. 1982. Estruturas sedimentares das formações Irati e Estrada Nova (Permiano) e sua contribuição para a elucidação dos seus paleoambientes geradores, Brasil. *In:* Congreso Latino-Americano de Geologia, V, 1982. Actas do V Congreso Latino-americano de Geologia, 2:353-371.
- Rohn, R. 1989. O Grupo Passa Dois. *In:* Congresso Brasileiro de Paleontologia, XI, Curitiba, 1989. *Anais do XI Congresso Brasileiro de Paleontologia*. Curitiba, 1989,5:34-42.
- Rohn, R.; Lavina, E.L. 1993. Cronoestratigrafia do Grupo Passa Dois. In: Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná, I, Rio Claro, 1993. Resumos do 1º

Simpósio sobre a Cronoestratigrafia da Bacia do Paraná. Rio Claro: UNESP, 1993,1:77-80.

- Rohn, R.; Penatti, J.R.R. 1993. Bioestratinomia de moluscos bivalves da Formação Teresina (Bacia do Paraná, Permiano Superior). *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, XIII, São Leopoldo, 1993. *Boletim de Resumos do XIII Congresso Brasileiro de Paeloentologia*.. São Leopoldo, SBP, UNISINOS, 1:200.
- Rohn, R. 1994. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, tese de Doutorado, 386 p.
- Rohn, R.; Perinotto, J.A.J.; Fulfaro, V.J.; Saad, A.R.; Simões, M.G. 1995a. On the significance of the *Pinzonella neotropica* Assemblage (Upper Permian) for the Paraná Basin - Brazil and Paraguay. *In*: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, VI, Porto Alegre, 1995. *Resumos Expandidos do VI Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre, SBG/UFRGS, 1995,1:260-261.
- Rohn, R.; Simões, M.G; Fulfaro, V.J.; Perinotto, J.A.J. 1995b. Broad paleobiogeographic and paleoecologic significance of the *Pinzonella neotropica* Assemblage (Upper Permian) in Paraguay for the Paraná Basin. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, XIV, Uberaba, 1995. *Atas do* 14° Congresso Brasileiro de Paleontologia. Rio de Janeiro, SBG, 1995.1:110.
- Rohn, R. 1997. The Upper Permian of the Paraná Basin, Brazil: a new stratigraphic approach. *Gaea Heidelbergensis*, *Heidelberg*,**3**:290-291.
- Rohn, R.; Pennatti, J.R.R.; Iannuzzi, R.; Rösler, O.; Czajkowski, S.; Cavalheiro, M.C.T.; Mendonça, E.; Ricardi-Branco, F.S. 1997. Ocorrências de macrofitofósseis nas formações Teresina e Rio do Rasto (Permiano Superior da Bacia do Paraná) em Santa Catarina, Brasil. *Rev. Univ. Guarulhos, Guarulhos*, 2 (nº especial):49-57.
- Rohn, R.; Rösler,O. 2000. Middle to Upper Permian phytostratigraphy of the Eastern Paraná Basin. *Rev. Univ. Guarulhos, Guarulhos*, 5:69-73.
- Rohn, R.; Stollhofen, H. 2000. The Permian age of the Passa Dois Group (Paraná Basin, Southern Brazil) re-affirmed. *In*: International Geologic Congress, XXXI, Rio de Janeiro, 2000. *Abstracts, CD-Room*. Rio de Janeiro, SBG, 2000.
- Schneider, R.L.; Muhlmann, H.; Tommasi, E.; Medeiros, R.A.; Daemon, R.F.; Nogueira, A.A. 1974. Revisão estratigráfica da Bacia do Paraná. *In:* Congresso Brasileiro de Geologia, XXVIII, Porto Alegre, 1974. *Anais*, Porto Alegre, 1:41-65.
- Simões, M.G., Rocha-Campos, A.C.; Anelli, L.E. 1998.
  Paleoecology and evolution of Permian pelecypod assemblages (Paraná Basin) from Brazil. *In:* Johnston, P.A. & Haggart, J.W. (eds.). *Bivalves-An Eon of evolution-Paleobiological studies honoring Norman D. Newell.*Calgary, University of Calgary Press. p. 443-452.
- Souza, S.H.; Suguio, K.; Castro, J.C. 1991. Sedimentary facies of the Estrada Nova and Corumbataí Formation (Late Paleozoic of the Paraná Basin) in the state of São Paulo, Brazil. *In:* International Gondwana Symposium, VII, São Paulo, 1988. *Proceedings*, São Paulo, p. 161-172.

- Souza,P.A. 2006. Late Carboniferous palynostratigraphy of the Itararé Subgroup, northeastern Paraná Basin, Brazil. *Rev. Palaeobot. Palyno.*,**138**:9-29.
- Stollhofen,H.; Stanistreet,I.G.; Rohn,R.; Holzförster,F.; Wanke,A. 2000 The Gai-As lake system, northern Namibia and Brazil. *In*: Gierlowski-Kordesch,E.H. & Kelts,K.R. (eds.) *Lake basins through space and time*. Tulsa, AAPG Studies in Geology, 46:87-108.

<sup>1,3</sup>Depto. Geologia e Recursos Naturais (DGRN), IG, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP). Cidade Universitária "Zeferino Vaz", Caixa postal 6152 CEP: 13083-970. Campinas, SP, Brasil.
<sup>1</sup>jeanfanton@ige.unicamp.br

<sup>3</sup>fresia@ige.unicamp.br

<sup>2</sup>Depto. Geologia Aplicada, IGCE, Universidade Estadual Paulista (UNESP, Rio Claro).

Caixa Postal 178 - CEP: 13506-900. Rio Claro,

Yoshida, R. 1968. *Descrição preliminar de coníferas neopaleozóicas da Bacia do Paraná*. Universidade de São Paulo, dissertação de mestrado, 54 p.

Yoshida, R. 1970. Novo gênero de conífera da Formação Estrada Nova, norte do Estado de Santa Catarina. Rio de Janeiro, Departamento de Produção Mineral, Divisão de Geologia e Mineralogia, 17 p. (*Boletim* **249**).

<sup>4</sup> Depto. Geologia Sedimentar e Ambiental. IGc, Universidade de São Paulo (USP). Caixa Postal 43, CEP 83.430-970, Campina Grande do Sul, PR., Brasil, orosler@igc.usp.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP <http:// www.unb.br/ig/sigep>, em 26/11/2006, também com versão em inglês.



# JEAN CARLO MARI FANTON

Possui graduação em Ciências Biológicas pela Universidade Estadual de Campinas (2004) e mestrado em Geociências pela Universidade Estadual de Campinas (2007). Atualmente é doutorando do programa de pós-graduação em Geociências pelo Instituto de Geociências da Universidade Estadual de Campinas. Tem experiência na área de Botânica, com ênfase em Paleobotânica, atuando principalmente nos seguintes temas: Paleobotânica, Taxonomia & Sistemática, Morfologia, e Evolução de Gimnospermas e Angiospermas.



### **ROSEMARIE ROHN DAVIES**

Possui graduação em Geologia pela Universidade de São Paulo (1982), mestrado em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1988) e doutorado em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1994). Atualmente é professora assistente doutora da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia Estratigráfica, atuando principalmente nos seguintes temas: Paleobotânica, Paleontologia de Invertebrados (principalmente conchostráceos) e Estratigrafia de superfície e subsuperfície, especialmente do Permiano da Bacia do Paraná, iniciando sua atuação também no Permiano da Bacia do Paranába.



### FRESIA SOLEDAD RICARDI TORRES BRANCO

Possui graduação em Geografia - Facultad de Ciencias Forestales, Escuela de Geográfia (1988), mestrado em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1994) e doutorado em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1998). Atualmente é professor doutor do Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleobotânica e tafonomia de vegetais. Atualmente pesquisa e orienta nas paleofloras neopaleozóicas da bacia do Paraná, nas paleofloras paleógenas das bacias de Fonseca, Gandarela e em paleofloras quaternárias.



### **OSCAR RÖSLER**

Possui graduação em História Natural pela Universidade Federal do Paraná (1969), doutorado em Geociências pela Universidade de São Paulo (1972) e pós-doutorado pela University of London (1976). Atuou como Professor Livre Docente do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (1972 – 1995). Tem vasta experiência na área de Geociências, atuando principalmente em Paleontologia e Bioestratigrafia, especialmente da Bacia do Paraná.

SP, Brasil, rohn@rc.unesp.br

# Peirópolis e Serra da Galga, Uberaba, MG

Terra dos dinossauros do Brasil

# **SIGEP 028**

O SÍTIO PALEONTOLÓGICO PEIRÓPOLIS e Serra da Galga apresenta uma das mais ricas faunas de vertebrados e invertebrados do Cretáceo Superior brasileiro. Os depósitos fossilíferos estão estratigraficamente contextualizados na Formação Marília (Bacia Bauru), abrangendo uma ampla área geográfica do município de Uberaba, Minas Gerais. Na literatura científica são descritos vários crocodilomorfos, dinossauros e outros répteis e até mesmo anfíbio provenientes destas localidades. Os fósseis apresentam excelente estado de preservação e juntamente com as rochas da região retratam os ecossistemas terrestres que antecederam às grandes transformações ambientais do final da era Mesozóica.

**Palavras-chave:** Peirópolis; Serra da Galga; Dinossauros; Museu dos Dinossauros; Cretáceo Luiz Carlos Borges Ribeiro<sup>1, 2</sup> Ismar de Souza Carvalho<sup>3</sup>

**Peirópolis and Serra da Galga Paleontological Site, Uberaba, State of Minas Gerais** – Dinosaurs' land in Brazil

The palaeontological site of Peirópolis and S erra da Galga presents one of the most important vertebrate and invertebrate fauna from the Brazilian Late Cretaceous. The fossiliferous outcrops are in the context of Marília Formation (Bauru Basin), in a wide geographic area of the Uberaba County, Minas Gerais State. In the scientific literature are known many crocodylomorphs, dinosaurs and other reptiles from this area. The fossils are well-preserved specimens that together with the exposed rocks tell us about the terrestrial ecosystems that preceeded the great environmental changes of the end of Mesozoic era.

**Key words:** Peirópolis; Serra da Galga; Dinosaurs; Dinosaur Museum; Cretaceous

# INTRODUÇÃO

Desde meados do século passado o município de Uberaba vem sendo alvo de intensas investigações paleontológicas. O motivo é que toda região abrange um dos maiores e mais importantes sítios paleontológicos do Brasil, com registros fósseis datados de 80 a 65 milhões de anos de idade.

Os primeiros achados foram descobertos ao acaso no ano de 1945, quando operários construíam um trecho ferroviário próximo à estação de Mangabeira, localizada na Serra da Galga ao norte da cidade de Uberaba. O paleontólogo Llewellyn Ivor Price do Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM foi convidado a conduzir os estudos, tendo desenvolvido escavações em diversas localidades no entorno de Uberaba até o ano de 1974. Boa parte das investigações foi realizada próximo a Peirópolis em face ao grande potencial paleontológico exposto por inúmeras frentes de escavação de calcário para o fabrico da cal, principal produto da economia do povoado. Todos os fósseis descobertos foram transferidos para o Departamento Nacional da Produção Mineral, no Rio de Janeiro. Tal situação conduziu a uma falta de "vínculo" emocional entre as descobertas científicas e os moradores da região.

A partir da implantação do Museu dos Dinossauros em 1992, procurou-se resgatar esta identidade entre os moradores de Peirópolis e de localidades próximas e o acervo temático dos fósseis do Triângulo Mineiro. Buscou-se desta forma valorizar a identidade local e educar sobre a importância dos estudos paleontológicos e de proteção do patrimônio fossilífero. Hoje a quase totalidade dos funcionários do Centro Price e do Museu dos Dinossauros são moradores de Peirópolis. Eles acreditam que o projeto não é só uma forma de trabalho digno como também uma maneira de estarem presentes nas ações que levam ao desenvolvimento científico, educacional e de divulgação da geologia e paleontologia de sua localidade de origem. Toda a comunidade de Peirópolis se orgulha muito do que tem sido realizado nestes 15 anos em prol da ciência e da preservação dos fósseis e tem buscado junto com as instituições, melhorias e maior projeção aos projetos em implantação, dentre eles a inclusão do sítio no cadastro da SIGEP e futuramente como Patrimônio Natural da Humanidade - UNESCO através da criação do GEOPARQUE - Uberaba Terra dos Dinossauros.

Passados mais de 60 anos da primeira descoberta paleontológica em Uberaba, não só as pessoas como as empresas têm hoje uma percepção bastante melhorada em comparação a de 15 anos atrás, antes da criação do Museu dos Dinossauros. Quase como um consenso, toda a comunidade vê a necessidade de preservar os jazigos fossilíferos bem como transformar toda informação técnica gerada a partir das descobertas, numa linguagem de fácil acesso que permita a compreensão de seu significado, a popularização das geociências e conseqüentemente a democratização do saber.

Dentre as diversas localidades de onde foram recuperados exemplares fósseis, destacam-se os Sítios de Peirópolis (Figs. 1 e 2) e Serra da Galga (Figs. 3 e 4) que se notabilizaram especialmente nestes últimos 7 anos, trazendo à luz do conhecimento informações bastante relevantes numa explosão de novos achados.

Ainda que muito trabalho já tenha sido executado toda esta região ainda encontra-se intocada. Possui imensas áreas potencialmente fossilíferas que, com o avanço das investigações, poderão revelar novos dados para fomentar as ações científico-educacionais e turísticas, com desdobramentos econômicos e conseqüente melhoria de vida de toda a comunidade interferida.

# LOCALIZAÇÃO

As áreas de ocorrências de fósseis de Peirópolis estão inseridas em um polígono tendo como vértices as coordenadas 19°45'00''S - 47°47'30''W; 19°45'00''S -47°42'30''W; 19°40'00''S - 47°42'30''W e 19°40'00''S -47°47'30''W, sendo suas principais localidades de coleta o Ponto 1 (Caieira: 19°43'44'' S - 47°45'10''W) e o Ponto 2 (19°43'21''S - 47°45'10''W) de Price escavados nas décadas de 1940 até 1970, ambos na Serra do Veadinho. O bairro de Peirópolis situa-se na porção sul do perímetro descrito, distante 25 km da cidade de Uberaba. Localiza-se às margens da rodovia Br 262 (Uberaba - Vitória), no km 784.

As ocorrências da Serra da Galga estão inseridas em um polígono com vértices nas coordenadas:  $19^{\circ}34'00''S - 47^{\circ}55'00''W; 19^{\circ}37'00''S - 47^{\circ}55'00''W;$  $19^{\circ}34'00''S - 48^{\circ}05'00''W e 19^{\circ}37'00''S - 48^{\circ}05'00''W,$ destacando-se com grande potencialidade paleontológica o km 153 (19°35'33''S - 48°1'42''W) e o km 153,5 (19°35'17''S - 48°1'48''W). (Fig. 5)

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

### Contexto geológico

O Sítio Paleontológico Peirópolis e Serra da Galga, está localizado em uma grande unidade geológica conhecida como Bacia Bauru, que ocupa a porção centrosul da Plataforma Sul-americana. No Brasil, ela esten-



Figura 1 - Sítio Paleontológico de Peirópolis - Ponto 1 de Price, 1946 a 1970 (Caieira).Figure 1 - Paleontological Site of Peirópolis - Point 1 Price, 1946 a 1970 (Caieira).



**Figura 2 -** Fóssil de *Uberabasuchus terrificus* encontrado no Ponto 1 (Caieira) do Sítio de Peirópolis. **Figure 2 -** *Uberabasuchus terrificus* fossil found at Point 1 (Caieira) of the Peirópolis Site.



Figura 3 - Sítio Paleontológico da Serra da Galga - BR 050 - km 153.Figure 3 - Paleontological Site of Serra da Galga - BR 050 - km 153.



Figura 4 - Escavações paleontológicas realizadas no km 153 da BR 050.Figure 4 - Paleontological excavations performed in km 153 of BR 050 road.



**Figura 5** - Mapa de localização do Sítio Paleontológico de Peirópolis e Serra da Galga. **Figure 5** - Location map of the Paleontological Site of Peirópolis and Serra da Galga.

A implantação da Bacia Bauru, com cerca de 370.000 km<sup>2</sup>, ocorreu durante o Turoniano-Maastrichtiano (Cretáceo Superior). As diversas unidades litoestratigráficas da cobertura pós-basáltica datadas como do cretáceo superior tiveram distribuição geográfica controlada pelo arcabouço estrutural regional (Suguio, 1980; Fernandes & Coimbra, 1998). Estes sedimentos depositaram-se na borda nordeste da Bacia do Paraná em uma bacia delimitada pelos arcos de Ponta Grossa à sul-sudeste, Serra do Mar à leste-sudeste e Canastra (Alto de Paranaíba) à nordeste. A Bacia Bauru ocupa a maior parte do Planalto Ocidental Paulista e se estende também ao Triângulo Mineiro, sul de Goiás, Mato Grosso e Mato Grosso do Sul. A espessura média está em torno dos 227 metros (Poxoréu, MT), mas a espessura máxima preservada atinge os 300 metros (Fernandes & Coimbra, 1999).

O primeiro ciclo deposicional ocorreu sobre um relevo irregular formado pelas formações Botucatu e Serra Geral e pelo próprio embasamento cristalino (Suguio, 1980), sendo que na área do Triângulo Mineiro a configuração morfológica da superfície pré-Bauru era relativamente aplainada com vales amplos e pouco profundos (Davino, 1983). A Bacia Bauru é constituída de rochas siliciclásticas essencialmente psamíticas, depositadas em bacia de drenagem endorreica, assimétrica, e com desertificação gradual para o depocentro. É composta por dois pacotes rochosos cronocorrelatos, conhecidos como Grupo Caiuá e Bauru (Coimbra & Fernandes, 1995).

No Triângulo Mineiro, a depressão de Uberaba, teve sua formação associada ao soerguimento do Alto Paranaíba (Canastra) e limitada pela flexura de Goiânia e pelo lineamento de Araxá-Rio Grande (Barcelos, 1984), a sedimentação clástica originou as formações: Uberaba e Marília.

A Formação Uberaba está restrita ao Triângulo Mineiro, formando uma faixa que vai da região de Veríssimo até Sacramento e passa por Uberaba, Peirópolis e Ponte Alta. Para norte a extensão não é conhecida, pois se encontra recoberta pela Formação Marília (Hasui & Cordani, 1968; Barbosa *et al.*, 1970; Suguio, 1973; Suguio, 1980; Ferreira Jr. & Guerra, 1995).

A Formação Marília, foi proposta inicialmente para os depósitos epiclásticos que ocorrem no Estado de São Paulo; posteriormente, Barcelos (1984) estendeu sua ocorrência ao Triângulo Mineiro. Tem contato concordante e definido com a Formação Uberaba, e, localmente, foi sub-dividida nos membros, Ponte Alta e Serra da Galga (Fig. 6) (Barcelos, 1984; Fulfaro & Barcelos, 1991), cujos sedimentos siliciclásticos foram depositados em ambiente de rios entrelaçados e de leques aluviais.

A formação Marília possui espessura média de 60 metros, é constituída por arenitos e arenitos conglomeráticos com freqüentes estratificações cruzadas (acanaladas e planares) e por conglomerados clasto-suportados polimícticos, contendo seixos arredondados de quartzo, quartzito, xistos, escassos fragmentos de chert e basalto, bem como intraclastos pelíticos e carbonáticos. Em algumas pedreiras de calcário (Caieira em Peirópolis, Partezan e Triângulo na BR-050 e Minas Oeste em Ponte Alta) ocorrem lentes delgadas e extensas, de espessura centimétrica até métrica, de pelito contendo moldes de conchostráceos, ostracodes, gastrópodes, escamas de peixes e carófitas (Campanha *et al.*, 1994;



**Figura 6 -** Mapa Geológico com seções estratigráficas da Bacia Bauru na região de Uberaba. **Figure 6 -** Geological Map with stratigraphic section of the Bauru basin in the Uberaba area.

Senra & Silva e Silva, 1999). Os depósitos de granulação grossa aparecem em camadas alongadas com seção lenticular e base erosiva, formando ciclos com granodecrescência ascendente de espessura métrica. A análise estratigráfica e sua relação com as intercalações carbonáticas, permitiram, estabelecer que todos os depósitos detríticos desenvolveram-se em sistema fluvial entrelaçado dominantemente arenoso de fluxo permanente, formado exclusivamente por fácies de canal (barras linguóides ou de crista sinuosa ou reta) e, de modo localizado, por fácies pelíticas de canal abandonado (Etchehebere, 1993, 1999; Silva *et al.*, 1994; Fernandes, 1998; Goldberg & Garcia, 2000).

A idade da Formação Marília é considerada maastrichtiana (Castro *et al.*, 1999; Gobbo-Rodrigues *et al.*, 2001; Dias Brito *et al.*, 2001), principalmente pelo seu conteúdo fossilífero em vertebrados (quelônios, crocodilídeos, dinossauros, anuros, escamas de peixes, ovos e cascas de ovos), invertebrados (biválvios, gastrópodes, ostracodes, conchostráceos) e fragmentos vegetais (girogonites de carófitas) (Bertini *et al.*, 1993; Campanha *et al.*, 1994; Fernandes, 1998; Magalhães Ribeiro, 1999, 2000 a,b). Vide também Mezzalira (1989) e Mezzalira *et al.* (1989) para registro de ocorrências fossilíferas.

### Paleontologia

A principal unidade fossilífera na região dos sítios é a Formação Marília, notadamente o membro Serra da Galga. Nela encontram-se os principais jazigos fossilíferos do Cretáceo continental brasileiro, no município de Uberaba. Na região já foram identificadas diversas espécies de macrofósseis e também microfósseis os quais são relevantes cientificamente. Algas carófitas, esporocarpos de pteridófitas (Marsiliaceae), ostracodes, gastrópodes, biválvios, icnofósseis de invertebrados e vertebrados (Magalhães Ribeiro & Ribeiro, 1999), assim como uma fauna diversificada freqüente de peixes, anfíbios, répteis (lagartos, tartarugas, crocodilomorfos e Dinosauria) (Barbosa, 1955; Petri, 1955; Suarez & Arruda, 1968; Arid & Vizotto, 1965; 1971; Estes & Price, 1973; Baez & Peri, 1989; Kischlat et al., 1994; Bertini, 1994 a,b; Bertini & Carvalho, 1999; Castro et al., 1999; Senra & Silva e Silva, 1999). Os fósseis são encontrados em um contexto paleoambiental de areni-
tos finos depositados em inundações repentinas em planícies aluviais após longas secas. Lagos de água doce e rios foram raros, geralmente secando durante longos períodos de estiagem. Este foi um fator restritivo à fauna e à flora desta região, as quais deveriam estar adaptadas às condições severas deste ambiente muito árido.

Muitos fósseis de vertebrados cientificamente relevantes provêm da Formação Marília, em especial da região de Peirópolis. Há um importante anfíbio -*Baurubatrachus pricei* Baez & Peri, 1989 – o qual encontra-se praticamente completo (Baez & Peri, 1989). Dentre os crocodilomorfos temos *Itasuchus jesuinoi* (Price, 1955), *Peirosaurus tormini* (Price, 1955) e *Uberabasuchus terrificus* (Carvalho, *et al.*, 2004). Outros répteis são: um lagarto iguanídeo *Pristiguana brasiliensis* (Estes & Price, 1973), e um dinossauro maniraptora relacionado aos dino-aves (Novas *et al.*, 2005). Também ovos fósseis são conhecidos desta região (Magalhães Ribeiro, 1999). (Fig. 7)

A paleofauna de tartarugas de água doce da Bacia Bauru, inclui somente podocnemídeos (Pleurodira, Pelomedusoides), sendo que na região do Triângulo Mineiro apenas uma espécie foi descrita - Cambaremys langertoni, a qual é extremamente importante para o conhecimento da evolução dos quelônios, pois pertence à base da linhagem que conduz ao clado congregando todos Podocnemidae viventes. Este táxon se distingue dos demais podocnemídeos do Cretáceo Superior Sul-Americano por um conjunto único de características do casco (França & Langer, 2005).

Os dinossauros também são freqüentemente encontrados em rochas da Formação Marília. No município de Uberaba duas espécies de titanossaurídeos já foram descritas: Baurutitan britoi e Trigonosaurus pricei (Kellner et al., 2005; Campos et al., 2005). Baurutitan britoi (Kellner et al., 2005) consiste de vértebras sacral e caudais, as quais denotam aspectos bastante peculiares e que possibilitaram a definição deste dinossauro. A segunda espécie caracteriza-se por um conjunto de vértebras cervicais, dorsais, sacrais, caudais e ílio. Ambas as espécies são relevantes por demonstrarem a diversidade de titanossaurídeos em território brasileiro durante o Cretáceo Superior. Além destas duas espécies descritas formalmente são conhecidas da literatura e de coleções, como à do Centro de Pesquisas Paleontológicas L.I. Price (Peirópolis, Minas Gerais) e do Departamento Nacional da Produção Mineral (Seção de Paleontologia, Rio de Janeiro), centenas de ocorrências de ossos, osteodermos, dentes e icnofósseis descobertos em afloramentos naturais e artificiais (cortes de estradas, escavações para poços d'água e obras de engenharia civil).

## CENTRO DE PESQUISAS PALEONTOLÓGICAS LLEWELLYN IVOR PRICE E MUSEU DOS DINOSSAUROS

Para dar continuidade aos trabalhos de investigação científica executados por Llewellyn Price entre as décadas de 1940 a 1970, a Prefeitura de Uberaba iniciou em 1991 a implantação do Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price. Sediado no bairro de Peirópolis à 25 km de Uberaba - MG, suas instalações ocupam a antiga estação ferroviária (Fig. 8), totalmente restaurada para abrigar: alojamento de pesquisadores, laboratórios, reserva técnica, administração e ainda o Museu Paleontológico mais conhecido como Museu dos Dinossauros.



**Figura 7 -** Reconstrução ambiental da região de Uberaba há 70 milhões de anos. (Arte de Deverson da Silva Jr.)

**Figure 7** - Environmental reconstruction of Uberaba area at 70 milion years ago. (Art by Deverson da Silva Jr.)



Figura 8 - Museu dos Dinossauros de Peirópolis - Uberaba-MG.Figure 8 - Museum of the Dinossaurs of Peirópolis - Uberaba- state of Minas Gerais.

O Centro Price e o Museu integram hoje a Fundação Municipal de Ensino Superior de Uberaba - **FUMESU** e o Centro de Ensino Superior de Uberaba - **CESUBE**, ambos subvencionados pela municipalidade.

Desde a implantação, o Centro Price tem norteado

suas ações a fim de atender a três objetivos básicos: proteger os fósseis e depósitos fossilíferos, fomentar, apoiar e realizar pesquisas geo-paleontológicas e divulgar conhecimentos. Para agilizar os trabalhos e possibilitar a ampliação do acervo fóssil, a instituição possui equipes de escavações, com coletas sistemáticas anuais por 6 meses, únicas neste gênero no Brasil.

Dentre as ações desenvolvidas no âmbito da pesquisa, as escavações sistemáticas (Fig. 9) levadas a cabo todos os anos são, na verdade, um grande diferencial da instituição em relação a outras localidades no país. Trata-se de um trabalho único que tem possibilitado um grande incremento do acervo, permitindo conhecer melhor os diversos sítios de Uberaba, dentre eles o de Peirópolis e da Serra da Galga, onde se tem centrado a maior parte das investigações e novas descobertas. A dinâmica desenvolvida entre os processos de coleta e preparação dos exemplares, de maneira contínua, tem permitido grande agilidade aos estudos. Nas mais de duas mil peças existentes no acervo, podem ser encontrados exemplares relacionados aos seguintes gru-



**Figura 9 -** Escavações paleontológicas sistemáticas realizadas no km 153 da BR 050.

**Figure 9 -** Systematic paleontological excavations performed in km 153 of BR 050 road.

pos: dinossauros carnívoros e herbívoros, tartarugas, crocodilos, anura, peixes, mamíferos crustáceos de água doce além de microfósseis de plantas.

Graças a intercâmbios e projetos decooperação técnico-científica com algumas das maiores instituições de pesquisa nesta área, novas informações têm sido aportadas, permitindo uma melhor compreensão acerca da biota continental e seu contexto paleoambiental no Cretáceo Superior. Dentre as instituições parceiras estão: Universidade Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, Universidade do Rio de Janeiro - UNIRIO, Universidade Estadual Paulista - UNESP, Universidade Federal de Uberlândia - UFU, Universidade Federal de Minas Gerais -UFMG, Universidade Federal de Ouro Preto - UFOP, Universidade de São Paulo - USP, Universidade Estadual do Rio de Janeiro – UERJ, Universidad Nacional del Patagônia San Juan Bosco, Museu Argentino de Ciências Naturais e Universidade Nacional del Comahue.

Nestes quinze anos foram publicados cerca de 80 trabalhos sobre os fósseis e seus ambientes de vida em revistas especializadas e eventos científicos. Descrições em nível de graduação e pós-graduação (mestrado e doutorado), contribuíram de maneira significativa para o avanço do conhecimento científico desta região oportunizando a capacitação de pesquisadores nas diversas áreas da paleontologia e geologia.

Para levar o conhecimento ao público leigo de forma simples e didática, foi criado o Museu dos Dinossauros (Fig. 10). Funcionando anexo ao Centro de Pesquisas, sua mostra inclui: réplicas, cenários, dioramas, além de um acervo bastante representativo de fósseis dos diversos componentes da biota desta região, em especial os dinossauros.

Para melhor atendimento, oferece guias treinados para dar explicações e esclarecer dúvidas. O Museu já recebeu mais de um milhão de visitantes de cerca de 1.198 municípios brasileiros e 44 países.

Dentre os programas educacionais mais destacados estão o PROTEU - Programa de Treinamento de Estudantes Universitários e a Semana dos Dinossauros. O primeiro tem como proposta ser um curso de imersão em paleontologia e geologia, enfatizando os aspectos locais e possibilitando uma vivência prático-teórica do contexto onde se inserem as ações do Centro Price. Os resultados têm sido surpreendentes, haja vista que, nos últimos anos, diversos alunos de graduação que o cursaram, hoje estão concluindo pós-graduação nos níveis de mestrado e doutorado em renomadas universidades brasileiras.

A Semana dos Dinossauros (Fig. 11) dedica-se notadamente ao ensino da paleontologia. Voltado em especial aos alunos dos ensinos fundamental e médio, o evento ensina de forma prazerosa a ciência dos fósseis, onde os alunos podem vivenciar todas as etapas da pesquisa, desde o momento da descoberta do fóssil nas escavações até a sua exposição pública no Museu dos Dinossauros. Essa iniciativa científico-educacional-cultural tornou-se o maior evento no país destinado ao público infanto-juvenil, tendo recebido, no ano de 2006, 6.970 alunos de 103 escolas e 18 municípios de Minas Gerais, São Paulo e Goiás.

O grande interesse pelo assunto, aliado à magia que

os dinossauros exercem sobre as pessoas, tem transformado rapidamente Peirópolis em um núcleo regional de turismo e lazer, refletindo na economia local através da exploração comercial de serviços e produtos artesanais, proporcionando assim uma sensível melhora na qualidade de vida dos moradores locais.

Graças às atividades desenvolvidas pelo Centro Price e Museu dos Dinossauros, os fósseis ganharam em Uberaba uma nova aplicação e valor, que transcende até mesmo a importância científica. São elementos imprescindíveis na revitalização sócio-econômico-cultural das comunidades locais portadoras de importantes depósitos fossilíferos, exemplo a ser implantado em regiões com importantes jazimentos fossilíferos, mas que apresentam sérios problemas de extravio e comercialização de fósseis.





Figure 10 - Exposition of the Dinossaurs Museum (Museu dos Dinossauros).



Figura 11 - Oficinas Pedagógicas durante a Semana dos Dinossauros.

Figure 11 - Pedagogic workshops during the Dinossaurs week.

## SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Os fósseis da região de Uberaba, onde está o sítio paleontológico Peirópolis e Serra da Galga, ocorrem em arenitos que nos contam uma longa história de transformações ambientais e climáticas no território brasileiro. Há 80 milhões de anos, o ambiente em que os animais e vegetais de Uberaba viviam, possuía um clima muito mais quente e seco que o atual. Ocorriam momentos mais chuvosos e úmidos, em que inundações repentinas, após longas secas, levavam a eventos catastróficos de morte e soterramento dos organismos. Existiam também lagos de água doce e rios, os quais geralmente secavam durante os longos períodos de estiagem.

O Sítio Paleontológico Peirópolis e Serra da Galga, está localizado em uma grande unidade geológica conhecida como Bacia Bauru, que ocupa a porção centro-sul da Plataforma Sul-americana. No Brasil, ela estende-se por grande parte do planalto ocidental de São Paulo, noroeste do Paraná, parte oriental do Mato Grosso e do Mato Grosso do Sul e sul de Goiás. A sudeste, ultrapassa a fronteira com o Paraguai, ocorrendo na região noroeste daquele país. Encontra-se assentada sobre basaltos da Formação Serra Geral, cuja história inicia-se há aproximadamente 130 milhões de anos. Naquele momento geológico (Cretáceo Inferior), a crosta terrestre foi submetida a intenso fraturamento, com magmatismo de proporções sem similares na história da Terra. O megacontinente Gondwana (formado por América do Sul, África, Índia, Antártica e Austrália) se rompia e surgia então o oceano Atlântico Sul.

O sítio paleontológico Peirópolis e Serra da Galga, localizado nesta bacia sedimentar, apresenta uma das mais ricas faunas de vertebrados e invertebrados do Cretáceo Superior brasileiro. Os depósitos fossilíferos estão estratigraficamente contextualizados na Formação Marília (Bacia Bauru), abrangendo uma ampla área geográfica do município de Uberaba, Minas Gerais. Na literatura científica são descritos vários crocodilomorfos, dinossauros e outros répteis e até mesmo anfíbio provenientes destas localidades.

Os fósseis desta região apresentam excelente estado de preservação, e juntamente com as rochas existentes, retratam os ecossistemas terrestres que antecederam às grandes transformações ambientais do final da era Mesozóica. A partir da implantação do Museu dos Dinossauros em 1992, procurou-se valorizar a identidade local e educar visitantes e a população local sobre a importância dos estudos paleontológicos e de proteção do patrimônio fossilífero.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Centro Price tem realizado ações incisivas no âmbito da proteção do patrimônio fóssil e dos jazigos fossilíferos da região de Uberaba, bem como dos municípios limítrofes que se estendem por todo Triângulo Mineiro.

Com uma política preservacionista e atenta às necessidades de um monitoramento sistêmico de obras de construção civil, realizou por vários momentos o salvamento de inúmeros fósseis em obras na cidade de Uberaba e região. Um bom exemplo aconteceu no ano de 2004 por ocasião da duplicação da BR 050 km 153 dentro do sítio paleontológico da Galga, onde centenas de fósseis de dinossauros Titanosauria foram recuperados.

No ano de 2006 também realizou o salvamento de importantes espécimes fósseis associados a megafauna pleistocênica dentro da malha urbana de Uberaba, exemplares únicos e de tal relevância face à inexistência deste tipo de materiais paleontológicos até então, já que os que normalmente ocorrem são datados do Cretáceo Superior.

#### **Medidas Atuais**

A partir da implantação da nova legislação ambiental em vigor no município de Uberaba em outubro de 2006, todos os empreendimentos que impactem o meio físico com escavações em locais passíveis de ter ocorrências de fósseis, estão sendo monitorados pela equipe técnica do Centro Price, bem como passam por estudos diagnósticos preliminares de maneira a garantir a total integridade do patrimônio paleontológico na área interferida. Dentro desta percepção já foram realizados estudos e avaliações paleontológicas nos locais de construção de estações de tratamento de esgoto, rodovias asfaltadas, indústrias em implantação, projetos de drenagens de águas pluviais etc.

Hoje a realidade vivenciada em Uberaba com relação à proteção de fósseis é bastante confortável e distinta das diversas regiões problemas do país, já que as ações já relacionadas não só permitiram o resgate e a preservação das ocorrências fósseis como inibiram quaisquer iniciativas de comercialização e extravio do documentário paleontológico.

## Políticas Públicas Municipais de Proteção ao Patrimônio Paleontológico

O poder público municipal e a sociedade organizada de Uberaba estão atentos à necessidade de implementar medidas municipais urgentes, em adição às já existentes, de forma a garantir a preservação e integridade dos jazigos fossilíferos dentro dos limites do município, por entenderem que se tratam de valores científico-culturais de importância mundial e que possibilitarão, através de seus estudos, uma melhor compreensão acerca da evolução do planeta e da vida na Terra

1- Decreto 1.234/98 que ratifica o tombamento do "Conjunto Arquitetônico e Paisagístico de Peirópolis -Uberaba/MG", levado a registro no Livro II do Tombo, face ao art. 1º. Da Lei 5.349, 19/05/94, aprovado pelo Conselho Deliberativo Municipal do Patrimônio Histórico e Artístico de Uberaba.

2- O Plano Diretor da cidade de Uberaba constituído em 2006 faz as seguintes menções no que tange aos Sítios Paleontológicos do município e Centro Price/ Museu dos Dinossauros:

#### Lei Complementar 186

"Definir estratégia para proteção, associada ao uso racional e turístico do Sítio Paleontológico, com o objetivo de transformar o Bairro Peirópolis em um centro de turismo ecológico, cultural e educacional;"

"A formular e implementar políticas e programas visando o desenvolvimento sustentável, econômico e social do Bairro Peirópolis, bem como a pesquisa, o uso racional e turístico do sítio paleontológico e Caeira do Meio, assim como a definição de políticas setoriais e a alocação dos investimentos públicos, deverão priorizar as diretrizes previstas neste Capítulo".

"Viabilizar a implantação de cursos de paleontologia, de nível técnico e de pós-graduação, através de convênios entre o Centro de Pesquisas Paleontológicas e universidades afins";

"Manter em boas condições a edificação do Museu de Paleontologia existente, podendo ser feitas obras de reparação, pintura e restauração, conforme legislação pertinente";

"Estabelecer faixa de servidão em áreas de terceiros, para acesso à área de pesquisa paleontológica";

"Viabilizar convênios e parcerias com empresas privadas e institucionais para garantir recursos financeiros, materiais e humanos para a pesquisa paleontológica";

"Promover a manutenção constante das áreas públicas, do Museu Paleontológico, do Centro de Pesquisa, através de desenvolvimento de projetos arquitetônicos, paisagísticos e urbanísticos, inclusive prevendo acessibilidade a todos os cidadãos";

"Incentivar a implantação do Parque dos Dinossauros, com Parque Paleobotânico";

"Promover a divulgação do Museu Paleontológico e do Centro de Pesquisa, bem como do potencial turístico do Bairro Peirópolis na mídia local, nacional e internacional";

"Viabilizar o projeto "Museu ao ar livre", com objetivo de promover o eco-turismo e a visitação monitorada à área de pesquisa resguardando o bom desenvolvimento das atividades de pesquisa científica e de escavações";

"Promover programas de visitação ao Bairro Peirópolis, em parceria com escolas de Uberaba e cidades vizinhas, para divulgar e despertar interesse pela pesquisa paleontológica";

#### Lei Complementar 359

São elementos referenciais do patrimônio natural de Uberaba:

"Área de Proteção Especial - APE Peirópolis ou outra denominação que vier a receber, de acordo com a legislação ambiental vigente";

São diretrizes para a área ambientalmente protegida de Peirópolis:

"Valorização e divulgação do sítio paleontológico de Peirópolis".

"Garantia do domínio e monitoramento local, com o gerenciamento feito pelo Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price";

"Reenquadramento da área ambientalmente protegida de Peirópolis de acordo com a legislação ambiental vigente".

"O reenquadramento da área ambientalmente protegida de Peirópolis deverá ser realizado no prazo de 1 (um) ano, a contar da data de publicação desta Lei, através de parcerias entre o Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price e técnicos do órgão municipal competente".

"Na área ambientalmente protegida de Peirópolis serão implementados os seguintes projetos:

Projeto Especial Fóssil Vivo. (É um componente do Projeto Água Viva da companhia de água e saneamento de Uberaba – CODAU, a ser financiado pelo Banco Mundial BIRD. Tem como objetivo principal garantir a integridade dos jazigos fósseis interferidos durante as escavações para a implantação das obras).

"Projeto para visita monitorada às escavações, com objetivos de pesquisa, lazer, educação e turismo, envolvendo secretarias afins do Município".

Para proteger o patrimônio paleontológico do Município de Uberaba, deverão ser adotadas as seguintes medidas:

Reconhecimento das áreas com potencial paleontológico no Município através de:

"Parcerias e convênios com instituições de ensino e pesquisa, nacionais e internacionais, e com órgãos e entidades de outras esferas governamentais e não governamentais, para pesquisa e demarcação de novos sítios paleontológicos";

"Programas de esclarecimentos e educação voltada para a paleontologia para proprietários e produtores locais";

"Declaração do Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price como órgão gerenciador e monitorador das pesquisas paleontológicas no Município de Uberaba";

"Integração de diversos agentes atuantes na área para proteção das zonas de ocorrência de fósseis".

**3-** O plano diretor para o Bairro de Peirópolis, prevê ações restritivas que não sejam a atividade pecuária e a

pesquisa paleontológica, acima da cota de 870 m, visando a preservação dos diversos pontos de coleta de fósseis no Sítio Paleontológico de Peirópolis. Tal altitude coincide com os primeiros afloramentos da Formação Marília, principalmente na Serra do Veadinho e Br 262, de onde foi retirada a maioria dos fósseis depositados nos acervos do Centro Price e Museu de Ciências da Terra no Rio de Janeiro.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Arid, F.M.; Vizotto, L. D. 1965. Crocodilídeos fósseis nas proximidades de Santa Adélia (SP). Ciência e Cultura, 17(2): 138-139.
- Arid, F.M.; Vizotto, L.D. 1971 Traços paleogeográficos e paleobiológicos do Cretáceo Superior da região norte-ocidental do Estado de São Paulo. Ciência e Cultura, 23(3)(3): 229-236. Azevedo, S.A.K. & Campos, D.A. 1993. Um novo crocodilídio (Mesosuchia) do Cretáceo de Minas Gerais, Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 65(4): 460.
- Baez, A.M.; Peri, S. 1989. Baurubatrachus pricei, nov. gen. et sp., un anuro del Cretacico Superior de Minas Gerais, Brasil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 61(4): 447-458.
- Barbosa,O. 1955. Situação geológica das charophyta de Machado de Melo, Estado de São Paulo. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 4:. 73-74.

Barbosa, O.; Braun, O.P.G; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R 1970. Geologia da região do Triângulo Mineiro. DNPM/DFPM, Rio de Janeiro, Boletim 136,140 p.

- Barcelos, J.H. 1984. Reconstrução paleogeográfica da sedimentação do Grupo Bauru baseada na sua redefinição estratigráfica parcial em território paulista e no estudo preliminar fora do Estado de São Paulo. Tese de Livre Docência. IGCE-UNESP/ Campus de Rio Claro, 1984, 190 p., 4 anexos.
- Bertini, R.J. 1994a. Comments on the fossil amniotes from the Adamantina and Marília formations, continental Upper Cretaceous of the Paraná Basin, Southeastern Brazil (Part 1): Introduction, Testudines, Lacertilia, Crocodylomorpha). Boletim do 3º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro, 1994, UNESP - Campus de Rio Claro/SP, p. 97-100.
- Bertini, R.J. 1994b. Comments on the fossil amniotes from the Adamantina and Marília formations, continental Upper Cretaceous of the Paraná Basin, Southeastern Brazil (Part 2): Saurischia, Ornithischia, Mammalia, Conclusions and final considerations. Boletim do 3° Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro, 1994, UNESP - Campus de Rio Claro/SP, p. 101-104.

Bertini,R.J.; Carvalho, I.S. 1999. Distribuição cronológica dos crocodilomorfos notossúquios e ocorrências nas bacias cretácicas brasileiras. Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Serra Negra, 1999, UNESP -Campus de Rio Claro/SP, p. 517-523.

- Bertini, R.J.; Marshall, L.G; Gayet, M.; Brito, P. 1993.
  Vertebrate faunas from the Adamantina and Marília Formations (Upper Bauru Group, Late Cretaceous, Brazil) in their stratigraphic and paleobiogeographic context. N. Jb. Palaeont. Abh, 188 (1): 71-101.
- Campanha, V.A.; Etchebehere, M.L.; Saad, A.R.; Fulfaro, V.J. 1994. Novas ocorrências fossilíferas no Grupo Bauru na região do Triângulo Mineiro. Geociências, São Paulo, 12(2): 353-372.
- Campos, D.A.; Kellner, A.W.A.; Bertini, R.J.; Santucci, R.M. 2005. On a titanosaurid (Dinosauria, Sauropoda) vertebral column from the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. Arquivos do Museu Nacional, 63(3): 565-593.
- Carvalho, I.S.; Ribeiro, L.C.B.; Avilla, L.S. 2004. Uberabasuchus terrificus sp. nov., a new Crocodylomorpha from the Bauru Basin (Upper Cretaceous), Brazil. Gondwana Research, 7(4): 975-1002.
- Castro, J.C.; Dias-brito,D.; Musacchio,E.A.; Suarez,J.; Maranhão, M.S.A.S.; Rodrigues, R. 1999. Arcabouço estratigráfico do Grupo Bauru no oeste Paulista. Boletim do 5º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Serra Negra, 1999, UNESP - Campus de Rio Claro/SP, p. 509-515.
- Coimbra, A. M.; Fernandes, L. A. 1995. Paleogeografia e Considerações Paleoecológicas Sobre a Bacia Bauru (Cretáceo Superior do Brasil). In: Congreso Argentino de Paleontologia y Bioestratigrafia, 4, Trelew. Actas: Argentina, 1995, p. 85-90.
- Davino, A. 1983. Configuração topográfica pretérita à sedimentação da Formação Uberaba na região de Romaria, Estrela do Sul e Monte Carmelo (MG). Revista Brasileira de Geociências, 13(1): 37-40.
- Dias-Brito, D.: Musacchio, E.A.; Castro, J.C.; Maranhão, M.S.A.S.; Suárez, J.M.; Rodrigues, R. 2001. Grupo Bauru: uma unidade continental do Cretáceo no Brasil - concepções baseadas em dados micropaleontológicos, isotópicos e estratigráficos. Revue Paleobiologie, 20(1): 245-304.
- Etchehebere, M.L.C; Silva, R.B.; Saad, A.R.; Resende, A.C. 1993. Reavaliação do potencial do Grupo Bauru para evaporitos e salmouras continentais. Geociências, São Paulo, 12(2): 333-352.
- Etchehebere, M.L.C.; Fulfaro, V.J.; Saad, A.R.; Perinotto, J.A.J. 1999. O significado estratigráfico da calcretização por água subterrânea no Triângulo Mineiro, sudoeste do Estado de Minas Gerais, Brasil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra (SP), 1999, Boletim, p. 427-431.
- Estes, R.; Price, L.I. 1973. Iguanid lizard from the Upper Cretaceous beds of Brazil. Science, 180: 748-751.
- Fernandes, L.A. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). Tese de Doutorado, Universidade São Paulo, Instituto de Geociências, 215 p.
- Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68(2): 195-205.
- Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M. 1998. Estratigrafia e evolução geológica da Bacia Bauru (Ks, Brasil). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, 1998, Anais, Belo Horizonte, SBG, p. 101.

- Fernandes, L.A.; Coimbra, A.M. 1999. Paleocorrentes da parte oriental da Bacia Bauru (Ks, Brasil). In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra (SP), 1999, Boletim, p. 51-57.
- Ferreira Jr, P.D.; Guerra, W.J. 1995. Análise de elementos arquiteturais na caracterização do sistema fluvial da Formação Uberaba, Cretáceo Superior da Bacia do Paraná, no Triângulo Mineiro. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 8, Anais, Boletim 13, p. 104-106.
- Fulfaro, V.J.; Barcelos, J.H. 1991. Grupo Bauru no Triângulo Mineiro: uma nova visão litoestratigráfica. In: Simpósio do Sudeste, 2, São Paulo, 1991. Atas, São Paulo, SBG/SP-RJ, p. 59-66.
- França, M.A.G; Langer, M.C. 2005. A new freshwater turtle (Reptilia, Pleurodira, Podocnemidae) from the Upper Cretaceous (Maastrichtian) of Minas Gerais, Brazil. Geodiversitas, 27(3): 391-411.
- Gobbo-Rodrigues, S.R.; Santucci, R.M.; Bertini, R.J. 2001. Considerações sobre a idade da Formação Marília (Grupo Bauru, Cretáceo Superior) na região de Peirópolis, Estado de Minas Gerais. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 17 Rio Branco, Boletim de Resumos, Universidade Federal do Acre, p. 48.
- Goldberg, K.; Garcia, A.J.V. 2000. Palaeobiogeography of the Bauru Group, a dinosaur-bearing Cretaceous unit, northeastern Paraná Basin, Brazil. Cretaceous Research, 21:241-254.
- Hasui, Y.; Cordani, U.G. 1968. Idade Potássio-Argônio de rochas eruptivas Mesozóicas do Oeste Mineiro e sul de Goiás. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Belo Horizonte, 1968. Anais, Belo Horizonte, SBG, p. 139-143.
- Kellner, A.W.A.; Campos, D.A.; Trotta, M.N.F. 2005. Description of a titanosaurid caudal series from the Bauru Group, Late Cretaceous of Brazil. Arquivos do Museu Nacional, 63 (3): 529-564.
- Kischlat, E.E.; Barberena, M.C.; Timm, L.L. 1994. Considerações sobre a queloniofauna do Grupo Bauru, Neocretáceo do Brasil. Boletim do 3º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, Rio Claro. UNESP - Campus de Rio Claro/SP, p. 105-107.
- Magalhães Ribeiro, C.M. 1999. Ovos fósseis da Formação Marília (Bacia Bauru, Cretáceo Superior). Academia Brasileira de Ciências, 71(4): 850.
- Magalhães Ribeiro, C.M.; Ribeiro, L.C.B. 1999. Um ovo de dinossauro em sucessões fluviais da Formação Marília (Cretáceo Superior), em Peirópolis (Uberaba, Minas Gerais). Boletim de Resumos do 6º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Pedro, p. 76.
- Magalhães Ribeiro, C.M. 2000a. Microstructural analysis of dinosaur eggshells from Bauru Basin (Late Cretaceous), Minas Gerais, Brasil. Extended Abstracts of the First International Symposium on Dinosaur Eggs and Babies, p. 117-121.
- Magalhães Ribeiro, C.M., 2000b. Nuevo hallazgo de huevo fósil y fragmentos de cáscaras de huevos en la Formación Marília (Cretácico tardio), Uberaba, Minas Gerais, Brasil.

XV Jornadas Argentinas de Paleontologia de Vertebrados, San Luis, Argentina, 2000. Resumenes, p. 33.

- Mezzalira, S. 1989. Os fósseis do Estado de São Paulo, 2a. Ed., Serie Pesquisa, Instituto Geologia, São Paulo,141 p.
- Mezzalira, S.; Maranhão, M.S.A.S.; Vieira, P.C. 1989. Bibliografia analítica da Paleontologia do Estado de São Paulo. Instituto Geológico, São Paulo, Boletim 8, 235 p.
- Novas, F.E.; Ribeiro, L.C.B.; Carvalho,I.S. 2005. Maniraptoran theropod ungual from the Marília Formation (Upper Cretaceous), Brazil. Rev. Mus. Argentino Cienc. Nat., n. s. 79(1) Bueno Aires p.31-36.
- Petri, S. 1955. Carophytas cretácicas de São Paulo. Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia, 4: 67-74.
- Price,L.I. 1955. Novos crocodilídeos dos arenitos da Série Bauru. Cretáceo do Estado de Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 27(4): 487-498.
- Senra, M.C.E.; Silva e Silva, L.H. 1999. Moluscos dulçaqüícolas e microfósseis vegetais associados da Formação Marília, Bacia Bauru (Cretáceo Superior), Minas Gerais, Brasil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 5, Serra Negra (SP), 1999, Boletim, p. 497-500.
- Silva, R.B.; Etchebehere, M.L.C.; Saad, A.R. 1994. Ground water calcretes: uma interpretação alternativa para os calcários da Formação Marília no Triângulo Mineiro. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro, 1994. Boletim, Rio Claro, UNESP, p. 85-89.
- Suarez, J.M.; Arruda, M.R. 1968. Jazigo fossilífero no Grupo Bauru, contendo lamelibrânquios. Anais do 22º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, 1968, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 209-212.

Suguio, K. 1973. Formação Bauru: calcários e sedimentos detríticos associados. Tese de Livre Docência. São Paulo, Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências.

Suguio, K. 1980. Fatores paleoambientais e paleoclimáticos e subdivisão estratigráfica do Grupo Bauru. In: Mesa redonda: a Formação Bauru no Estado de São Paulo e regiões adjacentes, São Paulo, 1980. Coletânea de trabalhos e debates. São Paulo, SBG, Publicação Especial, 7: 15-26.

<sup>1</sup>Fundação Municipal de Ensino Superior de Uberaba-FUMESU/Centro de Ensino Superior de Uberaba – CESUBE/Centro de Pesquisas Paleontológicas L. I. Price. Av. Randolfo Borges Jr., n° 1.250. Univerdecidade, 38.066-005, Uberaba - MG. Brasil. E-mail: cpplip@cesube.edu.br

<sup>2</sup>Universidade de Uberaba - UNIUBE/Instituto de Formação de Educadores - Departamento de Biologia. Av. Nenê Sabino, n° 1801. Universitário, 38.055-500, Uberaba - MG. Brasil. E-mail: lcbrmg@terra.com.br

<sup>3</sup>Universidade Federal do Rio de Janeiro. Departamento de Geologia, CCMN/IGEO. 21.949-900 Cidade Universitária - Ilha do Fundão. Rio de Janeiro - RJ. Brasil. E-mail: smar@geologia.ufrj.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP,
 <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>>, 23/07/2007,



#### ISMAR DE SOUZA CARVALHO

Professor Associado da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Departamento de Geologia. Leciona disciplinas relacionadas à paleontologia e geologia das bacias sedimentares brasileiras nos cursos de graduação e pós-graduação em Geologia. Graduado pela Universidade de Coimbra (Portugal), Mestre e Doutor pela Universidade Federal do Rio de Janeiro e pós-doutorado pela UNESP (Rio Claro) em Geologia. Atua em trabalhos de pesquisa relacionados aos ecossistemas terrestres cretácicos. Pesquisador do CNPQ e FAPERJ.



#### LUIZ CARLOS BORGES RIBEIRO

Diretor do Centro de Pesquisas Paleontológicas Llewellyn Ivor Price e Museu dos Dinossauros, Peirópolis - Uberaba desenvolvendo atividades de pesquisa, ensino e divulgação do conhecimento. Responsável pelas disciplinas de Geologia, Geologia e Paleontologia e Geomorfologia nos cursos de graduação e pós-graduação do Centro de Ensino Superior de Uberaba, e de Geologia e Paleontologia na graduação em Ciências Biológicas da Universidade de Uberaba. Graduado em Geologia pela Universidade Federal de Minas Gerais. Consultor em geologia e paleontologia no âmbito dos projetos ambientais de preservação paleontológica.

# Lajedo de Soledade, Apodi, RN

Ocorrência peculiar de megafauna fóssil quaternária no Nordeste do Brasil

# **SIGEP 127**

Kleberson de Oliveira Porpino<sup>1</sup> Valdeci dos Santos Júnior<sup>2</sup> Maria de Fátima Cavalcante Ferreira dos Santos<sup>3</sup>

O LAJEDO DE SOLEDADE (município de Apodi, Rio Grande do Norte) constitui um importante sítio paleontológico/arqueológico da região semi-árida do nordeste brasileiro e um monumento natural de rara beleza cênica. Compreende um extenso pavimento cárstico recortado por um singular sistema de ravinas, desenvolvido sobre o mais amplo afloramento carbonático pertencente à seção inferior da Formação Jandaíra (Cretáceo Superior, Bacia Potiguar). Os vestígios arqueológicos compreendem fragmentos cerâmicos, material lítico da fase da pedra polida e registros rupestres. Dentre esses, destacam-se os registros rupestres pela abundância e variedade. Os vestígios paleontológicos incluem restos de vertebrados quaternários, principalmente mamíferos, ocorrentes nos sedimentos clásticos que preenchem as ravinas, além de fósseis relacionados à fauna marinha típica da Formação Jandaíra. A preservação do Lajedo é assegurada pela Fundação Amigos do Lajedo de Soledade e pelo envolvimento da comunidade local.

**Palavras-chave:** Pleistoceno; megafauna; tafonomia; arqueologia; pavimento cárstico; Nordeste do Brasil

Lajedo de Soledade, Apodi, State of Rio Grande do Norte – A remarkable megafauna site from northeastern Brazil

Lajedo de Soledade (Apodi municipality, State of Rio Grande do Norte, Brazil) is a noteworthy paleontological/ archaeological site from the semi-arid region of Northeastern Brazil, and a remarkable natural monument. It comprises a broad carstic pavement with several ravines and small caves developed on the largest carbonatic outcrop of the lower section of the Jandaíra Formation (Upper Cretaceous, Potiguar Basin). Archaeological vestiges comprise lithic material, ceramic fragments, rock paintings and engravings. The rock paintings display striking diversity and abundance. Paleontological vestiges include Quaternary vertebrate remains, mostly mammals, collected in the clastic sedimentary filling of ravines, and also some fossils related to the marine fauna of Jandaíra Formation. Current conservation efforts are supported by the Fundação Amigos do Lajedo de Soledade and the collaboration of the local community as well.

**Key words:** Pleistocene; megafauna; taphonomy; archaeology; carstic pavement; Northeastern Brazil

## INTRODUÇÃO

O Lajedo de Soledade corresponde a uma área de aproximadamente 3 km<sup>2</sup>, constituindo a maior exposição de rochas carbonáticas da seção inferior da Formação Jandaíra, Cretáceo Superior, Bacia Potiguar (Bagnoli, 1994). Destaca-se pela beleza cênica proporcionada pelo exotismo das feições cársticas, pelo grande número de pinturas rupestres e pelos fósseis preservados no interior do preenchimento clástico das ravinas e pequenas cavernas ali existentes (Figs. 1 e 2). Representa, assim, um monumento natural de grande interesse científico-cultural e forte apelo turístico.

As primeiras referências ao Lajedo constantes na bibliografia especializada têm mais de 90 anos e podem ser encontradas em trabalhos pioneiros sobre a geologia da região Nordeste do Brasil. Crandall (1910) e Sopper (1923) mencionaram o Lajedo, porém sem fazer referência aos fósseis. Rosado (1957) foi o primeiro autor a registrar a ocorrência de material paleontológico no local (osteodermos isolados de Glyptodontidae). Posteriormente, Souza-Cunha (1966) corroborou esse registro durante uma exploração realizada em diversos depósitos fossilíferos pleistocênicos do Rio Grande do Norte. Comentários e descrições breves sobre os aspectos arqueológicos locais, porém sem aprofundamento analítico, foram efetuados por vários autores (*e.g.* Lamartine, 1960; Cabral & Nasser, 1964). No início da década de 1990 pesquisas sistemáticas, efetuadas por uma equipe multidisciplinar da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e Universidade Federal de Pernambuco (UFPE), foram realizadas no sítio. Os trabalhos de campo resultaram na coleta de relevante quantidade de restos de vertebrados quaternários, principalmente mamíferos, e possibilitaram um conhecimento mais detalhado da arqueologia local.

Durante estas atividades, a coleta paleontológica se deteve principalmente em uma das ravinas, a ravina do Leon, de onde provem a maior parte das informações paleomastozoológicas sobre o Lajedo de Soledade (Fig. 2). Recentemente, o material paleomastozoológico coletado no Lajedo foi identificado em nível de família por Santos et al. (2002a) e descrito e discutido com maiores detalhes por Porpino et al. (2004). Santos et al. (2002b) descreveram e interpretaram algumas feições bioestratigráficas e fossildiagenéticas desses fósseis a partir da observação de assinaturas tafonômicas macroscópicas e da análise de lâminas delgadas. Estudos geológicos voltados para a caracterização e definição de estruturas e fácies sedimentares, além da interpretação paleomabiental das rochas do Lajedo, foram realizados por Bagnoli et al. (1994), Córdoba et al. (1994), Apoluceno et al (1995) e Córdoba & Souza (1997).



Figura 1 - Vista panorâmica do Lajedo de Soledade. Figure 1 - Panoramic view of the Lajedo de Soledade.





Figura 2 - Lajedo de Soledade; (a) Vista área panorâmica SSE; (b) Detalhe de uma ravina.

Figure 2 - Lajedo de Soledade; (a) Aerial panoramic view SSE; (b) A ravine details.

## LOCALIZAÇÃO

O Lajedo de Soledade (05°35' S e 037° 48' W) se situa na porção sudoeste da Bacia Potiguar, no distrito de Soledade, município de Apodi, região oeste do estado do Rio Grande do Norte (Fig. 3). A distância desde a sede municipal é de 6 km e, em relação a Natal, é de aproximadamente 420 km. O deslocamento até a região pode ser feito percorrendo-se o trecho NatalMossoró através da rodovia federal BR-304, tomando-se em seguida a BR-405 até a entrada de acesso ao povoado de Soledade. O trajeto continua por estrada pavimentada em direção ao centro da localidade e daí para o Lajedo que se encontra em suas imediações.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

## Aspectos Geomorfológicos e Ambientais

O relevo regional inclui duas unidades geomorfológicas principias: a Chapada do Apodi e a Depressão sertaneja. A Chapada do Apodi, onde se encontra o Lajedo, está posicionada entre os cursos inferiores dos rios Jaguaribe e Assu, sendo cortada pelos rios Apodi e Upanema (Beurlen, 1967). Apresenta superfície plana, com cotas em torno dos 100 m em âmbito local. Inclui, além do sítio em questão, vários outros pavimentos cársticos (lajedos), alguns portando depósitos espeleológicos com expressivo registro paleontológico, como exemplificado pelo Lajedo da Escada, município de Baraúna (Carvalho et al., 1966). A Depressão Sertaneja abarca os terrenos baixos entre os compartimentos mais elevados da Chapada do Apodi e do Planalto da Borborema.

A região encontra-se inserida no domínio morfoclimático das Caatingas brasileiras (*sensu* Ab'Saber, 1974). O clima é do tipo semi-árido, apresentando temperaturas médias anuais elevadas (28,1°C) e a vegetação predominante é a caatinga hiperxerófila, com abundância de cactáceas e arbustos (IDEMA, 1999).

#### Geologia

O Lajedo de Soledade apresenta-se como um amplo pavimento cárstico formado por rochas carbonáticas (calcarenitos e subordinadamente dolomitos), litoestratigraficamente incluídas na Formação Jandaíra, a qual compreende carbonatos pertencentes à seqüência transgressiva (Albiano-Eocampaniano) da fase *drift* da evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar (Pessoa-Neto, 2003). Bagnoli *et al.* (1994) inferiram um sistema de barras de maré vazante para as rochas do Lajedo de



**Figura 3** - Mapa de localização do Lajedo de Soledade e diagrama da área do sítio modificado de Santos *et al.*(2002) e Córdoba & Souza (1994).

Figure 3 - Location map of Lajedo de Soledade and area diagram from the site after Santos et al. (2002) and Córdoba & Souza (1994).

Soledade. Estudos posteriores concluíram que a deposição destas barras ocorreu em condições de lâmina d'água rasa, na zona de inframaré de um sistema de planície de maré, em uma costa com fisiografia de baía ou estuário onde as marés vazantes constituiriam o regime predominante (Apoluceno *et al.*, 1995; Bagnoli *et al.* 1994; Córdoba *et al.*, 1994).

O lajedo se encontra recortado por diversas falhas e fraturas de direção preferencial NE/SW e NW/SE, as quais permitiram o desenvolvimento de ravinas e pequenas cavernas a partir de intenso processo de carstificação. A existência destas ravinas, que constituem trincheiras naturais, permite a visualização tridimensional da variação faciológica, das estruturas sedimentares e da geometria dos corpos. Foram identificadas duas fácies deposicionais principais:a primeira compreende calcário granular (grainstones) e compacto (packstones) com estratificações cruzadas acanaladas, tabulares e de baixo ângulo, além de outras estruturas típicas de planície de marés (estratificações cruzadas com marcas onduladas reversas e pares conjugados de argila); a segunda é representada por calcário granular (packstones) e calcário tipo-vaque (wackestones) intensamente bioturbados e às vezes dolomitizados (Córdoba & Sousa, 1997).

Segundo o modelo evolutivo proposto por Santos (2001), adaptado de White (1988), o estabelecimento do sistema de fraturas acima referido permitiu a passagem de água rica em soluções ácidas promovendo o alargamento das fendas pela dissolução do carbonato e originando, assim, as ravinas (Fig. 4). A largura e profundidade destas ravinas são variáveis e apresentam estágios diferenciados de desenvolvimento. Encontramse preenchidas, em maior ou menor grau, por sedimentos clásticos caracterizados pela presença de grãos de quartzo com baixo grau de arredondamento, indicando pouco transporte a partir de área-fonte próxima. Além das ravinas, ocorre ainda na área do Lajedo uma fonte cárstica onde foram coletados fósseis por Rosado (1957) e Souza-Cunha (1966).

As ravinas mais significativas do ponto de vista paleontológico, arqueológico ou paisagístico receberam denominações locais específicas, como a ravina do Urubu, ravina da Dodora, ravina do Peninha e ravina do Leon. Esta última constituiu o principal ponto de coleta de material paleontológico do Lajedo.

#### Arqueologia

Três tipos de vestígios arqueológicos foram identificados no Lajedo de Soledade: fragmentos cerâmicos, material lítico da fase da pedra polida e registros rupestres.

Os fragmentos cerâmicos apresentam quatro técnicas de decoração plástica: ungulado, escovado, corrugado e inciso. Quanto ao processo de manufatura da cerâmica, foi identificada a técnica do acordelado.



**Figura 4** - Modelo evolutivo para as ravinas do Lajedo de Soledade. Modificado de Santos (2002a) e White (1988). **Figure 4** - Developing model for the ravines from Lajedo de Soledade. Modified from Santos et al. (2002a) after White (1988).

No sentido morfológico, foram identificados poucos fragmentos de bojo e de base, sem maiores possibilidades de contextualização funcional. Alguns desses fragmentos apresentavam restos de pintura em vermelho. Devido à pequena quantidade encontrada nas escavações, não foi possível estabelecer datações diretas para a cerâmica (Albuquerque & Pacheco, 2000).

Os vestígios arqueológicos mais abundantes no Lajedo de Soledade são os registros rupestres (Fig. 5), que aparecem com duas tipologias diferentes: as pinturas (efetuadas em 30 áreas do Lajedo) e as gravuras (efetuadas em 26 áreas do Lajedo).

As pinturas foram elaboradas predominantemente na cor vermelha, aparecendo de forma minoritária as cores amarela e preta. Foram utilizadas cinco técnicas de execução: utilizando a ponta dos dedos, pequenos galhos de vegetais, pincéis primitivos, bastões de ocre ou carvão e com as mãos carimbadas.

Essas pinturas, com representações temáticas voltadas predominantemente para a elaboração de grafismos puros (registro rupestre que não permite qualquer tipo de interpretação e/ou reconhecimento ante a nossa realidade sensível segundo Martin, 1999) e raras manifestações zoomorfas, podem ser vistas somente em determinadas ravinas do Lajedo, que teriam sido preparadas previamente com a quebra de suas bordas. Em função da limitação dessas pinturas e de determinadas temáticas a algumas ravinas específicas do Lajedo de Soledade, Albuquerque & Pacheco (2000) sugeriram a utilização desses lugares como pontos cerimoniais. Um outro fator que reforça essa hipótese é a sua característica sazonal: o Lajedo de Soledade não foi um local de habitação permanente dos autores das pinturas, pois as ravinas estão sujeitas a inundações durante o período invernoso, sendo possível a sua visitação apenas em determinados períodos do ano.

O Lajedo de Soledade foi interpretado preliminarmente como um provável lugar cerimonial de tribos da Tradição Agreste (Martin, 2000). No entanto, as pinturas desse sítio atualmente não podem ser enquadradas nessa tradição, tendo em vista as especificidades regionais na elaboração desses registros. As suas representações temáticas são únicas e devem ter sido realizadas por grupos préhistóricos locais, pois não encontram semelhanças no contexto gráfico com os demais sítios arqueológicos portadores de registros rupestres da Chapada do Apodi.

Em termos cronológicos não foi possível ainda implementar qualquer método de datação direta ou indireta que permitisse inferir a antiguidade das pinturas do Lajedo. As pinturas tiveram como matéria prima produtos inorgânicos comuns na região (óxido de ferro), dificultando assim a utilização de métodos de datação direta atualmente utilizados. A comparação em termos de semelhanças temáticas e de técnicas de execução com outros sítios arqueológicos nordestinos detentores de tradições de pinturas rupestres já estudadas cientificamente, visando correlacionar de forma indireta sua antiguidade é inviável e não oferece suportes cronológicos confiáveis.

Quanto ao material lítico localizado nas escavações foram coletados poucos artefatos da fase da pedra polida, indicando a presença na região de grupos pré-históricos que praticavam a agricultura. Assim como os fragmentos cerâmicos, podem ter sido carreados pelas águas das chuvas, não permitindo qualquer tipo de correlação cronológica com os grupos autores dos registros rupestres.



Figura 5 - Exemplos de pinturas rupestres do Lajedo de Soledade. (a) Figuras geométricas; (b) Figuras zoomorfas.
Figure 5 - Examples of rock paintings from Lajedo de Soledade. (a) Geometric pictures; (b) Zoomorpich figures.

#### Paleontologia

Nas paredes e pavimentos de algumas ravinas e ao longo da superfície do Lajedo, podem ser encontrados icnofósseis do icnogênero *Thalassinoides*, bem como restos de gastrópodes, equinodermos e dentes de peixes, testemunhos da rica fauna marinha existente durante a deposição dos carbonatos da Formação Jandaíra.

Restos de vertebrados quaternários (Fig. 7), representados por ossos pós-cranianos variados, fragmentos de dentários, dentes isolados e osteodermos, foram coletados nos sedimentos clásticos que preenchem as ravinas e correspondem aos vestígios macropaleontológicos mais significativos do Lajedo. O material é, em sua maioria, constituído por elementos pequenos, de coloração marrom escura ou negra, alguns formando pequenas concreções ferruginosas e brechas ósseas. Curiosamente, nota-se a escassez de ossos de grandes dimensões, considerando-se a presença de mamíferos gigantes na assembléia fossilífera local. Santos et al. (2002a) interpretaram esta evidência como um artefato preservacional produzido pela deposição dos fósseis em estágio incipiente de desenvolvimento das ravinas, quando a possibilidade de retenção de peças com maiores dimensões seria menor. Além de peças em bom estado de preservação, ocorre ainda uma grande quantidade de fragmentos ósseos indeterminados (Santos, 2001; Santos et al., 2002b).

No tocante aos aspectos diagenéticos dos fósseis de vertebrados, a análise de lâminas delgadas (Santos *et al.*, 2002b) possibilitou verificar a ocorrência de permineralização e substituição no material coletado (Fig. 6), às vezes ocorrendo simultaneamente em uma mesma peça. O preenchimento dos poros é, em alguns casos, formado por uma massa areno-argilosa esverdeada, contendo grãos quartzosos nas frações silte e areia média, onde ocasionalmente podem ser observados microfragmentos ósseos angulosos distribuídos aleatoriamente (Santos, 2001; Santos *et al.*, 2002b). Em outras situações observa-se um preenchimento total da porosidade óssea por cristais de CaCO<sub>3</sub>. Pode ocorrer ainda precipitação de material ferruginoso nos contatos entre os cristais carbonáticos. A substituição, que apresenta intensidade variável em diferentes amostras, foi feita por óxidos de ferro de ocorrência freqüente ao longo do Lajedo sob a forma de pequenas concreções ou crostas ferruginosas (Fig. 6a).

Os fósseis de mamíferos coletados nas ravinas (Figs. 7a-c,e,f) compreendem espécies de pequeno, médio e grande porte (Megafauna), incluídas nas seguintes famílias: Megatheriidae (Eremotherium laurillardi), Glyptodontidae (Panochthus greslebini, Glyptodon sp.), Dasypodidae (Tolypeutes tricinctus, Holmesina paulacoutoi), Canidae (Cerdocyon thous, Protocyon troglodytes), Felidae (Smilodon populator, Leopardus cf. L. tigrinus), Ursidae (Arctotherium sp. ), Equidae (Hippidion sp., Equus (Amerhippus) cf. E.(A.) neogaeus), Camelidae (Palaeolama major) Macraucheniidae (Xenorhinotherium bahiense), Toxodontidae indet., Cervidae e Gomphotheriidae (Porpino et al., 2004;Santos et al.2002a). Leopardus cf. L. tigrinus, Arctotherium sp. e P. troglodytes são exclusivos para o Lajedo, não sendo conhecidas ocorrências em outros depósitos quaternários do estado. Em associação com os mamíferos foram coletados osteodermos de crocodilomorfos (Santos et al.2002a) e vértebras de ofídeo indeterminado.

A paleomastofauna do Lajedo apresenta composição taxonômica nitidamente semelhante àquelas de outros depósitos quaternários regionais. Por esta razão, considerando sobretudo a presença de *E. laurillardi* e



**Figura 6 - (a)** Substituição de osso por material opaco e preenchimento de porosidades por cristais de  $CaCO_3$ . Campo 14 mm X 21 mm, nicóis cruzados; 4x (b) Porosidade óssea preenchida por fragmentos ósseos misturados à massa argilosa; CH = canais de Havers Campo: 14mm X 21 mm.//N.4x. Modificado de Santos *et al.*(2002b).

**Figure 6** - (a) Bone substitution by opaque material and porosity filling by  $CaCO_3$  crystals. 14mm X21mm. Crossed nichols. 4x. (b) Bone porosity filled by bone fragments mixed with claysh material; CH= haversina channels 14mmX21mm. 4x. Modified from Santos *et al.* (2002b).

*P. greslebini*, Porpino *et al.* (2004) atribuem a fauna ao Pleistoceno Tardio-Holoceno, em concordância com o modelo proposto por Cartelle (1999) para o Pleistoceno do Brasil intertropical extra-amazônico.

Os mamíferos identificados compreendem megaherbívoros pastadores e pastadores/ramoneadores, além de formas mais generalistas, com preferências por florestas ou áreas ecotonais, o que sugere um paleoambiente com cobertura vegetal do tipo savana associada a fitofisionomias mais fechadas do que as atuais para o Pleistoceno Tardio-Holoceno da região do Lajedo de Soledade (Porpino *et al.*, 2004).

## SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

As rochas carbonáticas que formam o Lajedo de Soledade pertencem a Formação Jandaíra (Bacia Potiguar) e foram depositadas durante o final do período Cretáceo sob condições de lâmina d'água rasa em um sistema de planície de maré.

Esses sedimentos, já compactados em rochas, foram soerguidos com relação ao nível do mar e expostos à erosão desde o final do Mesozóico (Mesocampaniano).

A percolação de água em fraturas com orientação NE/SW e NW/SE possibilitou a dissolução das rochas carbonáticas produzindo um extenso sistema de ravinas, algumas atingindo profundidades de mais de oito metros.

Nas ravinas já formadas ou em processo de formação foram depositados, provavelmente por ação de enxurradas, sedimentos contendo fósseis do Pliestoceno tardio-Holoceno inicial. Estes fósseis correspondem a restos de grandes mamíferos (preguiças gigantes, mastodontes, gliptodontes, toxodontes entre outros) e de espécies de pequeno e médio porte, com destaque para a presença de *Arctotherium*, um pequeno urso-deface-curta. Alem desses, ocorrem também restos de crocodilos e serpentes. Os ossos preservados mostram indícios de seleção quanto ao tamanho durante os processos deposicionais, predominando dentes, ossos de espécies de pequeno e médio porte e ossos pequenos de grandes mamíferos. Após o soterramento as peças tiveram seus poros e micro-cavidades preenchidas por sedimentos e, em alguns casos, a matriz inorgânica original dos ossos foi substituída por material opaco.

Os fósseis da expressiva fauna marinha da Formação Jandaíra se encontram incorporados às rochas do Lajedo e estão representados por conchas e tubos ramificados produzidos por invertebrados e alguns dentes de peixes.

As ravinas e pequenas cavernas do Lajedo foram utilizadas provavelmente como abrigos temporários para populações pré-históricas do nordeste brasileiro, as quais deixaram um rico testemunho cultural consistindo em material lítico, fragmentos de cerâmica e uma grande quantidade de belas pinturas e gravuras que decoram as paredes de muitas ravinas.

Em síntese, o Lajedo de Soledade constitui um sítio de grade importância geociêntífica e cultural em função de uma combinação exclusiva de características incluindo uma grande diversidade de feições geológicas produzidas em diversos momentos de sua evolução, a abundância de fósseis com interessantes feições preservacionais e o expressivo e original registro arqueológico.



Figura 7 - Vertebrados fósseis do Lajedo de Soledade. (a) Famílias de mamíferos fósseis da fauna-local do Lajedo de Soledade, modificado de Santos *et al* (2002a); (b) Osteodermo de *Panochthus greslebini;* (c) Osteodermo de *Glyptodon;* (d) Vértebra de ofídeo; (e) Dentário de *Leopardus;* (f) Molariforme inferior de *Xenorhinotherium bahiense.*

**Figure 7** - Fossil vertebrates from Lajedo de Soledade. (a) Fossil mammals families of the local-fauna from Lajedo de Soledade, modified from Santos et al. (2002a); (b) Osteoderm of Panochthus greslebini; (c) Osteoderm of Glyptodon; (d) Ophidian vertebra; (e) Dentary of Leopardus; (f) Lower molariform of Xenorhinotherium bahiense.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

#### **Medidas atuais**

A exploração local de rochas carbonáticas, principalmente para a fabricação artesanal da cal, representou, por longo tempo, uma ameaça à integridade do Lajedo de Soledade. Todavia, graças à iniciativa da Petrobrás a partir do início da década de 1990, foi possível a delimitação de áreas prioritárias para preservação. Posteriormente, a Petrobrás propiciou condições logísticas e financeiras para a realização de investigações científicas na área e para construção de um museu (Museu do Lajedo de Soledade), inaugurado em 1993 e que atualmente alberga as peças recuperadas no Lajedo e monitora as visitas turísticas e educacionais.

Apoio indispensável é proporcionado pela Fundação Amigos do Lajedo de Soledade (FALS), entidade civil sem fins lucrativos, criada em 1990 com a finalidade de proteger o patrimônio histórico e cultural do Lajedo. A FALS é presidida pela ambientalista e historiadora Maria Auxiliadora da Silva Maia e mantém um sítio na Internet (<u>www.lajedodesoledade.org.br</u>) disponibilizando aos interessados informações diversas sobre o Lajedo, enfatizando sua importância científico-cultural. Além disso, é importante destacar a participação de moradores do distrito de Soledade como guias turísticos, na curadoria da coleção do museu e em outras atividades paralelas (p. ex. artesanato) advindas da implantação do museu. Esse envolvimento da comunidade local é fundamental para assegurar a continuidade das medidas de preservação vigentes.

#### Sugestões dos autores

As medidas existentes têm sido implementadas com eficiência e controle, como constatado pelos autores em pesquisas e aulas de campo realizadas no Lajedo. Sugere-se, entretanto, que um maior investimento seja feito em relação à divulgação do sítio para assegurar sua inserção definitiva nas rotas turísticas do estado, as quais têm priorizado principalmente as áreas costeiras (Pólo da Costa Branca e Pólo costa das Dunas) e mais próximas dos principais centros urbanos. Considera-se primordial maior participação da administração estadual no apoio às atividades econômicas e culturais relacionadas ao Lajedo, potencializando o desenvolvimento social e econômico local.

#### AGRADECIMENTOS

Expressamos nossos agradecimentos ao geólogo Leonardo Moratto pelas sugestões em relação ao trabalho e ao professor Dr. Ramiro Gustavo Valera Camacho, Departamento de Ciências Biológicas/UERN, por gentilmente nos ceder a fotografia aérea do Lajedo de Soledade.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Ab'Saber, A.N. 1974. O domínio morfoclimático semi-árido das Caatingas brasileiras. *Geomorfologia*, **43**: 1-39.
- Albuquerque, P.T.S.; Pacheco, L.M.S. 2000. O lajedo do Soledade: um estudo interpretativo. *In*: Maria Cristina Tenório (org.) *Pré-História da terra Brasilis*. Rio de Janeiro, Editora UFRJ, pp.:115-133.
- Apoluceno, D.M.; Córdoba, V.C.; Farias, P.R.C. 1995. Faciologia e sistemas deposicionais da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar, numa área a norte de Apodi, RN. *In*: Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife, 1995, *Atas*, 257-261.
- Bagnoli, E. 1994. O Lajedo de Soledade, Apodi (RN): um exemplo de preservação do patrimônio cultural brasileiro. *Revista de Arqueologia*, 8(1): 239-253.
- Bagnoli, E.; Farias, P.R.C.; Spadini, A.R.; Córdoba, V.C. 1994. Diagnostic sedimentary structures in sandstones and limestones of Upper Cretaceous of the Potiguar Basin, Brasil. *In*: IAS, International Sedimentological Congress, 14, Recipe/PE, *Abstracts*: 2-3.
- Beurlen, K. 1967. *Geologia da região de Mossoró*. Rio de Janeiro, Editora Pongetti, 173p.
- Cabral, E.M.; Nasser, E.N.A.S. 1964. Informação sobre inscrições rupestres no Rio Grande do Norte. *Arquivos do Instituto de Antropologia*, **1**(2): 91-114.
- Cartelle, C. 1999. Pleistocene Mammals of the Cerrado and Caatinga of Brazil. *In*: J.F.Eisenberg & K.H. Redford (eds.) *Mammals of the Neotropics: the Central Tropics*. Vol 3. Chicago, The University of Chicago Press, pp. 27-46.
- Carvalho, J.N.C.; Campos e Silva, A.; Vasconcelos, M.D.T.; Oliveira, L.D.D.; Silva, D.D. 1966. Informação sobre a jazida fossilífera do Lajedo da Escada, município de Mossoró, Rio Grande do Norte. Arquivos do Instituto de Antropologia, 2(1-2): 391-403.
- Córdoba, V.C.; Spadini, A.R.; Bagnoli, E. 1994. Lajedo de Soledade, Cretáceo Superior da Bacia Potiguar: um exemplo de sedimentação carbonática sob influência de marés. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú/SC, 1994, *Anais*: 293-295.
- Córdoba, V.C.; Sousa, D.C. 1997. Distribuição das barras carbonáticas do Lajedo de Soledade, Formação Jandaíra, Bacia Potiguar. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, Fortaleza/CE, *Resumos Expandidos*, **15**: 152-156.
- Crandall, R. 1910. Geografia, geologia, suprimento d'água, transportes e açudagem nos estados orientais do norte do Brasil: Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba. *Inspetoria de Obras Contra as Secas*, **4** (série I): 1-131.
- Idema. 1999. Apodi. Informativo Municipal, 5: 1-14.
- Lamartine, O. 1960. Índice geográfico das inscrições rupestres no Rio Grande do Norte. *Boletin Bibliográfico* 130-135: 96-97.

- Martin, G. 1999. *Pré-História do Nordeste do Brasil*. Recife, Editora Universitária da UFPE, 440p.
- Martin, G. 2000. Dez mil anos do homem pré-histórico no Rio Grande do Norte. *In: Terra Potiguar*. Natal, Bustamantes Editores, pp.24-39.
- Pessoa-Neto, O.C. 2003. Estratigrafia de seqüências da plataforma mista neogênica na Bacia Potiguar, margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**(3): 263-278.
- Porpino, K.O.; Santos, M.F.C.F.; Bergqvist, L.P. 2004. Registros de mamíferos fósseis no Lajedo de Soledade, Apodi, Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **7**(3): 349-358.
- Rosado, V. 1957. A formação Cacimbas e o grupo Apodi. *Boletim Bibliográfico*, **130-135**: 21-36.
- Santos, M.F.C.F. 2001. Geologia e paleontologia de depósitos fossilíferos pleistocênicos do Rio Grande do Nor-

*te*. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 70p.

- Santos, M.F.C.F.; Lima-Filho, F.P.; Bergqvist, L.P. 2002a. Fósseis pleistocênicos da Ravina do Leon, Lajedo de Soledade, Apodi/RN. *Revista de Geologia*, **15**: 23-29.
- Santos, M.F.C.F.; Bergqvist, L.P.; Lima-Filho, F.P.; Pereira, M.M.V. 2002b. Feições tafonômicas observadas em fósseis Pleistocênicos do Rio Grande do Norte. *Revista de Geologia*, 15: 31-41.
- Sopper, R.H. 1923. Geologia e suprimento d'água subterrâneo no Rio Grande do Norte e Paraíba. *Inspetoria de Obras Contra as Secas*, **26**: 1-93.
- Souza-Cunha, F.L. 1966. Explorações paleontológicas no Pleistoceno do Rio Grande do Norte. *Arquivos do Instituto de Antropologia*, **2**(1-2): 73-180.
- White, W.B. 1988. *Geomorphology and hydrology of karst terrains*. New York, Oxford University Press, 480p.

<sup>1</sup>Departamento de Ciências Biológicas, Faculdade de Ciências Exatas e Naturais/UERN, Campus Central, Mossoró, RN. kleporpino@yahoo.com.br

<sup>2</sup> Departamento de História, Faculdade de Filosofia e Ciências Sociais/UERN, Mossoró, RN. valdecisantosjr@ig.com.br <sup>3</sup> Museu Câmara Cascudo/UFRN, Natal, RN. mfatima@ufrnet.br

• Trabalho divulgado no site da SIGEP <http:// www.unb.br/ig/sigep>, em 31/7/2007, também com versão em inglês.



#### **KLEBERSON DE OLIVEIRA PORPINO**

Graduado em Ciências Biológicas (1996) pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Em 1999 concluiu mestrado em Geologia (área de concentração Paleontologia/ Estratigrafia) na Universidade Federal do Rio de Janeiro, com a Dissertação "Estudo dos Cingulata (Mammalia, Xenarthra) fósseis depositados no acervo do Museu Câmara Cascudo, Natal-RN". Atualmente é professor efetivo lotado no Departamento de Ciências Biológicas da Universidade do Estado do Rio Grande do Norte (UERN) e está cursando doutorado em Geologia na Universidade Federal do Rio de Janeiro. Desenvolve pesquisas sobre paleontologia de mamíferos fósseis do Rio Grande do Norte e sobre sistemática dos Glyptodontidae do Quaternário do Nordeste do Brasil.



#### MARIA DE FÁTIMA CAVALCANTE FERREIRA DOS SANTOS

Professora Adjunta da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, com lotação no Museu Câmara Cascudo, Órgão Suplementar desta Instituição. Tem Bacharelado e Licenciatura em Ciências Biológicas (UFRN) e conclui Mestrado em Geodinâmica no Departamento de Geologia da UFRN com a Dissertação "Geologia e paleontologia de depósitos fossilíferos pleistocênicos do Rio Grande do Norte". Leciona a disciplina Paleontologia para alunos de graduação de Geologia e Ciências Biológicas. Desenvolve pesquisas sobre a diversidade e os aspectos tafonômicos da Megafauna Potiguar. Também é responsável pelo ponto da Rede Nacional de Paleontologia instalado no Museu Câmara Cascudo.



#### VALDECI DOS SANTOS JÚNIOR

Graduado em História (1989) pela Universidade do Estado do Rio Grande do Norte. Em 2005 conclui o mestrado em Arqueologia na Universidade Federal de Pernambuco, com a Dissertação "Registros Rupestres da área Arqueológica de Santana (RN)". Atualmente é professor efetivo lotado no departamento de História da Universidade do Estado do Rio Grande do Norte (UERN), onde leciona as disciplinas de Arqueologia e pré-história. Desenvolve pesquisas sobre registros rupestres (área arqueológica de Santana) e níveis estratigráficos com vestígios culturais pré-históricos em tanques naturais da região central do Rio Grande do Norte. Participa também na elaboração de vídeos-documentários para TV cabo Mossoró (TCM) sobre o patrimônio histórico e pré-histórico dos municípios potiguares.

# Bacia São José de Itaboraí, RJ

Berço dos mamíferos no Brasil

# A BACIA DE ITABORAÍ, de idade paleogênica, é uma das menores bacias brasileiras (cerca de 1 km<sup>2</sup>), mas, apesar do seu pequeno tamanho, é ricamente fossilífera. Ela está localizada no bairro São José, distrito de Cabucu, Município de Itaboraí, distando cerca de 60 km do Município do Rio de Janeiro. Foi preenchida por uma sequência de calcários clásticos e químicos (traver-tinos), cortados verticalmente por canais de dissolução, onde a grande maioria dos fósseis foi encontrada. Esta següência foi recoberta por uma camada de sedimentos rudáceos de idade eocenooligocênica. O calcário da Bacia de Itaboraí foi explorado por aproximadamente 50 anos para fabricação de cimento utilizado em inúmeras construções das quais destacamos o estádio do Maracanã e a ponte Rio-Niterói. A Bacia de Itaboraí contém os registros brasileiros mais antigos de animais e vegetais continentais posteriores à extinção dos dinossauros, no final do Cretáceo. A biota preservada neste sítio paleontológico compreende mamíferos, répteis, aves, anfíbios, vegetais, gastrópodes e uma ocorrência de palinomorfos e ostracodes. Os primeiros são os fósseis mais diversos e abundantes e tão importantes para a história dos mamíferos sul-americanos que uma das Idades-Mamífero Terrestre Sul-Americanas, o Itaboraiense <~cerca de 50Ma atrás>, foi proposta em homenagem à bacia. Além de ricamente fossilífera, a Bacia de Itaboraí guarda também um dos mais importantes registros da ocupação humana no Brasil. O sítio arqueológico no morro da Dinamite permitiu identificar, através dos artefatos (buris, facas, raspadores, perfuradores etc.), uma següência tecnológica contínua que se iniciou há, pelo menos, 1 Ma (Pleistoceno médio), com o Homo ergaster.

**Palavras-chave:** Bacia de Itaboraí; Paleoceno; Itaboraiense; mamíferos; Rio de Janeiro; Arqueologia

# SIGEP 123

Lílian Paglarelli Bergqvist<sup>1</sup> Kátia Mansur<sup>2</sup> Maria Antonieta Rodrigues<sup>3</sup> Benedicto Humberto Rodrigues-Francisco<sup>4</sup> Rhoneds Perez<sup>5</sup> Maria da Conceição Beltrão<sup>6</sup>

**Itaboraí Basin, State of Rio de Janeiro –** Craddle of Mammals in Brazil

The Itaboraí Basin, of late Paleocene age, is one of the smallest basins in Brazil (around 1 km<sup>2</sup>). In spite of its small size, it is extremely fossiliferous. It is located in the neighborhood of São José, District of Cabuçu, Itaboraí town, about 60 km from the city of Rio de Janeiro. The basin was filled by a sequence of clastic and chemically deposited (travertine) limestones that were vertically cut by fissures, where most of the fossils were recovered. This carbonate sequence was covered by rudaceous sediments of Eocene-Oligocene age. The Itaboraí Basin limestone was economically exploited for about 50 years and was the source for cement production, used (for example) in building the Maracanã stadium and the Rio-Niterói Bridge. The Itaboraí Basin has yielded the oldest continental biota that appeared after dinosaur extinction in Brazil. The biota comprises mammals (the most diverse and abundant), reptiles, birds, amphibians, plants, gastropods, palynomorphs and ostracods (one occurrence of each). The Itaboraian South American Mammal Age was proposed on the basis of the rich assemblage of fossil mammals from Itaboraí. In addition to its paleontological importance, the Itaboraí basin is home to one of the most important sites of human occupation in Brazil. At the archaeological site of Dinamite hill has been discovered a continuous technological sequence of artifacts (burins, knives, large scrapers, among others), beginning at least one million years ago (middle Pleistocene), with Homo ergaster.

**Key words:** Itaboraí basin; Paleocene; Itaboraian; mammals; Rio de Janeiro; Archaeology

## INTRODUÇÃO

O Sítio Paleontológico de São José de Itaboraí (Fig. 1) é o único depósito brasileiro conhecido que registra a primeira irradiação dos mamíferos após a extinção dos dinossauros. Por guardar fósseis dos primeiros grupos de mamíferos da linhagem moderna (Metatheria e Eutheria), é também conhecida como o "berço dos mamíferos", uma metáfora em alusão à condição primitiva dos fósseis de mamíferos lá preservados. De idade neopaleocênica, a Bacia de São José de Itaboraí, ou Bacia de Itaboraí, como é frequentemente denominada na literatura, a despeito do seu pequeno tamanho, é extremamente rica em fósseis de vertebrados e gastrópodes, sendo os mamíferos os mais abundantes e importantes e que a tornaram reconhecida no meio científico internacional. Devido à abundância, qualidade e diversidade de fósseis de mamíferos, e de sua importância para o entendimento da evolução dos mamíferos sul-americanos, uma das Idades Mamíferos-Terrestres Sul-Americanas (SALMA), foi nomeada Itaboraiense por Marshall (1985), em homenagem à Bacia de Itaboraí (Fig. 2).

A Bacia de Itaboraí foi descoberta em 1928 pelo engenheiro Carlos Euler que, após analisar um suposto caolim encontrado na Fazenda São José pelo seu então proprietário, Sr. Ernesto Coube, verificou que o mesmo se tratava de calcário. Pesquisadores foram enviados ao local e, nas prospecções realizadas, encontraram uma grande quantidade de fósseis de gastrópodes continentais o que despertou o interesse científico para a região (Oliveira & Leonardos, 1978). Por outro lado, os estudos preliminares de campo e as análises químicas evidenciaram boas perspectivas de exploração do calcário para a fabricação de cimento do tipo Portland.

Por mais de 50 anos (de 1933 a 1984), a Companhia Nacional de Cimento Portland Mauá (CNCPM) explorou a pedreira e com o cimento produzido a partir deste calcário foram construídos o estádio Mário Filho (Maracanã) e a ponte Presidente Costa e Silva (Rio-Niterói), entre outros grandes empreendimentos. A exploração foi também responsável pela descoberta de abundante fauna de mamíferos e gastrópodes terrestres, assim como de anfíbios, répteis, aves, alguns vegetais e ostracodes, que muito contribuíram para o melhor entendimento da importante irradiação dos mamíferos ocorrida no início da era Cenozóica.

Com a paralisação das atividades extrativas no local foi também interrompida a drenagem da água que passou a se acumular no fundo da bacia com o aprofundamento das escavações. Isso acarretou, com o passar dos anos, na formação de um lago na depressão de aproximadamente 70 m, deixada pela extração do calcário (Fig. 3), o que hoje impossibilita novas coletas e estudos geológicos. Este lago é atualmente utilizado pela



Figura 1 - Vista panorâmica da Bacia de Itaboraí em 1957. Falha de São José à esquerda. Autor desconhecido.Figure 1 - View of Itaboraí basin in 1957. São José fault visible on the left. Unknown author.



**Figura 2** - Tabela geocronológica mostrando as diversas Idades-Mamíferos Terrestres da América do Sul, com destaque para a idade Itaboraiense. Retirado de Bergqvist *et al.* (2006).

**Figure 2** - Geochronologic table showing the various South American land-mammal ages; Itaboraian highlighted. From Bergqvist et al. (2006).

Figura 3 - Situação atual da Bacia de Itaboraí, com imagens do local durante o período de exploração (décadas de 70 e 80). (1, 2) borda norte da bacia; (3) borda leste da bacia onde as camadas de calcário são mais horizontais; sobre estas nota-se o morro da Dinamite; (4, 5) falha São José; (6) borda oeste da bacia, onde as camadas de calcário estavam bastante obliquas em direção à Falha São José. Fotos: L. P. Bergqvist, F. Cunha e autores desconhecidos.

Figure 3 - Current condition of the Itaboraí Basin and images of the area during the time of exploration (70's and 80's decade). (1,2) North border of the basin; (3) East border of the basin where the limestone layers are more horizontals; above them Dinamite hill. (4,5) São José Fault; (6) West border, where the limestone layers are markedly oblique in the direction of the São José Fault. Photos: L.P. Bergqvist, F. Cunha and unknown authors.



comunidade do distrito de São José para o abastecimento de água e é gerenciado pela Cooperágua, por concessão da prefeitura do Município de Itaboraí.

Da sua descoberta até os dias de hoje, diversos pesquisadores contribuíram para o conhecimento geopaleontológico de Itaboraí. Dentre estes, dois se destacaram pela importância de suas contribuições: o geólogo Victor Leinz, pela primeira e correta descrição dos sedimentos da bacia na década de 30, a qual foi detalhada pelos autores subseqüentes; e o paleontólogo Carlos de Paula Couto que, da metade dos anos 40 ao final da década de 70, identificou a maior parte das espécies de mamíferos de Itaboraí (Bergqvist *et al.*, 2006). Por sua riqueza paleontológica, por nomear uma das SALMAs e pela contribuição do calcário explorado nesta bacia ao desenvolvimento social do estado do Rio de Janeiro, a Bacia de Itaboraí se constitui num importante sitio paleontológico brasileiro.

## LOCALIZAÇÃO

O Sítio Paleontológico de Itaboraí situa-se no bairro São José, distrito de Cabuçu, Município de Itaboraí, na Região Metropolitana da cidade do Rio de Janeiro (Fig. 4). As coordenadas geográficas do centro da área são 22°50'20"S e 42°52'30"W.



**Figura 4 -** Localização do Parque Paleontológico de São José de Itaboraí. Foto: Fundação Centro de Informações e Dados do estado do Rio de Janeiro.

Figure 4 - Location of Paleontological site of São José de Itaboraí. Photo: Center of Information and Data of Rio de Janeiro state.

O melhor acesso desde a cidade do Rio de Janeiro até o distrito de São José é feito utilizando-se a ponte Rio-Niterói e em seguida pela BR-101, até o trecho que liga Manilha a Duques. Nesta rodovia, cerca de 4 km após o trevo, há um painel indicativo da localização do Parque Paleontológico de São José de Itaboraí (Fig. 5) indicando a entrada para a estrada municipal Ademar Ferreira Torres (antiga estrada do Cabuçú). Nesta segue-se por 7,7 km até a localidade de Cabuçu, onde existe outra placa indicativa. Desse ponto, trafegar por



**Figura 5** - Painel indicativo próximo à entrada para a estrada para Cabuçu. Foto: K. Mansur.

**Figure 5** - Sign near the entrance to the road to Cabuçu. Photo: K. Mansur.



**Figura 6 -** Placa interpretativa do Projeto Caminhos Geológicos, implantada na entrada da sede do Parque Paleontológico São José de Itaboraí. Foto: K. Mansur.

**Figure 6** - Sign of Projeto Caminhos Geológicos (Geological Pathways Project) at the entrance of the headquarters of the São José de Itaboraí Paleontological Park. Photo: K. Mansur.

estrada de terra por cerca de 3 km até a localidade de São José, onde se encontra o parque, e mais 1 km até a entrada do mesmo (Fig. 6). Percorre-se 46 km desde o pedágio da ponte Presidente Costa e Silva (Rio – Niterói) até o local.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Geologia

O desnível entre a serra do Mar e a baixada de Itaboraí atinge mais de 2.000 m. A origem deste relevo relaciona-se com movimentos tectônicos iniciados há aproximadamente 80 milhões de anos, com um amplo soerguimento da borda do continente, desde o Paraná até o Espírito Santo (Ferrari, 2001). Com o aumento da elevação de um lado, houve rompimento e conseqüente rebaixamento dos blocos crustais adjacentes. As áreas altas correspondem às serras do Mar e da Mantiqueira e aos maciços litorâneos constituídas, em geral, por gnaisses, migmatitos e granitos paleo-neoproterozóicos a paleozóicos da Faixa Ribeira (Fig. 7). Também, rochas caciossilicatadas e calcário cristalino (mármore) ocorrem na forma de lentes localmente encaixadas no gnaisse (Rodrigues-Francisco & Souza-Cunha, 1978). A dissolução destas lentes de mármore possibilitou a deposição dos carbonatos na bacia de São José de Itaboraí no Paleoceno.

> Nas áreas afundadas formaram-se pequenas bacias sedimentares, como a de São José de Itaboraí. Esta depressão foi chamada por Sant'anna & Riccomini (2001) de Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RSCB), uma faixa deprimida e alongada de direção geral ENE, com extensão de aproximadamente 900 km, abrangendo mais de uma dezena de bacias sedimentares.

> A evolução do RCSB tem sido relacionada à fase tardia da ativação tectônica da Plataforma Sul Americana, evento associado à fragmentação do Gondwana e formação do Oceano Atlântico Sul. Segundo Ferrari (2001), além de responsável pelos derrames basálticos juro-cretácicos da Formação Serra Geral e pela implantação das bacias marginais, este evento seria responsável, como efeito tardio no Cenozóico, pela "formação da antéclise do Rio Paraíba do Sul e de seu gráben mediano" (Ferrari, 2001: 30). Almeida (1976) englobou as bacias tafrogênicas associadas, de Curitiba, São Paulo, Taubaté,



Figura 7 - Mapa tectônico da região sudeste do Brasil. Modificado de Ferrari (2001).Figure 7 - Tectonic map of Southeastern Brazil. Modified from Ferrari (2001).

Resende e o Gráben da Guanabara no Sistema de Rifts da Serra do Mar. Schobbenhaus *et al.* (1984) denominaram de Evento Sul-Atlantiano as atividades tectonomagmáticas que acompanharam e se seguiram à separação dos continentes Africano e Sul-Americano".

Segundo Rodrigues-Francisco & Souza-Cunha (1978) e Rodrigues-Francisco *et al.* (1985) a Bacia de Itaboraí apresenta uma forma romboédrica, com eixo maior aproximadamente na direção NE-SW, medindo cerca de 1.400 m, eixo menor na direção NW-SE, com cerca de 500 m de extensão, e profundidade máxima em torno de 125 m, observada junto à Falha São José, seu limite sul. Destes, cerca de 70 m são de calcário, espessura que diminui progressivamente para os bordos da bacia. O nível superior do depósito estava a 93 m acima do nível do mar e o inferior a cerca de 9 m abaixo do mesmo (Paula-Couto, 1949).

A primeira descrição e o primeiro perfil geo-lógico de Itaboraí foram elaborados por Leinz (1938), que dis-

tinguiu três pacotes distintos no preenchimento da bacia: (a) calcário fitado, ocorrendo em bancos irregulares e lentiformes com dezenas de metros de comprimento e alguns metros de espessura, afossilífero, passando em alguns pontos a (b) calcário oolítico. Leinz foi o primeiro a sugerir uma origem hidrotermal para este calcário. O calcário fitado apresentava contato irregular com um calcário de coloração cinzenta, maciço, brechoso e fossilífero, originado num sistema lacustre. (c) Capeando a seqüência e localmente se intercalando aos calcários, um sedimento eluvial grosso, com muitos fragmentos frescos e alguns intemperizados, fracamente estratificado, com 10 m a 20 m de espessura.

Oliveira (1956) denominou o pacote de camadas calcárias que preenchem a Bacia de Itaboraí de Formação Itaboraí. Essa denominação litoestratigráfica, entretanto, não foi utilizada pela grande maioria dos autores subseqüentes, que preferiram se referir ao depósito apenas como Bacia de Itaboraí. Em virtude da impossibilidade de novos estudos geológicos diretos, conseqüência do alagamento e do acúmulo de rejeitos, as mais recentes interpretações sobre a evolução da bacia (Medeiros & Bergqvist, 1999; Ferrari, 2001) foram baseadas em dados de antigas observações feitas na área por outros pesquisadores, na análise dos poucos afloramentos não submersos ou recobertos pela vegetação ou rejeitos, nos perfis transversais e longitudinais da antiga Cia. de Cimento Portland Mauá, juntamente com uma profunda análise da literatura disponível.

Medeiros & Bergqvist (1999) agruparam as associações de fácies presentes na Bacia de Itaboraí em três





**Figure 8** - Chronostratigraphic section of Itaboraí basin. Limestones are related to Itaboraí Formation.

seqüências estratigráficas, que correspondem, em parte, aos três pacotes sedimentares indicadas por Leinz (1938) (Fig. 8). Segundo aqueles autores, a seqüência inferior (S1; pacotes (a) e (b) de Leinz, 1938) ocorre sobre o embasamento pré-cambriano, e nela predomina uma intercalação de carbonatos de origem química e carbonatos com algum teor de clásticos, interdigitados, com uma grande quantidade e diversidade de fósseis de moluscos, restos de plantas e alguns répteis e mamíferos. Três litofácies principais foram reconhecidas nesta seqüência: travertino, calcário cinzento e calcário oolítico-pisolítico. A fácies de calcário travertino é de origem inorgânica; possui um arranjo bandado lembrando es-

> truturas estromatolíticas, e apresenta uma variedade de cores. É mais espessa próximo à falha São José, onde a subsidência tectônica foi maior. A fácies de calcário oolítico-pisolítico ocorre associada ao calcário travertino, sendo composta por grãos de 1,0 mm a 10,0 mm, geralmente elipsoidal, com núcleo constituído por grãos minerais e, muito raramente, por pequenos gastrópodes. Esta fácies é mais freqüente próximo à falha São José, sugerindo uma associação com a fonte hidrotermal. A fácies de calcário cinzento é, na realidade, uma associação de fácies que grada lateralmente de calcirruditos, calcarenitos a calcários arenosos e argilosos. O acamamento é geralmente maciço, mas localmente ocorre gradação normal ou inversa. Esta associação de fácies é encontrada intercalada com o calcário travertino e formando o assoalho da bacia (Medeiros & Bergqvist, 1999). O conteúdo fossilífero, de idade neopaleocênica, inclui principalmente moluscos, mas também répteis, vegetais e alguns mamíferos.

> A origem da seqüência S1 estaria relacionada a fluxos hidrodinâmicos e gravitacionais dentro de um lago tectônico raso. Os carbonatos químicos foram predominantemente originados em fontes termais localizadas ao longo do bordo sul, tectônico e sismicamente ativo. A existência de lentes de mármore no gnaisse (Rodrigues-Francisco & Souza-Cunha, 1978) reforça esta hipótese. A interestratificação do calcário travertino com os carbonatos clásticos aumenta progressivamente para cima, sugerindo um aumento das condições áridas, e um decréscimo dos fluxos gravitacionais e hidrodinâ

micos. A ocorrência esporádica de folhelhos carbonosos e linhitos nesta seqüência evidencia épocas em que o lago não recebeu aporte de soluções carbonáticas (Ferrari, 2001)

Após a deposição dos carbonatos da seqüência S1, iniciou-se um processo de dissolução e abertura de fissuras formando a topografia cárstica da seqüência intermediária (S2). Nesta seqüência são encontrados restos de plantas, anfíbios, répteis, aves e abundantes mamíferos neopaleocênicos. Os sedimentos de preenchimento das fissuras correspondem a uma única fácies caracterizada por margas e brechas de colapso de composição similar a fácies de calcário cinzento, mas fracamente consolidada, transportadas para dentro destas cavidades por enxurradas e fluxos gravitacionais.

No bordo norte, na cota aproximada de 90 m, sobre as seqüências S1/S2, ocorre um derrame de ankaramito com cerca de 52,6  $\pm$  2,4 Ma (Riccomini & Rodrigues-Francisco, 1992). Este derrame é alimentado por um dique tabular sub-vertical, com cerca de 10 m de espessura e 150 m de extensão, que corta o embasamento, os calcirruditos da base e a sequência de calcários (Klein & Valença, 1984). Este derrame está bastante intemperizado e grande parte da sua espessura, segundo estes autores, teria sido erodida no intervalo que precedeu a deposição da seqüência S3. No contato discordante com a camada da seqüência S1 que forma o assoalho da bacia (que os autores denominaram de "conglomerado basal"), o derrame afetou o sedimento superficialmente, carbonizando vegetais que viviam naquele momento (ver Barros et al., 2007) e silicificando localmente os calcários.

A última seqüência (S3; pacote (c) de Leinz, 1938) foi depositada após o encerramento do ciclo tectônico que formaou a seqüência S1 e dos processos erosivos que formaram a sequência S2. A única fácies desta seqüência é constituída de sedimentos terrígenos grossos (ruditos) progradando sobre o estrato paleocênico, cobrindo a bacia. A idade pleistocênica anteriormente atribuída a esta seqüência foi baseada na sua semelhança sedimentológica com um cascalheiro localizado sobre o embasamento, ao sul da falha São José (Price & Campos, 1970), onde restos da megafauna pleistocênica foram encontrados. Ferrari (2001) questionou a utilização destes fósseis para datação da seqüência S3, uma vez que eles foram encontrados 100 m ao sul do limite sul da bacia. Este autor ressaltou a existência de diferencas entre os dois ortoconglomerados, e ao fato dos sedimentos terrígenos da seqüência S3, na porção sudeste da bacia, mostrarem um basculamento em direção à falha São José, evidenciando que sua deposição também foi controlada pela falha.

Sant'Anna (1999) observou a presença de argilas esmectíticas na matriz dos sedimentos rudáceos da seqüência S3, reconhecendo também semelhanças entre esta següência e os lamitos conglomeráticos da Formação Resende. Com base nisto, atribuiu uma idade eocênica-oligocênica para a seqüência S3. Esses sedimentos foram denominados por Sant'Anna et al. (2000) de Formação Macacu, por comparação com os que ocorrem na bacia homônima, no estado do Rio de Janeiro. Segundo Ferrari (2001), a inclusão dos lamitos da seqüência S3 na Formação Macacu requer que tenha havido uma continuidade entre as bacias de Itaboraí e Macacu, o que o autor acha pouco provável. Sugere então a subdivisão da Formação Itaboraí informalmente em Membro Inferior, incluindo as següências S1 e S2, e Membro Superior, constituído pela seqüência S3. Até que a proposição de Ferrari (2001) seja mais bem sustentada, seguiu-se aqui a denominação tradicional de Fm. Itaboraí para todas as següências.

Klein & Rodrigues-Francisco (1981) constataram que o assoalho da bacia é constituído pelas camadas com gastrópodes e que na margem sul elas se continuam na cota zero, refutando as conclusões de Brito et al. (1972)-que sugeriram que os calcários cinzentos ricos em gastrópodes estavam sobrepostas ao calcário travertino. Estes autores também observaram a presença de marcas de sola em alguns pontos e estrutura gradacional em praticamente todo o calcário cinzento, conseqüentes de correntes de turbidez provocadas por enxurradas esporádicas. Observaram também diversas feições estruturais, como dobras de arrasto, falhas reversas, dobras em chevron e zona brechada. Concluíram ter ocorrido falhamento direcional para a falha São José e um falhamento reverso para a falha transversal. Estas manifestações tectônicas ocorreram no terço sudoeste da bacia. Nos 2/3 restantes, os calcários ficaram mais porosos, facilitando a formação de processos cársticos.

#### Paleontologia

Os primeiros fósseis encontrados em Itaboraí foram restos pouco significativos representados por moldes internos incompletos de gastrópodes, cuja classificação mais precisa não pôde ser determinada (Maury, 1929). Uma nova coleção foi organizada então por Alberto Ribeiro Lamego, em 1934, na qual Maury (1935) identificou a presença de novos gêneros e espécies de gastrópodes na Bacia de Itaboraí. Esta coleção continha também o primeiro fóssil de um vertebrado encontrado na bacia - uma mandíbula incompleta de um crocodilo, até hoje ainda não estudada. De Itaboraí proveio a mais diversificada coleção de mamíferos paleogenos do Brasil, mas os primeiros indícios da presença do grupo na bacia só foram descobertos em 1944, cerca de quinze anos após a descoberta dos primeiros gastrópodes. Estes restos foram referidos como "...escassos e inexpressivos fragmentos" (Price & Paula-Couto, 1946:2), posteriormente detalhados como "...um pré-molar de um animal de bom porte, uma falange de um animal de pequeno tamanho e outros fragmentos menos expressivos." (Price & Paula-Couto, 1950:152). Após estas tímidas descobertas, dezenas de milhares de fósseis foram sendo encontrados conforme o avanço das explorações na pedreira. Esses fósseis estão atualmente depositados nas coleções de mamíferos (M) e invertebrados (I) fósseis do Museu de Ciências da Terra (antiga Seção de Paleontologia da Divisão de Geologia e Mineralogia / DGM) do Departamento Nacional da Produção Mineral, no Rio de Janeiro, no Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional/UFRJ, na coleção de mamíferos fósseis do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ-DG) e na Fundação Zoobotânica do Rio Grande do Sul.

Dos vários grupos fósseis coletados na bacia, os gastrópodes são os únicos que provém, em sua quase totalidade, da camada de calcário argiloso (seqüência S1) que recobre o fundo da bacia (Klein e Rodrigues-Francisco, 1981). Ocasionalmente nesta camada foram também encontrados vertebrados, mas a grande maioria destes proveio dos depósitos de preenchimento das fendas e canais (seqüência S2) (Paula-Couto, 1949; Souza-Cunha, 1982).

Os milhares de restos ósseos e dentários dos diferentes grupos de vertebrados registrados na bacia foram encontrados misturados, desarticulados e dissociados (Fig. 9). Muitos estavam fraturados e alguns com marcas de desgaste, mas a grande maioria encontra-se em excelente estado de preservação. Poucas informações existem sobre a localização das fendas e fissuras dentro da bacia, e nenhuma sobre o posicionamento dos fósseis dentro delas. Os fósseis foram coletados em oportunidades diferentes (1948, 1949, 1950, 1953, 1961, 1967, 1968 e 1976), conforme novas fendas eram encontradas no calcário e/ou de acordo com a freqüência dos trabalhos de campo.

Alguns poucos fósseis de idade pleistocênica (Fig. 9) foram também encontrados nos arredores da bacia

(dentro da área geográfica do Parque Paleotológico de São José de Itaboraí), em um cascalho depositado sobre as irregularidade do gnaisse, ao sul da falha São José (Price & Campos, 1970), estando fora dos limites da bacia. Osso fragmentados e friáveis de quelônios, mastodonte e preguiça gigante foram coletados numa pequena área de 9m<sup>2</sup>, com 1,3m de profundidade, preenchida por matações, calhaus e seixos angulosos predominantemente de quartzo.

Dentre todos macrofósseis paleocênicos recuperados na Bacia de Itaboraí, os mamíferos são o grupo mais abundante e diversificado, representando 39% do total de famílias presentes na bacia (Fig. 10). Dentre estes, os Marsupialia são os mais diversificados, estando representados por 25 gêneros distribuídos em oito famílias. Ainda que mais abundantes, os ungulados são menos diversificados que os marsupiais, estando representados atualmente por doze gêneros, distribuídos em oito famílias pertencentes às extintas ordens "Condylarthra", Litopterna, Notoungulata, Astrapotheria e Xenungulata. Ossos pós-cranianos e osteodermos confirmam a presença de um gênero e sugerem existência de outro gênero de Xenarthra-Cingulata. Os gastrópodes constituem o segundo grupo mais freqüente em percentual de famílias (21%). São dez gêneros distribuídos em nove famílias. Seguem-se a estes os répteis, com 19% de representatividade, sendo conhecidos na bacia por oito famílias de Squamata, Serpentes, Crocodylia e Chelonia. Destas oito famílias, duas ainda são incertas e apenas cinco gêneros foram definidos. Da diversidade de aves (7%) são conhecidos apenas restos pós-cranianos de três gêneros pertencentes a três famílias, cada uma delas incluída num táxon distinto: Rheiformes, Gruiformes e Cuculiformes. Seguem-se a estas os anfíbios, que são os vertebrados mais raros em Itaboraí (5%), constituídos por dois gêneros, pertencentes a duas famílias das ordens Gymnophiona e Anura. Três gêneros e quatro famílias de vegetais foram definidas sobre troncos, folhas e sementes encontrados em Itaboraí, representando 9% do total de famílias presentes na bacia. Estas famílias pertencem às ordens Urticales, Malvales, Myrtales e Rosales.

Microfósseis também estão presentes em Itaboraí, mas são muito raros, existindo apenas um único registro de ostracodes (Macedo, 1975) e palinomorfos (Lima & Souza-Cunha, 1986).

Estudos recentes divulgaram a existência de coprólitos associados aos fósseis de vertebrados encontrados nas fendas (Souto, 2001; 2007). Cortes histológicos de um deles revelaram a presença de



**Figura 9** - Fósseis da Bacia de Itaboraí. (**a**), parte da maxila com dentes do notoungulado *Colbertia magellanica* (DGM 280-M); (**b**), crânio, em vista oclusal, do marsupial *Epidolops ameghinoi* (DGM 321-M); (**c**) placa da carapaça do tatu *Riostegotherium yanei* (UFRJ-DG 317-M), em vista dorsal; (**d**), fragmento de maxila esquerda do xenunguado *Carodnia vieirai*, com P4-M2; (**e**), parte da mandíbula com dentes do litopterno *Miguelsoria parayirunhor* (DGM 330-M); (**f**), vista anterior da vértebra da cobra *Coniophis cf. C. precedens* (UFRJ-DG, coleção didática); (**g**), ossos da perna do reiformes *Diogenornis fragilis* (DGM 421-M); (**h**), carapaça do gastrópode *Brasilennea minor* (DGM 4999-I); (**i**), carapaça do gastrópode *Bulimulus fazendicus* (DGM 4993-I); (**j**), molar do mastodonte *Stegomastodon* sp. (DGM 716-M); (**l**), fragmento de mandíbula com molares de *Eremotherium* sp. (DGM 732-M). Escalas: A-F, H, I = 10 mm; G, J, L = 50 mm.

**Figure 9** - Fossils of Itaboraí basin. (a), fragment of upper jaw with teeth of Colbertia magellanica (DGM 280-M); (b), skull of Epidolops ameghinoi (DGM 321-M) in occlusal view; (c), osteoderm of Riostegotherium yanei (UFRJ-DG 317-M) in dorsal view; (d), fragment of upper jaw with P4-M2 of Carodnia vieirai; (e), fragment of lower jaw with teeth of Miguelsoria parayirunhor (DGM 330-M); (f), vertebra of Coniophis cf. C. precedens (UFRJ-DG, class collection) in anterior view; (g), leg bones of Diogenornis fragilis (DGM 421-M); (h), shell of Brasilennea minor (DGM 4999-I); (i), shell of Bulimulus fazendicus (DGM 4993-I); (j), molar of Stegomastodon sp. (DGM 716-M); (l), fragment of lower jaw with teeth of Eremotherium sp. (DGM 732-M). A-E, G, H scale bar equals 10 mm; F, I, J equals 50 mm.



**Figura 10 -** Diagrama comparativo do número de famílias de macrofósseis animais e vegetais procedentes da bacia de Itaboraí.

**Figure 10 -** Comparative diagram of the number of animal and plant macrofossil families from Itaboraí basin.

cutículas de gramíneas, sugerindo a presença destes vegetais na bacia ou em seu entorno (Santos *et al.*, 2007).

Nenhum resto de peixe ou de qualquer animal bentônico foi encontrado na bacia, muito possivelmente devido ao lago que preenchia a depressão tectônica original, ter sido formado por águas termais bem quentes, e/ou à alta concentração de carbonato de cálcio dissolvido nesta água.

A diversidade da biota supracitada não está somente condicionada a quantidade de fósseis recuperados, mas é também influenciada pela demanda dos estudos realizados sobre os diferentes grupos. Os marsupiais, parte dos ungulados, as cobras e os lagartos sofreram revisões nos últimos 15 anos, o que resultou no reconhecimento de novas espécies e famílias na bacia. Por sua vez, as tartarugas e os crocodilos ainda não foram estudados, tendo sua presença na bacia apenas sido indicada por alguns autores (e.g. Paula-Couto, 1949; Melo & Schwanke, 2006). Informações mais detalhadas e imagens da biota da Bacia de Itaboraí podem ser encontradas em Bergqvist *et al.* (2006).

#### Arqueologia

Além de ricamente fossilífera, a Bacia de Itaboraí guarda também o mais importante registro da ocupação humana nas Américas. O principal sítio arqueológico de Itaboraí foi descoberto no início da década de 70 (Beltrão *et al.*, 1982), numa inclinação da superfície da encosta no morro da Dinamite (porção leste da bacia), resultante do seu deslocamento a partir do topo da elevação

(Beltrão, 2000). Este sítio, composto de camadas sedimentares cuja área fonte não mais existe, tem uma extensão de 600m e 70m de profundidade, e possui encostas relativamente íngremes associadas à morfologia de "Rampas". Sua ocupação mais recente data de cerca de  $8.100 \pm 75$  AP, idade essa obtida a partir de datação de carvões pelo método do Carbono 14, de uma fogueira situada no topo da elevação, associada igualmente a artefatos líticos (Beltrão, 2000 e Beltrão *et al.*, 1982). Todas as camadas de sedimentos e linhas de seixos (cascalheiras) possuem artefatos.

Prospecções mais recentes realizadas na área do atual Parque Paleontológico de Itaboraí permitiram a identificação de outros três setores de significativa ocorrência arqueológica, assim denominados: "Sítio do Sílex", no bordo norte; "Sítio Paleontológico", no bordo sul e "morro Verde" também no bordo norte.

O sítio do morro da Dinamite é de excepcional importância porque permitiu identificar, através dos artefatos lá encontrados, uma seqüência tecnológica contínua que se iniciou há, pelo menos, 1Ma (Pleistoceno médio). Mesmo sem datações absolutas, foi possível chegar a essa idade com base: a) na evolução do material lítico lascado que inclui choppers, bifaces, machados de mão, artefatos do tipo Levallois, raspadores laterais, buris, etc. (método tipológico); b) no estudo das manchas climáticas que foram depositadas sobre os artefatos durante o Pleistoceno Médio, abrindo a possibilidade de uma idade mais antiga, isto é, do Pleistoceno Inferior; c) na utilização de duas técnicas de maturação dos sedimentos primeiramente desenvolvidas na África e posteriormente aplicadas no Brasil: a relação ferro livre/ferro cristalizado e a relação silte-argila; d) e, finalmente, na aplicação do método estratigráfico, devido a sua grande profundidade (Beltrão et al., 2001).

Os sítios arqueológicos existentes na área da Bacia de Itaboraí integram o conjunto de sítios que compõem a Região Arqueológica de Manguinhos. Esses sítios, e em especial o sítio de Itaboraí (morro da Dinamite), são sítios litorâneos (devido às variações do nível do mar no Pleistoceno, o sítio de Itaboraí esteve bem mais próximo à costa), localizados estrategicamente em elevações, demonstrando que o homem pré-histórico evitava o confronto, nas planícies, com a megafauna pleistocênica em uma região onde as grutas são raras. Alguns desses sítios, como o das Cobras e o da Boa Viagem, estão hoje localizados em ilhas na baía de Guanabara.

A matéria-prima utilizada pelo homem em Itaboraí é proveniente da região. Entre os minerais e rochas utilizados aparecem, por ordem de preferência, o quartzo (62,2%), o sílex (18%), o calcário (16,6%), o quartzito

(1,8%) e outros materiais duros, incluindo o gnaisse e a calcedônia (1,4%). Na camada mais baixa a maior porcentagem é de quartzo branco, quase incolor. Os artefatos encontrados eram utilizados para bater (talhadeiras), raspar, cortar (facas de dorso), cortar e furar (facaperfurador) e gravar (buris) (Fig. 11).

Quanto à indústria lítica presente no sítio, várias observações podem ser feitas com relação aos artefatos de Itaboraí:

1 - Além da já citada predileção pelo quartzo (62,2%), havia entre os ocupantes pré-históricos de Itaboraí uma preferência pela matéria prima que apresentasse maior homogeneidade - certamente por lhes facilitar a manufatura dos objetos. Conseqüentemente, o homem de Itaboraí descartava as peças heterogêneas e/ou com fraturas naturais ou com fraturas decorrentes de acidentes de lascamento, já que no momento da confecção do(s) artefato(s), ou da obtenção do suporte a partir do qual seria produzido o artefato, os efeitos do lascamento eram imprevisíveis em razão da qualidade da matéria prima, gerando resultados inesperados ou indesejados.

2 - Foi também possível observar uma diferença na escolha da matéria prima segundo a distribuição locacional dos sítios. As alterações impostas à área pela mineração e a descontinuidade da pesquisa não permitiram, até o presente momento, que fossem feitas inferências mais precisas quanto à variação na freqüência de matérias primas observadas nos diferentes setores.

3 - Particularmente as peças de quartzo não foram submetidas a muitos retoques provavelmente em razão desse tipo de material prescindir de retoques para obtenção de gumes cortantes.

4 - Quanto aos artefatos retirados de escavações realizadas no sítio situado no morro da Dinamite, foi possível observar, segundo a distribuição estratigráfica, uma modificação na escolha do tipo de quartzo. Na Camada Inferior observou-se uma maior porcentagem do quartzo do tipo branco, quase hialino. Enquanto que na Camada Superior havia maior número de artefatos em quartzo do tipo não homogêneo (textura sacaroidal).

5 - Entre os artefatos encontrados nas cascalheiras no topo da rampa de colúvio, bem como em vários pontos da rampa cortada pela estrada, tem-se: choppers, bifaces, machado em lasca (*hachereau*), lascas de percussão violenta, raspadores grandes (*racloir*), facas de dorso.

6 - Os artefatos de Itaboraí, identificados como buris, têm características marcantes de atipicidade em relação às definições clássicas de buril. Para Laplace (1964) o buril se constitui em um artefato que apresenta uma ponta em bisel habitualmente perpendicular à face de lascamento, sendo o bisel constituído por uma ou várias retiradas. Já para Tixier (1960) definese buril pela técnica do golpe do buril (expressão aparentemente criada para designar a ação de fabricar as faces de um buril) que consiste na fabricação de um plano de buril pela retirada, através de uma única percussão ou pressão, de uma lamela, a partir de uma superfície trabalhada ou naturalmente apta a servir como plano de percussão.

Na África, os artefatos típicos do Homo habilis, que viveu há 2,5 Ma, são os choppers. Também na África os artefatos típicos dos primeiros Homo erectus (hoje chamado de Homo ergaster), que viveu há 2 Ma, são igualmente choppers, embora o artefato mais característico do Homo ergaster seja o biface. A ampla distribuição do biface pela África, Ásia e Europa fez com que se admitisse que o Homo ergaster fosse exogâmico, isto é, que se casasse fora do seu grupo nuclear. Outros artefatos encontrados na África podem ser atribuídos a diferentes espécies da evolução humana, como ao Homem de Neandertal (outrora chamado de Homo sapiens neanderthalense e atualmente conhecido como Homo neanderthalense), que viveu há 300 mil anos, até chegar ao homem atual, Homo sapiens sapiens, de apenas 45 mil anos.

Curiosamente, o sítio de Itaboraí apresenta uma seqüência tecnológica da pedra lascada correspondente a várias espécies de Homo em um mesmo sítio, isto é, tendo na base, como na África, *choppers* e bifaces. Não se conhece, até hoje, outro sítio similar no mundo, mesmo na África, que apresente esse conjunto de artefatos em um mesmo sítio. Beltrão & Sarciá (1987) propuseram que o Homo erectus que viveu a partir de 1 Ma poderia ter adentrado a América (não excluindo a possibilidade do Homo ergaster também ter entrado) vez que se espalhara por regiões de diferentes temperaturas. A autora chamou a atenção para o fato de que, mesmo antes da emersão do homem no mundo, animais passaram pelo Estreito de Bering nos dois sentidos, conforme Repenning (1967) já havia mencionado. Portanto, o mais antigo "candidato" a ter entrado na América teria sido o homo erectus ou sua versão mais antiga, isto é, o Homo ergaster. Essa posição foi também defendida por Henri de Lumley, Presidente da Associação Internacional de Paleontologia Humana da UNESCO e Diretor do Museu de História Natural de Paris (Lumley et al.; 1987, 1988), com base nas descobertas realizadas por Beltrão no sítio Toca da Esperança, na Bahia, que surpreendentemente revelaram choppers na base do sítio e uma idade mínima de 300 mil anos (pelo método urânio-tório).



**Figura 11 -** Artefatos utilizados pelo homem pré-histórico, encontrados no morro da Dinamite, bacia de Itaboraí. (a) *chopper* discoidal; (b) *chopper*; (c) *chopper* duplo; (d) biface cordiforme com bisel terminal; (e) pic-biface com gume sinuoso; (f) biface retangular com gume retilíneo; (g) machado sobre lasca; (h) lasca de percussão violenta; (i-k) raspadores grandes; (l) faca com dorso; (m) lasca pré-*Levallois*; (n-o) lascas de fácies *Levallois*; (p) perfurador; (q) faca; (r-s) raspador maciço e espesso em vistas lateral (r) e superior (s); (t-u) buris. Modificado de Beltrão (2000).

Figure 11 - Artifacts used by prehistoric man, recovered at morro da Dinamite (Dinamite hill), in Itaboraí basin. (a) discoidal chopper; (b) chopper; (c) double chopper; (d) heart-shaped biface; (e) pic-biface with rectilinear edge; (f) square bifaces with rectilinear edge; (g) ax over flake; (h) intense percussion flake; (i-k) large scrapers; (l) back knife; (m) pre-Levallois flakes; (n-o) Levallois flakes; (p) perforator; (q) knife; (r-s) large and solid scrapers in lateral (r) and upper views (s); (t-u) burins. Modified from Beltrão (2000).

# SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO E A IMPORTÂNCIA DO SÍTIO BACIA DE ITABORAÍ

A Bacia de Itaboraí possui cerca de 60 milhões de anos (Ma) e é uma das menores bacias sedimentares brasileiras (cerca de 1 km<sup>2</sup>). Uma bacia sedimentar é uma depressão onde se acumulam sedimentos, produzidos pela alteração e erosão das rochas, pela ação dos rios, mares, ventos, geleira, etc., ou por processos de precipitação química. No caso da Bacia de Itaboraí, os sedimentos são principalmente de origem química, representados por rochas calcárias. A formação da bacia está relacionada com os fenômenos geológicos que ergueram a Serra do Mar e provocaram a abertura de depressões nas rochas, dentro das quais os sedimentos foram se acumulando.

A origem dos calcários parece relacionar-se a dissolução de mármores pré-existentes na região (com mais de 500 Ma). Estes foram dissolvidos por águas subterrâneas e trazidos à superfície por fontes termais, formando o calcário na depressão quando a água evaporava. Sedimentos oriundos das bordas da bacia misturavam-se ao calcário formando um calcário argiloso (algumas vezes com textura mais grossa) que se intercalava com o calcário puro de origem química. A seqüência calcária foi coberta, há cerca de 50 Ma, por sedimentos terrígenos grosseiros.

A existência de falhas geológicas que delimitam e cortam a bacia lhe confere especial importância porque mostra movimentos relativos de blocos rochosos após sua formação. Cita-se também, a existência de lavas ankaramíticas (rochas muito raras no nosso planeta), com idade aproximadamente de 50 Ma, demonstrando também a ocorrência de vulcanismo na bacia (Klein & Valença, 1984).

O depósito calcário que preencheu a bacia foi cortado verticalmente por fendas de dissolução (o calcário é dissolvido facilmente pela água), local onde a grande maioria dos fósseis foi encontrada. Denomina-se fóssil os restos ou vestígios de antigos animais ou vegetais, como, por exemplo, dentes, ossos, impressões de folhas ou pegadas.

A Bacia de Itaboraí é o único depósito brasileiro que registrou a primeira irradiação dos mamíferos continentais após a extinção dos dinossauros, ocorrida há cerca de 65 Ma. Os fósseis de mamíferos tornaram a bacia conhecida no meio científico internacional. Devido à abundância, qualidade e diversidade de fósseis de mamíferos, e de sua importância para o entendimento da evolução dos mamíferos sul-americanos, uma das Idades Mamíferos-Terrestres Sul-Americanas foi

nomeada em sua homenagem - a idade Itaboraiense. Trata-se do único sítio brasileiro que "emprestou" seu nome a uma escala internacional de tempo. Dentre todos macrofósseis paleocênicos recuperados na Bacia de Itaboraí, os mamíferos são o grupo mais abundante e diversificado. Dentre estes, os marsupiais (mamíferos que levam seus filhotes em bolsas, como os gambás) são os mais diversificados. Ainda que mais abundantes, os ungulados (mamíferos com cascos, como os cavalos) são menos diversificados que os marsupiais. Todas as ordens de ungulados registradas na bacia se extinguiram antes dos tempos atuais. O fóssil de tatu mais antigo conhecido pela ciência foi encontrado em Itaboraí. Os gastrópodes (caracóis) constituem o segundo grupo mais diversificado, seguido pelos répteis (lagartos, cobras, crocodilos e tartarugas). Aves e anfíbios também estão presentes na bacia, mas em número de fósseis e diversidade bem pequena. Dentre as aves, as espécies encontradas lembram o casuar, a siriema e o cuco, e dentre os anfíbios, parentes da cobra-cega e sapo atuais. Poucos fragmentos de troncos e folhas, mas abundantes sementes, de parentes do grão-de-galo-moido, inajarana, e goiabeira, representam os vegetais encontrados na Bacia de Itaboraí. (Fig. 12).

Nenhum resto de peixe foi encontrado na bacia, muito possivelmente devido ao lago que preenchia a depressão original, ter sido formado por águas bem quentes, e/ou à alta concentração de carbonato de cálcio dissolvido nesta água.

Microfósseis também estão presentes em Itaboraí, mas são muito raros, existindo apenas um único registro de ostracodes (pequeno artrópode com duas conchas) e palinomorfos (pólens). Fósseis mais jovens (de idade pleistocênica) foram também encontrados nos arredores da bacia, em um cascalheiro, revelando que o mastodonte e a preguiça gigante já viveram em Itaboraí (Fig. 13).

Além de ricamente fossilífera, a Bacia de Itaboraí guarda também o mais importante registro da ocupação humana nas Américas. O principal sítio arqueológico de Itaboraí foi descoberto no início da década de 70 (Beltrão *et al.*, 1982), no morro da Dinamite (porção leste da bacia). Este sítio, o mais antigos das Américas (1 Ma – Pleistoceno médio), teria sido inicialmente habitado pelo *Homo ergaster* (antes conhecido como *Homo erectus).* Ainda que esta idade tenha sido proposta sem o auxílio de uma datação absoluta, a análise do material lítico presente, e a aplicação de diferentes técnicas sedimentológicas e estratigráficas, sustentam esta proposta.

A ocupação mais recente do sítio arqueológico de Itaboraí, feita pelo *Homo sapiens* data de cerca de 8.100  $\pm$  75BP, idade obtida a partir de datação de carvões pelo método do Carbono 14, de uma fogueira situada no topo da elevação, associada igualmente a artefatos líticos (Beltrão, 2000 e Beltrão *et al.*, 1982). Todas as camadas de sedimentos e linhas de seixos (cascalheiras) possuem artefatos. A matéria-prima utilizada pelo homem em Itaboraí é proveniente da própria região.

Os sítios de Itaboraí são parte da Região Arqueológica de Manguinhos. Estão localizados estrategicamente em elevações, demonstrando que o homem pré-histórico evitava o confronto nas planícies com a megafauna pleistocênica, em uma região onde as grutas são raras.



Figura 12 - Reconstrução e representantes modernos afins de algumas espécies encontradas na Bacia de Itaboraí. (a), desenho reconstruindo a forma em vida do tatu encontrado na bacia; (b), cobra-cega, (c), siriema, (d), lagarto, (e), grão-de-galo-moido, (f) caracol.

Figure 12 - Reconstitution and extant relatives of Itaboraí species. (a), drawing of the armadillo discovered in the basin; (b), a caecelian (c), a siriema; (d), a lizard; (e), heckberry; (f) a snail.



Figura 13 - Reconstrução da preguiça gigante (a) e do mastodonte (b).Figure 13 - Reconstruction of a giant sloth (a) and a mastodont (b).

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

Devido à exploração econômica, a maior parte do calcário foi retirada da bacia e parte da depressão resultante da exploração encontra-se hoje preenchida com água. Ainda que a maior parte dos sedimentos originais que formaram a bacia não esteja preservada, estes ainda podem ser observados nas bordas da bacia, servindo de testemunho da importância geopaleontológica de Itaboraí. Atualmente, a área que originalmente pertencia à Companhia de Cimento Mauá, pertence ao Município de Itaboraí, que criou, por meio da Lei 1.346, de 12 de dezembro de 1995, o "Parque Paleontológico de São José de Itaboraí", com o objetivo de preservar a sua área física, os testemunhos da geologia original e os fósseis remanescentes nestas rochas e divulgar a importância geo-paleontológica da Bacia de Itaboraí.

O lago formado pelo preenchimento com água (aporte subterrâneo e das chuvas) da cava da mineração atualmente abastece toda a localidade de São José, através da ação de uma cooperativa (Cooperágua). A lâmina d'água, que pode atingir cerca de 50 m profundidade em épocas mais úmidas, tornou-se também um atrativo de lazer para a população local, que realiza pescarias no lago. Assim, a Cooperágua e a população local também zelam pelo Parque Paleontológico.

A partir de 2003, o processo de valorização do Parque Paleontológico de São José de Itaboraí foi revigorado. Com o apoio da Fundação Carlos Chagas Filho de Apoio à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro (FAPERJ), através do seu Instituto Virtual de Paleontologia, foram obtidas 20 bolsas do programa Jovens Talentos para adolescentes do ensino médio da Escola Estadual Francesca Carrey, localizada nas imediações. Seguiramse seis novas bolsas do Colégio Estadual de Visconde de Itaboraí (CEVI). Todos estes jovens têm sido treinados em Geologia, Paleontologia, Arqueologia e Meio Ambiente, por professores das várias instituições de ensino e pesquisa do estado do Rio de Janeiro, com o intuito de prepará-los para serem guias e guardiões do parque. Desde então a seleção de pré-iniciação científica tem sido renovada anualmente e as atividades de orientação são desenvolvidas no próprio Parque.

Em 2006, mediante convênio da Petrobras com o Instituto Walden, teve início o cercamento do parque (Fig. 10) bem como a elaboração do seu plano diretor. Seguiu-se no decorrer de 2007 a restauração de uma das edificações construídas pela Companhia Mauá, com vistas à implantação do Centro de Referência do Parque Paleontológico de São José de Itaboraí. O apoio da FAPERJ possibilitou também a aquisição de mobiliário e equipamentos para uma infraestrutura mínima de atendimento às atividades ali desenvolvidas.

O Parque encontra-se agora na fase inicial do reflorestamento da área graças à parceria da Chácara Tropical e da Prefeitura Municipal de Itaboraí.

Ressaltamos também o inestimável esforço de toda a comunidade científica ao longo dos últimos anos no sentido de efetivamente preservar e divulgar tão valioso patrimônio geológico/ paleontológico/ arqueológico do estado do Rio de Janeiro.

#### AGRADECIMENTOS

Os autores externam seus agradecimentos à Andréia Continentino, da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), pela diagramação da Figura 2. Parte das pesquisas que resultaram neste trabalho foi apoiada pelo CNPq, CAPES e FAPERJ. Esta publicação é uma contribuição ao Instituto Virtual de Paleontologia (IVP-FAPERJ).



**Figura 14 -** Parque Paleontológico de São José de Itaboraí. (a), pórtico e cerca; (b), acesso ao Centro de Referência; (c), galpão reformado onde funciona o Centro de Referência; (d), participação dos estudantes de Itaboraí nas atividades da Semana Nacional de Ciência e Tecnologia, em outubro de 2007, ocorridas no Parque.

**Figure 14** - Paleontological Park of São José de Itaboraí. (a), entrance and fence; (b), way to Centro de Referência (Reference Center); (c), building of Centro de Referência after its renovation; (d), students taking part in the activities during the Semana Nacional de Ciência e Teconologia (Science and Technology National week).

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **58** (suplemento): 15-26.
- Barros, L.H.P.; Scheel-Ybert,R.; Ramos,R.R.C.; Souza,T.C.S.; Rodrigues-Francisco,B.H.; Carvalho, M.A. 2007. Lenho de leguminosas do Eoceno da Bacia de São José de Itaboraí. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 20, Búzios. Anais... Búzios: SBP, p. 173.
- Beltrão, M.C.M.C. 2000. Ensaio de Arqueogeologia. Rio de Janeiro: Zit Gráfica e Editora Ltda. 168p.
- Beltrão, M.C.M.C.; Rodrigues-Francisco, B.H.; Perez, R.A.R.;
  Bezerra, F.O.S.; Carvalho, B.; Caniné, J.M.M; Koatz, G.D.
  2001. O Parque Paleontológico de São José de Itaboraí (Rio de Janeiro) e seu entorno. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 2: 53-55.

- Beltrão, M.C.M.C.; Danon, J.; Teles, M.M. 1982. Datação pelo 14C do sítio arqueológico de Itaboraí, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, **54**(1): 258-259.
- Beltrão, M.C.M.C.; Sarciá, M.N.C.L. 1987. L'Industrie lithique et la stratigraphie du site d'Itaoraí (Rio de Janeiro, Brésil).
  In: Congrès International de Paleontologie, 2, Turin, 1987. *Résumès des Communications...* Paris: UNESCO, p. 174.
- Bergqvist, L.P.; Moreira, A.L; Pinto, D.R. 2006. Bacia de São José de Itaboraí – 75 anos de história e ciência. Rio de Janeiro, Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/Serviço Geológico do Brasil (CPRM/SBG). 83p.
- Brito, I.A.M; Franke, H.E.C.M.; Campos, D.A. 1972. Geologia e petrografia da Bacia de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **44** (2): 225-234.
- Ferrari, A.L. 2001. Evolução tectônica do graben da Guanabara. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 412p.

- Klein, V.C.; Rodrigues-Francisco, B.H. 1981. Aspectos sedimentares e estruturais na Bacia Calcária de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro, e suas implicações para a paleontologia. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 53(1): 135-42.
- Klein, V.C.; Valença, J.C. 1984. Estruturas almofadadas em derrame em ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, v. 9, p. 4335-4345.
- Laplace, G. 1964. Essai de typologie systématique. *Annali dell'Universitá di Ferrara*, **15**(1) suppl. 2.
- Leinz, V. 1938. Os calcáreos de São José de Niterói, estado do Rio. *Mineração e Metalurgia*, **3**(15): 153-155.
- Lima,M.R.; Souza-Cunha, F.L. 1986. Análise palinológica de um nível de linhito da Bacia de São José de Itaboraí, Terciário do estado do Rio de Janeiro, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **58**(4): 579-588.
- Lumley, H., Lumley, M.-A., Beltrão, M.C.M.C., Yokoyama, Y., Labeyrie, J., Delibrias, G., Falguéres, C., Bischoff, J.L 1987. Présence d'outils yaillés associés à une faune quaternaire datée du pleistocène moyen dans la Toca da Esperança, Région de Central, Etat de Bahia, Brésil. L'Anthropologie, Paris, v. 91, n. 4, p. 917-42.
- Lumley, H., Lumley, M.A., Beltrão, M.C.M.C., Yokoyama, Y., Labeyrie, J., Danon, J., Delibrias, G., Falguéres, C., Bischoff, J.L. 1988. Découverte d'outils taillés associés à des faunes du pleistocène moyen dans la Toca da Esperança, État de Bahia, Brésil. *Comptes Rendus de l' Academie des Sciences*, Paris, v. 306, Série II, p. 241-7.
- Macedo, A.C.M. 1975. Microfósseis de uma fácies clásticoquímica da bacia calcária de São José de Itaboraí, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* **47**(3/4): 578.
- Marshall, L.G. 1985. Geochronolohy and Land-Mammal biochronology of the transamerican faunal interchage. *In*: Steli, F.G; Webb, S.D. (eds.), *The great American biotic interchange*. New York: Plenum Press, p.49-85
- Maury, C.J. 1929. Novas collecções paleontológicas do Serviço Geológico do Brasil. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 33: 1-23.
- Maury, C.J. 1935. New genera and new species of fossil terrestrial mollusca from Brazil. *American Museum Novitates*, 764: 1-15.
- Medeiros, R.A.; Bergqvist, L.P. 1999. Paleocene of the São José de Itaboraí basin, Rio de Janeiro, Brazil: lithostratigraphy and biostratigraphy. *Acta Geologica Leopoldensia*, **22** (48): 3-22.
- Melo, M.S.; Schwanke, C. 2006.Curadoria do acervo de Testudines Linnaeus, 1758 do Museu de Ciências da Terra do Departamento Nacional da Produção Mineral, Rio de Janeiro. In. Gallo, V. et al. (eds.), Paleontologia de Vertebrados: Grandes temas e contribuições científicas. Rio de Janeiro: Editora Interciência, p. 315-330.
- Oliveira, A.I. 1956. Brazil. *In*: Jenks, W.F. (ed.). *Handbook of South American Geology*. Cincinnati: Geological Society of American, p. 1-62 (Memoir, 65).

- Oliveira, A.I.; Leonardos, O.H. 1978. Geologia do Brasil. *Coleção Mossoroense*, 72: 1-813.
- Paula-Couto, C. 1949. Novas observações sobre paleontologia e geologia do depósito calcário de São José de Itaboraí. *Notas Preliminares e Estudos*, Divisão de Geologia e Mineralogia, 49: 1-13.
- Price, L.I; Campos, D.A. 1970. Fósseis pleistocênicos no Município de Itaboraí, estado do Rio de Janeiro. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 24, Brasília, 1970. *Anais...*, Brasília: SBG, p. 355-358.
- Price, L.I.; Paula-Couto, C. 1946. Vertebrados fósseis do Eoceno Inferior de Itaboraí. *Notas Preliminares e Estudos*, Divisão de Geologia e Mineralogia, 31: 1-3.
- Price,L.I.; Paula-Couto,C. 1950. Vertebrados fósseis do Eoceno na Bacia calcárea de Itaboraí. *In*: Congresso Panamericano de Engenharia de Minas e Geologia, 2, Petrópolis, 1946. *Anais...*, Petrópolis: SBG., v. 3, p. 149-173.
- Repenning, C.A. 1967. Paleartic-neartic mammalian dispersal in the late cenozoic. *In:* Hopkins, D.M., *The Bering land bridge*. Stanford: University Press, p. 216.
- Riccomini, C.; Rodrigues-Francisco, B.H. 1992. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, 1992. *Resumos Expandidos...* São Paulo: SBG p. 469-470.
- Rodrigues-Francisco, B.H.; Souza-Cunha, F.L. 1978. Geologia e estratigrafia da Bacia de São José de Itaboraí, R.J. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **50** (3): 381-416.
- Rodrígues-Francisco, B.H; González, B.B.; Peroba, C.E.N.; Guedes, S.C. 1985. Estudo dos testemunhos de sondagem na Bacia de São José, Itaboraí, R. J. I. Furo SJ-2T. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 8., Rio de Janeiro, 1983. *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos...* Brasília: DNPM, p. 651-652. (Série Geologia, 27; Secção Paleontologia e Estratigrafia, 2).
- Sant'Anna, L.G. 1999. *Geologia, mineralogia e gênese das esmectitas dos depósitos paleogênicos do Rift Continental do Sudeste do Brasil.* Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 239p.
- Sant'anna, L.G.; Riccomini, C; Carvalho, M.D.; Sial, A.N.; Rodrigues-Francisco, B.H. 2000. Paleocene/Eocene travertines in the Itaboraí basin (Rio de Janeiro state, southeastern Brazil). *In*: International Geological Congress, 30, Rio de Janeiro, Brasil. Abstracts volume (CD-ROM).
- Sant'anna, L.G; Riccomini, C. 2001. Cimentação hidrotermal em depósitos sedimentares paleogênicos do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil: mineralogia e relações tectônicas. *Revista Brasileira de Geociencias*, **31**(2): 231-240.
- Santos, A.P.A.; Avilla, L.S.; Iglesias, A. & Souto, P.R.F. 2007. Itaboraian grass: cuticular morphology, taxonomy and paleoenvironmental significance. In: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 20, Búzios. Anais... Búzios: SBP, p. 168.
- Sarciá, M.N.G. 1987. L'Industrie lithique et la stratigraphie du site d'Itaboraí (Rio de Janeiro, Brésil). Musée National d'Histoire Naturelle, (Mémoire de DEA: géologie du quaternaire, paleontologie humaine, pré-histoire). 51p.
- Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R. & Asmus, H.E. 1984. Geologia do Brasil - texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais - escala 1:2500000. DNPM, MME, Brasília
- Souto, P.R.F. 2001 Morfologia e significado biológico dos excrementos fósseis da Bacia de São José de Itaboraí/Rio de Janeiro. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 18, Rio Branco, 2001. *Boletim de Resumos...* Rio Branco: SBP, p. 19.

<sup>1</sup> Universidade Federal do Rio de Janeiro/UFRJ. Avenida Athos Silveira Ramos, 274. Prédio CCMN, bloco G. Ilha do Fundão, Rio de Janeiro/ RJ. 21941-916. bergqvist@geologia.ufrj.br

<sup>2</sup>Departamento de Recursos Minerais/DRM. kmansur@drm.rj.gov.br

<sup>3</sup>Universidade do Estado do Rio de Janeiro/UERJ. tutucauerj@gmail.com Souto, P.R.F. 2007. Os coprólitos da Bacia de São José de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *In*: Carvalho,I.S. *et al.* (eds.), *Paleontologia: Cenários de Vida.* Vol. 1. Rio de Janeiro: Ed. Interciência Ltda. p. 811-818.

- Souza-Cunha, F.L. 1982. A presença inédita de um mamífero Xenungulata no calcário da Bacia de São José de Itaboraí, RJ. Anais da Academia Brasileira de Ciências, **54**(4): 754-755.
- Tixier, J. 1960. Standardization of terms in prehistory. *Current Anthropololgy*, **1**(4): 335.

<sup>4</sup>Centro Brasileiro de Arqueologia/CBA. francisco-mn@bol.com.br

<sup>5</sup> Museu Nacional/UFRJ. Quinta da Boa Vista, s/n. São Cristóvão, Rio de Janeiro/RJ. 20940-040. rhoneds@gmail.com

<sup>6</sup>Museu Nacional/ UFRJ. Quinta da Boa Vista, s/n. São Cristóvão, Rio de Janeiro/RJ. 20940-040. mcmcbeltrao@gmail.com

• Trabalho divulgado no site da SIGEP, <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 25/4/2008, também com versão em inglês.



## LÍLIAN PAGLARELLI BERGQVIST

Graduada em Ciências Biológicas pela Faculdade de Humanidades Pedro II (1983), Mestre em Zoologia pelo Museu Nacional/UFRJ (1989) e Doutor em Geociências pela UFRGS (1996). Em 1998 ingressou no Departamento de Geologia da UFRJ, como Professor Adjunto e desde 2004 é Bolsista de Produtividade do CNPq. Publicou 36 artigos científicos e é autora de 8 capítulos de livros. Seus interesses científicos sempre estiveram atrelados aos mamíferos cenozóicos, mas desde 1993 tem focado suas pesquisas na biota da Bacia de Itaboraí, tendo sua tese de doutorado versado sobre os mamíferos desta bacia. Em 2006 publicou um livro sintetizando o conhecimento sobre a biota, geologia e história da Bacia de Itaboraí.



## KÁTIA MANSUR

Graduada em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro (1982) e atualmente doutoranda pela mesma universidade. É geóloga do DRM-RJ, Serviço Geológico do Estado do Rio de Janeiro, desde 1982, onde desenvolve trabalhos na área de geologia econômica, mineralogia, geologia ambiental, hidrogeologia e patrimônio geológico/ geoconservação. Participou em 11 livros e tem dezenas de trabalhos publicados em eventos nacionais e internacionais. Nos últimos anos vem se dedicando à disseminação da geologia para a sociedade, através do Projeto Caminhos Geológicos, sendo coordenadora do mesmo desde sua inauguração, em 2001.



#### MARIA ANTONIETA DA CONCEIÇÃO RODRIGUES

Graduada em Geologia pelo Instituto de Geociências/UFRJ (1968), Mestre em Ciências pela mesma Instituição (1971) e Doutor em Geociências pela UFRGS (1982). Atuou no Departamento de Geologia da UFRJ de 1969 a 1993 e desde 1982 é professora da Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro onde, em 2001, tornou-se Professor Titular. Atualmente é Diretora da Faculdade de Geologia da UERJ e suas pesquisas têm sido centradas em foraminíferos do Quaternário e Siluriano/Devoniano da Bacia do Paraná. Em 2006 foi agraciada com a medalha Henri Gorseix, conferida pela SBG. Desde 2002 através de uma ação do Instituto Virtual de Paleontologia/FAPERJ, tem se dedicado intensamente à preservação do Parque de Itaboraí.



## BENEDICTO HUMBERTO RODRIGUES FRANCISCO

Graduado em Geologia pela Escola Nacional de Geologia da Universidade do Brasil (1964), em Português/Literatura pela Universidade Celso Lisboa (1982), com Mestrado e Doutorado em Geociências pela Universidade Federal do Rio de Janeiro em 1975 e 1998, respectivamente. Foi bolsista do CNPq no Museu Goeldi (Belém) de 1965-1969. Tornou-se Professor Adjunto do Departamento de Geologia da UFRPJ em 1970, transferindo-se para o Museu Nacional/UFRJ em 1987. Publicou diversos artigos em revistas nacionais, internacionais e anais de congressos sendo autor de 2 capítulos de livros. Desde 1972 estuda a geologia da Bacia de Itaboraí, tendo sua dissertação de mestrado versado sobre a sua geologia e estratigrafia.

## RHONEDS ALDORA RODRIGUES PEREZ



Graduada em Direito pela Universidade do Estado do Rio de Janeiro (1979) e em Arqueologia pela Universidade Estácio de Sá (1979), Mestre e Doutora em Arqueologia pela Universidade de São Paulo (2000). Em 1989 tornou-se Arqueóloga do Departamento de Antropologia do Museu Nacional/UFRJ. Publicou um livro no Brasil, 26 artigos em revistas nacionais, internacionais e em anais de congresso e é autora de três capítulos de livros. Desde 1979 estuda a ocupação pré-histórica da Bacia de Itaboraí. Atualmente orienta bolsistas do Projeto Jovens Talentos CICIERJ/FAPERJ.



## MARIA DA CONCEIÇÃO DE MORAES COUTINHO BELTRÃO

Graduada (1955) e licenciada (1956) em Geografia e História pela Faculdade Fluminense de Filosofia. Doutora em Antropologia (Arqueologia) e em Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro (1999). Professora Titular do Departamento de Antropologia do Museu Nacional/UFRJ (1969). Pesquisador Associado do Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional/UFRJ (2000). Bolsista Sênior do CNPq (2004). Publicou nove livros no Brasil, e dois no Exterior, além de cinco capítulos de livros. Mais de quatrocentos trabalhos publicados em revistas nacionais e internacionais. Entre conferencias, palestras, cursos e entrevistas, conta com cerca de quinhentas. Realizou até o momento, noventa exposições no Brasil e fora dele. Desde 1972 estuda a ocupação pré-histórica da Bacia de Itaboraí.

## Serra do Cadeado, PR

Uma janela paleobiológica para o Permiano continental sul-americano

## **SIGEP 007**

Max Cardoso Langer<sup>1</sup> Estevan Eltink<sup>1</sup> Jonathas de Souza Bittencourt<sup>1</sup> Rosemarie Rohn<sup>2</sup>

A SERRA DO CADEADO representa uma porção do escarpamento juro-cretácico da Bacia do Paraná em que afloram rochas das formações Teresina, Rio do Rasto, Pirambóia, Botucatu e Serra Geral. Esta sucessão abrange desde o Permiano até o Cretáceo, sendo sua parte sedimentar representativa da passagem de um ambiente de águas rasas, possivelmente transicional, para um francamente continental, de clima semi-árido. Os fósseis da Serra do Cadeado concentram-se na Formação Rio do Rasto, de idade permiana. Seu rico registro paleontológico compõe-se de plantas (Schizoneura, Glossopteris, Paracalamites, Pecopteris), bivalves (Leinzia, Palaeomutela, Terraia), raros gastrópodes, conchostráceos (Pseudestheria, Monoleiolophus, Euestheria, Asmussia, Liograpta), ostrácodes e raros insetos, além de especialmente significativa fauna de tetrápodes. Esta inclui o dicinodonte Endothiodon, um herbívoro terrestre de pequeno a médio porte, bem como duas formas de "anfíbios" temnospôndilos, uma de rostro longo, Australerpeton cosgriffi, e outra de rostro curto, ainda não formalmente denominada, que juntos compõem importante fauna de predadores aquáticos. Apesar da afinidade taxonômica destes tetrápodes necessitar de confirmação, a composição da fauna indica uma idade mesopermiana tardia (Capitaniano) para a parte dos sedimentos do Membro Morro Pelado que os abrigam. Neste contexto, por mais que as relações estratigráficas entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia continuem discutíveis, o proposto contato transicional entre elas na Serra do Cadeado evidencia a significância da região para a investigação do limite Permo-Triássico na Bacia do Paraná.

Palavras-chave: Permiano Superior; Paraná; Serra do Cadeado; Formação Rio do Rasto; Permo-Triássico

**Serra do Cadeado, state of Paraná** – A paleobiologic window to the continental Permian of South America

The Serra do Cadeado ("Cadeado highs") is part of the juro-cretaceous escarpment of the Paraná Basin, where rocks of the Teresina, Rio do Rasto, Pirambóia, Botucatu, and Serra Geral formations are exposed. This Permian to Cretaceous succession encompasses sedimentary sequences that represent the transition from a shallow water environment into a continental landscape, dominated by a semi-arid climate. The Serra do Cadeado fossils occur in the Permian Rio do Rasto Formation including plants (Schizoneura, Glossopteris, Paracalamites, Pecopteris), bivalves (Leinzia, Palaeomutela, Terraia), gastropods, conchostracans (e.g.: Pseudestheria, Monoleiolophus, Euestheria, Asmussia e Liograpta), ostracods, and rare insects, apart from an specially significant tetrapod fauna. This includes the dicynodont Endothiodon, a small to medium sized terrestrial herbivore and two temnospondyl "amphibians", a long-nosed, Australerpeton cosgriffi, and a short-nosed, unnamed form, which together compose an important fauna of aquatic predators. Although the taxonomic affinity of these tetrapods is still to be firmly established, the faunal composition indicates a late mesopermian (Capitanian) age for the bearing sediments of the Morro Pelado Member. In this context, even though the stratigraphic relations of the Rio do Rasto and Pirambóia formations are still controversial, their supposed transitional contact at the Serra do Cadeado area confirms the importance of the region to the study of the Permo-Triassic boundary in the Paraná Basin.

**Key words:** Late Permian; Paraná; Cadeado Hills; Rio do Rasto Formation; Permo-Triassic

## INTRODUÇÃO

A região da Serra do Cadeado (Fig. 1), no centronorte do Paraná, encerra importantes afloramentos de rochas paleozóicas e mesozóicas, no contexto das unidades litoestratigráficas que compõem a Bacia do Paraná. As localidades fossilíferas dessa região, associadas à Formação Rio do Rasto, fornecem um dos mais importantes registros paleontológicos do Neopermiano continental da América do Sul, incluindo vertebrados como "peixes", "anfíbios" e sinápsidos (Barberena *et al.*, 1985), além de invertebrados e plantas (Rohn, 1994).

A integração dos dados paleontológicos e litoestratigráficos provenientes desses afloramentos propicia um retrato paleoambiental único do final do Paleozóico em nosso continente (Langer & Lavina, 2000), época marcada pelo maior evento de extinção biótica da história do planeta (Erwin, 1994; Benton, 2003). Adicionalmente, os tetrápodes fósseis da Serra do Cadeado representam alguns dos mais importantes marcos estratigráficos do Neopermiano na Bacia do Paraná, possibilitando correlações com depósitos de outras partes do globo, como a Bacia do Karoo, no sul da África, e os Cisurais, no Leste Europeu (Barberena *et al.*, 1985; Cisneros *et al.*, 2005).

Os primeiros trabalhos paleontológicos na Serra do Cadeado foram efetuados por Norberto dos Reis Correia e Juarez Aumond, nos anos de 1973-74, como parte de um levantamento geológico realizado para a EFCP (Estrada de Ferro Central do Paraná). Nessa oportunidade, o crânio de um tetrápode foi encontrado em depósitos correspondentes à Formação Rio do Rastro e encaminhado para o Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), sendo descrito por Barberena & Araújo (1976) como um dicinodonte do gênero Endothiodon. Também no início dos anos setenta, o geólogo da PETROBRAS Rodi Ávila Medeiros teria descoberto os restos de um "anfíbio" temnospôndilo de rostro alongado. Este material foi coletado pela equipe em questão, da qual fazia parte o paleontólogo Roberto F. Daemon, tendo sido descrito por Barberena & Daemon (1974) como *Platyops* sp. Posteriormente, trabalhos de campo coordenados pelo próprio Mário C. Barberena (UFRGS), entre 1975 e 1982, resultaram na descoberta de exemplares adicionais e material mais bem preservado, especialmente de temnospôndilos. Trabalhos descritivos se seguiram, nos quais duas formas distintas, ambas possivelmente afins ao grupo dos Rhinesuchidae, foram identificadas (Barberena et al., 1980, 1985): uma de focinho curto "semelhante à Rhinesuchus" (Barberena & Dias, 1998) e outra de focinho alongado, denominada

Australerpeton cosgriffi (Barberena, 1998). No tocante aos fósseis de vegetais da Formação Rio do Rasto, uma importante tafoflora foi coletada por Norberto dos Reis Correia em 1977, na qual os gêneros Schizoneura, Paracalamites e Pecopteris foram identificados por Cazzulo-Klepzig & Correia (1981). Tais registros foram confirmados por Rohn & Rösler (1986a, b, c) e adicionalmente foi reconhecido o gênero Glossopteris para a Serra do Cadeado (Rohn, 1994). Invertebrados completam a rica paleobiota reconhecida nestes estratos permianos, os quais foram principalmente explorados por Rohn (1994), com a identificação de bivalves (e.g.: Leinzia, Palaeomutela e Terraia), conchostráceos (e.g.: Pseudestheria, Monoleiolophus, Euestheria, Asmussia e Liograpta), gastrópodes, ostrácodes e insetos. Atualmente, a região é explorada principalmente em busca de tetrápodes fósseis, por pesquisadores da Universidade de São Paulo, campus de Ribeirão Preto, e da Universidade Federal do Paraná.

## LOCALIZAÇÃO

Situada no centro-norte do estado do Paraná (Fig. 2), a Serra do Cadeado corresponde a uma sessão algo convoluta do escarpamento juro-cretácico da Bacia do Paraná (regionalmente denominado "Serra da Esperanca"), onde o Terceiro Planalto Paranaense se prolonga para sudeste em meio a morros testemunhos de maior expressão, como o "do Mulato" e "da Torre Telepar" (Fig. 3). Sua porção principal localiza-se entre os municípios de Mauá da Serra e Ortigueira, a cerca de oitenta quilômetros ao sul da cidade de Londrina, e 250 quilômetros ao noroeste de Curitiba. Algumas das melhores exposições das rochas aflorantes na Serra do Cadeado estão distribuídas ao longo da rodovia BR 376, que liga Curitiba ao norte do Paraná. Entre os quilômetros 300 e 330, ocorrem os afloramentos mais fossilíferos da Formação Rio do Rasto, com registro de plantas, vertebrados e invertebrados (Rohn, 1994). Destes, destaca-se aquele do quilometro 313, conhecido informalmente como "Monjolo" (23°58'43"S; 51°05'30"W), onde foi coletado o primeiro "anfíbio" temnospôndilo da região (Barberena & Daemon, 1974). Os cortes ferroviários da Estrada de Ferro Central do Paraná (EFCP), hoje sob concessão da empresa ALL (América Latina Logística), entre os quilômetros 500 e 510, também têm se mostrado bastante produtivos, especialmente no que concerne os tetrápodes fósseis (Barberena & Araújo, 1975; Barberena et al., 1980, 1985; Langer et al., 2006; Eltink & Langer, 2008). O acesso para as áreas de coleta ao longo da EFCP pode ser feito a partir da BR 376, da margem



**Figura 1 -** Imagens da Serra do Cadeado. (1) Vista sudoeste desde o sopé do "Morro do Mulato"; (2) face sul do "Morro do Mulato"; (3) localidade nas margens da EFCP com afloramentos das formações Rio do Rasto e Pirambóia; (4) trabalho de prospecção em afloramento da Formação Rio do Rasto nas margens da EFCP; (5) osso longo de tetrápode aflorando em rochas da Formação Rio do Rasto; (6) travessia de um dos túneis da EFCP; (7) corte no quilômetro 313 da BR-376, localidade "Monjolo", expondo depósitos da Formação Rio do Rasto. Fotos: Max Cardoso Langer.

**Figure 1** - Imagery of Serra do Cadeado. (1) Southwest view from the base of "Morro do Mulato"; (2) south escarpment of "Morro do Mulato"; (3) locality next to EFCP with exposures of Rio do Rasto and Pirambóia formations; (4) fossil digging in a outcrop of Rio do Rasto Formation next to EFCP; (5) tetrapod long bone in the bearing rock of the Rio do Rasto Formation; (6) getting trough a EFCP tunnel; (7) road cut at km 313 of BR-376, "Monjolo" site, with exposures of the Rio do Rasto Formation. Photos: Max Cardoso Langer.



Figura 2 - Localização do sítio. (1) Distribuição em superfície do Grupo Passa Dois na borda leste da Bacia do Paraná (retirado de Barberena *et al.* 1985), (2) Faixa de afloramentos das formações Irati, Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto no Estado do Paraná (retirado de MINEROPAR, 2008). Quadrado indica área detalhada na Figura 3.

**Figure 2** - Site location. **(1)** Geologic sketch of Passa Dois Group in the eastern border of the Paraná Basin (from Barberena et al. 1985), **(2)** Outcrop belt of Irati, Serra Alta, Teresina, and Rio do Rasto formations in Paraná state (from MINEROPAR, 2008). Open square indicate area depicted in Fig. 3.



**Figura 3 -** Mapa geológico da região da Serra do Cadeado, baseado em MINEROPAR (2008) e Riccomini *et al.* (1984). Traços finos indicam diques de diabásio associados a falhas geológicas.

**Figure 3** - Geologic map of the Serra do Cadeado área, based on MINEROPAR (2008) and Riccomini et al. (1984). Narrow lines indicate diabase dykes associate to geologic faults.

sudoeste da qual várias estradas não pavimentadas conduzem aos cortes ferroviários. Alternativamente, os afloramentos podem ser acessados desde a rodovia PR 445, a partir do trecho que liga a BR 376 ao município de Faxinal, também através uma estrada não pavimentada que parte da margem sul da rodovia. De forma geral, os afloramentos em questão estão inseridos em um polígono com vértices nas coordenadas: 23°58'30''S -51°05'30''W; 23°58'30''S - 51°09'00''W; 24°00'15''S -51°05'30''W e 24°00'15''S - 51°09'00''W.

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

### **Contexto Geológico**

A região da Serra do Cadeado representa uma porção do escarpamento juro-cretácico da Bacia do Paraná (Fig. 4), com altitudes variando de 750 a 1300 m. Nesta área, afloram as formações Teresina, Rio do Rasto (Grupo Passa Dois), Pirambóia, Botucatu e Serra Geral (Grupo São Bento), abrangendo desde o Permiano até o Cretáceo (Riccomini et al., 1984). Estruturalmente, a região situa-se na porção mediana do Arco de Ponta Grossa, onde os depósitos sedimentares estão seccionados por numerosos diques de diabásio cretácicos, de direção noroeste, normalmente associados a falhas geológicas subverticais. As rochas do Grupo São Bento compõem o escarpamento em si, enquanto os depósitos da Formação Rio do Rastro (membros Serrinha e Morro Pelado) formam terrenos ondulados, determinados pelos diques de diabásio sustentadores do relevo (Barberena et al., 1980).

De forma geral, as unidades estratigráficas mostram uma sucessão granocrescente da base para o topo (Fig. 4), com pelitos e calcários na Formação Teresina, siltitos com intercalações de arenitos muito finos na parte

inferior da Formação Rio do Rasto (Membro Serrinha), e fácies predominantemente areníticas finas, às vezes com intercalações de finas brechas, na parte superior desta (Membro Morro Pelado). Esta sucessão representa a passagem de um ambiente de águas rasas, possivelmente transicional, para um francamente continental, de clima semi-árido (Barberena et al., 1980). As formações Pirambóia e Botucatu são constituídas por arenitos finos de origem principalmente eólica, havendo uma intercalação conglomerática de origem fluvial. Segundo Milani (2000, 2004), as formações Rio do Rasto e Pirambóia estariam inseridas no contexto da Superseqüência Gondwana I, enquanto a Formação Botucatu representaria o início de um outro ciclo sedimentar, a Superseqüência Gondwana III. Sobrejacentes aos depósitos mencionados acima, assentam-se as rochas basálticas da Formação Serra Geral (Marques & Ernesto, 2004), que coroam o fim do pacote estratigráfico representado na Serra do Cadeado.

Em termos litológicos, o Membro Serrinha (unidade inferior da Formação Rio do Rasto) é constituído por siltitos e argilitos cinzas, liláses a roxos, arenitos finos tabulares a lenticulares esbranquiçados, podendo localmente conter lentes ou horizontes calcários (Rohn, 1994). Os arenitos possuem laminação cruzada, ondulada, sendo, às vezes, maciços. As camadas síltico-argilosas podem ser igualmente maciças, mostrar laminação plano-paralela ou acamamento wavy, lenticular e flaser conforme a presença de interlaminações de arenitos muito finos. Nas proximidades do distrito de Bairro dos França ocorre a transição para o Membro Morro Pelado e os depósitos pelíticos passam de arroxeados para avermelhados, com muitas variações na coloração. O contato entre os membros Serrinha e Morro Pelado é geralmente considerado concordante e



**Figura 4 -** Seção geológica esquemática da Serra do Cadeado (modificada de Barberena *et al.*, 1980). As inúmeras falhas geológicas e diques de diabásio da região não estão representados.

Figura 4 - Schematic profile of Serra do Cadeado (based on Barberena et al., 1980). Diabase dykes and geologic faults are not represented.

gradacional (Gordon Jr., 1947; Schneider *et al.*, 1974; Gama Jr. *et al.*, 1982; Rohn, 1994). O Membro Morro Pelado caracteriza-se principalmente por um aumento da proporção de arenitos e pela geometria comumente lenticular dos corpos. Internamente, muitos arenitos apresentam laminações cavalgantes ou estratificação cruzada acanalada (Barberena *et al.*, 1980; Rohn, 1994). Outras feições significativas são grandes gretas de contração (Lavina, 1991), brechas constituídas por intraclastos pelíticos (Rohn, 1994), pequenas falhas geológicas e deformações (Strugale *et al.*, 2003).

Schneider *et al.* (1974) consideraram que os depósitos do Membro Serrinha resultaram de avanços progradacionais de planícies de maré, caracterizando um ambiente de transição entre aqueles geradores dos depósitos de águas rasas da Formação Teresina e os continentais do Membro Morro Pelado. Neste contexto, os depósitos do Membro Morro Pelado teriam se formado em lagos e planícies aluviais, localmente recobertos por dunas de areia sob condições climáticas áridas. Para Gama Jr. (1979), entretanto, a deposição da Formação Rio do Rasto seria resultado da progradação de um sistema deltáico, definido por ele como "Sistema Deltáico Serra do Espigão".

Os arenitos esverdeados da base da sequência (Membro Serrinha) remeteriam a um ambiente marinho raso, de supra a inframaré, com alguma ação de ondas. Estes se transicionariam para depósitos de planície costeira, passando finalmente àqueles representativos de um sistema de canais fluviais sazonais oxidantes, com fáceis sedimentares compostas pelos lamitos avermelhados e lentes arenosas lenticulares do Membro Morro Pelado. Este modelo recebeu críticas por parte de Mendes (1984) em virtude da inexistência de fósseis indubitavelmente marinhos, assim como pela paleogeografia incoerente, na qual toda a bacia estaria ocupada pelos ambientes transicionais, ou seja, faltariam evidências sedimentares e paleogeográficas de ambientes distais verdadeiramente marinhos. Outro problema seria a passagem abrupta para o ambiente fluvial Morro Pelado (Mendes, 1984). Pode-se acrescentar que o valor bioestratigráfico de diversos fósseis foi totalmente desprezado, pois o modelo pressupõe que quase todos os organismos tenham sido contemporâneos, apenas separados por condições paleoecológicas distintas.

Rohn (1988, 1994) e Lavina (1991) interpretaram o ambiente gerador da Formação Rio do Rasto como basicamente lacustre, inicialmente dominado por grandes lagos influenciados por ondas de tempestade (Membro Serrinha), depois por pequenos corpos d'água temporários, canais fluviais formados durante chuvas torrenciais e desenvolvimento de dunas eólicas, em condições cada vez mais secas (Membro Morro Pelado). A interpretação de que a parte inferior do Membro Serrinha já seria continental baseia-se na ocorrência de "conchostráceos", pequenos crustáceos que não toleram água salgada (Rohn, 1994; Ferreira-Oliveira, 2007). Algumas falhas geológicas e deformações dos depósitos, na Serra do Cadeado (Strugale *et al.*, 2003) e em outras áreas (Rohn, 1994; Meglhio atti, 2006), sugerem a incidência de abalos sísmicos contemporâneos à deposição da Formação Rio do Rasto.

Medidas de paleocorrentes recentemente realizadas nos corpos areníticos da Formação Rio do Rasto, especialmente no Membro Morro Pelado, têm demonstrado que os fluxos aquáticos dirigiram-se em média para norte, ao passo que os ventos sopravam para sul (Rohn et al., 2005). Adicionalmente, ocorre maior proporção de arenitos no sul da bacia e de rochas carbonáticas no norte/nordeste (Rohn, 2007). Assim, ao contrário do que se interpretava anteriormente, os paleoambientes não estariam relacionados a um sistema aluvial endorréico, dominados por corpos de água que recebiam afluxos de rios efêmeros de modo centrípeto. Na verdade, estes novos dados são mais coerentes com a hipótese de que os paleoambientes fariam parte da porção distal de um enorme sistema aluvial, condicionado pela existência de altos topográficos ao sul da Bacia do Paraná (Rohn et al., 2005). Este modelo de sedimentação ainda está em desenvolvimento, guardando possível relação com o soerguimento da Sierra de la Ventana, na Argentina, e das Montanhas do Cabo, na África do Sul, ocorrido no Permiano.

Estudos paleontológicos diversos (Barberena et al., 1985; Rohn, 1994; Cisneros et al., 2005) posicionam toda a Formação Rio do Rasto no Neopermiano "clássico" (i.e.: Ufimiano, Kazaniano e Tatariano), época aproximadamente correspondente aos andares Roadiano a Changhsingiano (Menning et al., 2006). Entretanto, inexistem evidências fossiliferas indicativas da parte mais tardia do Permiano, o que levou Rohn (2007) a sugerir que a Formação Rio do Rasto não incluísse depósitos de idade changhsingiana. Este intervalo poderia corresponder à discordância entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia observada na região nordeste da Bacia do Paraná (Rohn, 1994, 2007; Meglhioratti, 2006), tendo em vista a idade provavelmente neotriássica da última unidade estratigráfica (vide abaixo). Por outro lado, na Serra do Cadeado, o contato entre as formações Rio do Rasto e Pirambóia parece ser transicional (Riccomini et al., 1984), contrariando idéias precedentes de que o limite entre os grupos Passa Dois e São

Bento seria descontínuo em toda a Bacia do Paraná (Almeida, 1980; Zalán *et al.*, 1990). Neste contexto, a passagem permo-triássica poderia estar representada pelo topo da Formação Rio do Rasto (Vieira, 1973; Riccomini *et al.*, 1984; Daemon *et al.*, 1991), ou mesmo pelos níveis ditos transicionais entre esta e a Formação Pirambóia (Lavina, 1991).

Como em outras partes da Bacia do Paraná (Soares, 1975), a Formação Pirambóia na Serra do Cadeado constitui-se de arenitos finos de coloração clara, com laminação plano-paralela e estratificações cruzadas de médio e grande porte (Barberena et al., 1980; Riccomini et al., 1984; Assine et al., 2004), representativas de ambiente deposicional principalmente eólico, com algum retrabalhamento fluvial (Assine et al., 2004). Sua idade é interpretada como triássica, com base em escassa evidência fossilifera, nas relações estratigráficas com as unidade adjacentes (Assine et al., 2004) e na possível correlação com a Formação Sanga do Cabral, no Rio Grande do Sul (Lavina, 1991; Milani, 2000). Já a sobreposta Formação Botucatu compõe-se de um arenito silicificado de coloração clara, bem selecionado e de grãos arredondados, formando estratificações cruzadas tabulares de grande porte. Estas correspondem a um ambiente deposicional desértico, sob ação eólica, com poucos depósitos condicionados pela água. A datação da Formação Botucatu é controversa (Assine et al., 2004), com idades propostas para o Jurássico (Leonardi & Oliveira, 1990) ou Cretáceo Inferior (Scherer, 2000). O contato entre as formações Pirambóia e Botucatu é aceito como discordante pela maior parte dos autores (Lavina, 1991; Milani, 2000; Assine et al., 2004).

## Paleontologia

Até o momento, o registro fossilifero na Serra do Cadeado (Figs. 5-6) está restrito aos depósitos permianos da Formação Rio do Rasto, nos quais foram identificados microfósseis (conchostráceos e ostrácodes), além de macrofósseis de plantas, vertebrados e invertebrados (Rohn, 1994)

Historicamente, os fósseis de tetrápodes foram especialmente úteis, à época de suas descobertas (Barberena & Araújo, 1976), para preencher a lacuna faunística existente na Bacia do Paraná, entre os estratos portadores de mesossauros da Formação Irati, considerados de idade eopermiana (Santos *et al.*, 2006), e aqueles ricos em répteis triássicos, da Formação Santa Maria, no Rio Grande do Sul (Barberena *et al.*, 1985; Langer *et al.*, 2007). Microfósseis, invertebrados, restos de plantas e restos isolados de peixes (em geral escamas de paleonisciformes e coelacantiformes) são relativamente comuns ao longo da BR 367, que cruza a Serra do Cadeado, ocorrendo tanto no Membro Serrinha quanto no Membro Morro Pelado (Rohn, 1994). Os tetrápodes, entretanto, têm distribuição algo restrita aos níveis mais altos da sequência (Barberena *et al.*, 1980). Os restos atribuídos por Barberena & Araújo (1976) ao dicinodonte *Endothiodon* foram encontrados na transição entre os membros Serrinha e Morro Pelado; aqueles relacionados ao temnospôndilo *Australerpeton cosgriffi* Barberena, 1998, parecem restritos ao Membro Morro Pelado; enquanto a forma de temnospôndilo descrita por Barberena & Dias (1998) tem distribuição mais ampla, ocorrendo tanto no Membro Morro Pelado, como possivelmente também no Membro Serrinha.

As duas formas de "anfíbios" temnospôndilos identificadas na Serra do Cadeado (Figs. 5-6) podem facilmente ser diferenciadas com base em seus rostros mais e menos alongados (Barberena et al., 1980). A forma longirostra foi primeiramente identificada (Barberena & Daemon, 1974) a partir de um crânio parcial, e posteriormente descrita com base em material mais completo (Barberena, 1998; Dias & Richter, 2002; Dias & Schultz, 2003), tendo sido denominada Australerpeton cosgriffi Barberena, 1998. A segunda forma, de crânio brevirostre, ainda carece de uma designação formal. Esta foi tratada como Rastosuchus hammeri Barberena, Correia & Aumond, 1980 (nomem nudum), e descrito por Barberena & Dias (1998) e Kroeff (2006) com base em crânio parcial e uma série de ramos mandibulares. Em termos paleoecológicos, Barberena et al. (1985) considerou A. cosgriffi um animal piscívoro e mais dependente do meio aquático que a forma brevirostra. A inferida maior tolerância a águas salinas desta última teria como resultado sua mais ampla distribuição na seqüência permiana da Serra do Cadeado, ocorrendo não somente nos depósitos de águas continentais do Membro Morro Pelado, aos quais A. cosgriffi está restrito, mas também naqueles talvez influenciados pela dinâmica costeira, i.e.: Membro Serrinha.

Atualmente, não há consenso quanto às afinidades taxonômicas dos temnospôndilos da Serra do Cadeado. Os primeiros trabalhos revisionais (Barberena *et al.*, 1980, 1985) relacionaram ambas as formas ao grupo dos Rhinesuchidae, sendo esta associação corroborada por alguns trabalhos mais recentes (Barberena, 1998; Barberena & Dias 1998; Dias & Schultz, 2003). Estes temnospôndilos são conhecidos de depósitos do Neopermiano (Tatariano *sensu* Tverdokhlebov *et al.* 2005) e Eotriássico do sul da África (incluindo a Bacia Karoo), Índia e Madagascar (Schoch & Milner, 2000),



**Figura 5 -** Fósseis da Serra do Cadeado. (1) Pina de *Pecopteris cadeadensis* (Foto: Rosemarie Rohn); (2) fragmento de caule de *Paracalamites* (Foto: Rosemarie Rohn); (3) caules e folhas de *Schizoneura gondwanensis* (retirado de Cazzulo-Kleipzig & Correia, 1981); (4) valvas de *Liograpta* sp. (Foto: Rosemarie Rohn); (5) valvas articuladas de *Terraia* sp. (Foto: Rosemarie Rohn); (6) crânios parciais de *Australerpeton cosgriffi* em vista dorsal (retirado de Dias & Schultz, 2003); (7) esqueleto pós-craniano de *A. cosgriffi* (retirado de Dias & Schultz, 2003). Escalas = 1,5 cm (1), 1 cm (2-3), 0,1 cm (4), 0,5 cm (5), 10 cm (6-7).

**Figure 5** - Serra do Cadeado fossils. (1) Leaves of Pecopteris cadeadensis (photo of R. Rohn); (2) stem fragment of Paracalamites (photo of R. Rohn); (3) stem and leaves of Schizoneura gondwanensis (from Cazzulo-Kleipzig & Correia, 1981); (4) valves of Liograpta sp. (photo of R. Rohn); (5) articulated valves of Terraia sp. (photo of R. Rohn); (6) partial skulls of Australerpeton cosgriffi in dorsal view (from Dias & Schultz, 2003); (7) postcranial skeleton of A. cosgriffi (from Dias & Schultz, 2003). Scale bars = 1,5 cm (1), 1 cm (2-3), 0,1 cm (4), 0,5 cm (5), 10 cm (6-7).



**Figura 6** - Tetrápodes da Serra do Cadeado. (1) Crânio de *Australerpeton cosgriffi* em vista dorsal (retirado de Barberena, 1998); (2) crânio do temnospôndilo brevirostre em vista palatal (retirado de Barberena & Dias, 1998); (3) crânio de *Endothiodon* em vista obliqua dorsal-esquerda (retirado de Barberena & Araújo, 1976); (4) ramos mandíbulares de *Endothiodon* em vista lateral esquerda (retirado de Barberena & Araújo, 1976); (5) reconstituição esqueletal de *A. cosgriffi*, baseado em Barberena (1998) e Dias & Schultz (2003). Escalas = 5 cm (1-4); 15 cm (5).

**Figure 6** –Serra do Cadeado tetrapods. **(1)** Skull of *Australerpeton cosgriffi* in dorsal view (from Barberena, 1998); **(2)** skull of the brevirostrine temnospondyl in palatal view (from Barberena & Dias, 1998); **(3)** skull of *Endothiodon* in left-dorsal oblique view (from Barberena & Araújo, 1976); **(4)** mandibular rami of Endothiodon in left lateral view (from Barberena & Araújo, 1976); **(5)** skeletal reconstruction of A. *cosgriffi*, based on Barberena (1998) e Dias & Schultz (2003). Scale bars = 5 cm (1-4); 15 cm (5).

confirmando a afinidade paleobiológica da Bacia do Paraná com outras áreas gondwânicas naquele momento da história geológica. Por outro lado, Wernerburg & Scheneider (1996) e Schoch & Milner (2000) relacionam os temnospôndilos da Serra do Cadeado a grupos basais à Stereospondyli, A. cosgriffi como um Platyoposaurinae e a forma brevirostra como uma nova espécie do melossaurídeo Konzhukovia. O gênero Konzhukovia e os Platyoposaurinae têm distribuição restrita ao Kazaniano-Urzumiano (Tatariano inicial) dos Cisurais (Shishkin et al., 2000; Tverdokhlebov et al. 2005), sendo a forma brasileira Prionosuchus plummeri, da Bacia do Parnaíba (Price, 1948; Cox & Hutchinson, 1991), uma exceção à regra. Neste contexto, fica sugerida não somente uma idade possivelmente mais antiga para os tetrápodes da Formação Rio do Rasto, na Serra do Cadeado, mas também uma mais intima correlação de sua fauna aquática com aquela de áreas não gondwânicas, no caso o Leste Europeu. Uma alternativa, ao menos no caso do mais bem conhecido *A*. *cosgriffi*, seria um posicionamento intermediário entre os Archegosauria e os Rhinesuchidae, como proposto por Witzmann & Schoch (2006).

O dicinodente *Endothiodon* foi um herbívoro terrestre de médio porte, registrado no sul da África (Cox, 1964; Cooper, 1982; Rubidge, 2005) e na Índia peninsular (Ray, 2000). O material procedente da Serra do Cadeado (Barberena & Araújo, 1976) constitui-se de crânio parcial e mandíbulas possivelmente associados (Fig. 6). Apesar de ser uma alternativa provável (Langer & Lavina, 2000), a afinidade deste material a tal gênero de dicinodonte não é balizada por estudos empregando métodos modernos de sistemática ou uma taxonomia atualizada do grupo. Adicionalmente, apesar de tombado na coleção de paleovertebrados do Instituto de Geociências da UFRGS, Porto Alegre, o material tem paradeiro desconhecido. Deste modo, a confirmação da afinidade do mesmo à Endothiodon fica baseada unicamente em comparações com base bibliográfica, a partir da descrição e figuras disponíveis em Barberena & Araújo (1976), e o reconhecimento seguro do gênero na Serra do Cadeado condicionado à localização do material e/ou descoberta de novos espécimes. Endothiodon tem ocorrência supostamente restrita ao Tatariano, tanto na Formação Kundaram, Bacia Pranhita-Godavari (Ray, 2000), quanto na Bacia do Karoo, África do Sul, onde é registrado do topo da Zona-Assembléia de Pristerognathus à parte inferior da Zona-Assembléia de Cistecephalus (Rubidge, 1995), intervalo bioestratigráfico possivelmente correspondente ao andar Severodviniano no Leste Europeu (Rubidge, 2005), i.e.: Tatariano inicial (Sennikov, 1996; Tverdokhlebov et al. 2005). Tal distribuição fornece o mais importante dos marcos estratigráficos referentes a tetrápodes até então encontrados na Serra do Cadeado

Existem ainda incertezas quanto à posição estratigráfica da fauna de tetrápodes da Serra do Cadeado em relação àquelas da Formação Rio do Rasto no Rio Grande do Sul (faunas de Aceguá e Posto Queimado). Langer (2000), baseando-se na descoberta de dinocefálios em Posto Queimado, correlacionou esta fauna com as Zonas-Assembléias sul-africanas de Eodicynodon e Tapinocephalus, além das Zonas russas 1 e ll (Comunidades de Ocher e Isheevo), fornecendo idade Kazaniano tardio à Tatariano recente. Em adição, este autor propôs uma idade mais jovem para a fauna de Aceguá, baseando-se na relação de parentesco entre Provelosaurus americanus e os "pareiasauros anões" sul-africanos (Lee, 1997; Cisneros et al., 2005). Entretanto, a descoberta de Provelosaurus americanus na fauna de Posto Queimado possibilitou sua correlação direta com aquela de Aceguá, e sua coexistência com os dinocéfalios fez Malabarba et al. (2003) propor a relação de ambas faunas gaúchas com a Zona-Assembléia de Tapinocephalus, visto que tais vertebrados só ocorrem conjuntamente nesta fauna sul-africana. Em verdade, a ocorrência de Platyoposaurinae em faunas do Leste Europeu (Sennikov, 1996; Tverdokhlebov et al. 2005) correlacionáveis à Zona-Assembléia de Tapinocephalus, reforçam este posicionamento, uma vez que tal grupo foi tentativamente registrado na fauna de Aceguá na forma de Bageherpeton longignathus (Dias & Barberena, 2001). A possível existência de platyoposauríneos e melossaurídeos na Serra do Cadeado poderia indicar uma idade equivalente àquela das faunas gaúchas. Entretanto, ainda que incertas, as ocorrências de Endothiodon e Rhinesuchidae (veja acima)

sugerem a natureza mais tardia desta fauna. Assim, pode-se propor um ordenamento cronológico das faunas de tetrápodes da Formação Rio do Rasto no Rio Grande do Sul e Paraná, com as primeiras posicionadas no Wordiano e as da Serra do Cadeado tendo idade sugerida para o Capitaniano (Fig. 7), muito embora um mais adequado estabelecimento das relações taxonômicas de seus componentes é necessário para descartar-se definitivamente a possibilidade de sincronismo entre tais faunas.

A biota de invertebrados da Formação Rio do Rasto é relativamente rica (Fig. 5), incluindo moluscos bivalves, conchostráceos, ostrácodes, além de raros gastrópodes e insetos. Os conchostráceos são crustáceos muito pequenos, bons indicadores de ambientes continentais e provavelmente da disponibilidade de água doce. Alguns são típicos de poças d'água efêmeras de regiões semi-áridas, porém outros vivem em lagos perenes de regiões úmidas. Não existem conchostráceos na Formação Teresina, o que corrobora a hipótese de que condições realmente continentais se estabeleceram somente no início da deposição do Membro Serrinha. As assembléias de conchostráceos em afloramentos apresentam relativa coerência na sua distribuição vertical, o que facultou a proposta de zoneamentos bioestratigráficos (Rohn & Rösler, 1990; Rohn, 1994; Ferreira-Oliveira, 2007). Em raras localidades da parte superior do Membro Morro Pelado ocorre a espécie Hemicycloleaia mitchelli, encontrada também na Austrália e aparentemente na Rússia, sendo ainda necessário confirmar a sua identificação na África do Sul, no Zimbábue, na Índia e na Antártica. Esta espécie parece evidenciar idade wuchiapingiana. Outros táxons também sugerem intervalos do Meso ao Neopermiano. Particularmente na Serra do Cadeado foram encontrados conchostráceos em diversas posições estratigráficas. Os gêneros identificados, conforme a revisão de Ferreira-Oliveira (2007), são Pseudestheria, Monoleiolophus, Euestheria, Asmussia e Liograpta.

Os moluscos bivalves da Formação Rio do Rasto são bastante distintos dos táxons das unidades subjacentes, o que reforça a interpretação de que as condições ambientais se modificaram na passagem entre as formações (Rohn, 1994). Quase todos os bivalves são endêmicos, o que limita a sua utilização para interpretações dos paleoambientes e de idade. A espécie *Leinzia similis*, encontrada na parte inferior à média do Membro Serrinha, inclusive na Serra do Cadeado (Rohn, 1994), foi recentemente identificada também na Namíbia (Stollhofen *et al.*, 2000), em depósitos que poderiam ser uma extensão da Formação Rio do Rasto. Este



**Figura 7 -** Faunas de tetrápodes da Formação Rio do Rasto e correlação destas com as assembléias da Bacia do Karoo e da Plataforma Russa. Correlação entre o GSS (Global Stratigraphic Scale) e o RSS (Regional Stratigraphic Scale) do Leste Europeu baseada em Menning *et al.* (2006) e Resolutions (2006). Posicionamento das faunas cisuralianas em relação ao RSS baseado em Sennikov (1996), Golubev (2000), Modesto & Rybczynski (2004) e Tverdokhlebov *et al.* (2005). Correlação das Zonas-Assembléia do Grupo Beaufort com as faunas cisuralianas baseada em Rubidge (2005, 2007), Cisneros *et al.* (2005) e Lucas (2006). Siluetas baseadas em Cisneros *et al.* (2005): registros incertos em cinza.

**Figure 7** - Tetrapod faunas of the Rio do Rasto Formation, and their correlation with fossil assemblages from the Karoo Basin and Russian Platform. Correlation between GSS (Global Stratigraphic Scale) and eastern European RSS (Regional Stratigraphic Scale) based on Menning et al. (2006) and Resolutions (2006). Position of the cisuralian faunas relative to the RSS based in Sennikov (1996), Golubev (2000), Modesto & Rybczynski (2004), and Tverdokhlebov et al. (2005). Correlation of the Beaufort Group Assemblage-Zones with the cisuralian faunas based on Rubidge (2005, 2007), Cisneros *et al.* (2005), and Lucas (2006). Outines based on Cisneros *et al.* (2005): gray shading indicates dubious records. Urzhum. = Urzhumiano.

fato é muito interessante porque poucos metros acima da última ocorrência da Namíbia há cinzas vulcânicas datadas como Wordiano (Stollhofen *et al.*, 2000). Na Serra do Cadeado (Fig. 5), a maioria dos outros bivalves corresponde a espécies incertas de *Terraia* (Rohn, 1994). Em posição estratigráfica mais alta (BR 376, km 272,7; Rohn, 1994) ocorre *Palaeomutela? platinensis*, sendo este gênero um representante típico de águas continentais permiano.

Os fósseis vegetais (Fig. 5) mais abundantes da Serra do Cadeado são caules de esfenófitas do gênero Paracalamites, sendo que folhas deste grupo, relacionadas especialmente a Schizoneura gondwanensis, também foram observadas em alguns pontos (Rohn & Rösler, 1986b). A Serra do Cadeado destaca-se também por uma importante ocorrência de folhas de samambaias em localidade a leste do Morro do Mulato. A forma e a venação singular das folhas justificou a proposição da espécie Pecopteris cadeadensis (Rohn & Rösler, 1986c). Glossopterídeas são raras e muito mal preservadas na Serra do Cadeado, porém são os elementos mais importantes da "Flora de Glossopteris", uma conhecida província florística permiana do Gondwana. No Meso e Neopermiano, as folhas glossopterídeas apresentaram dimensões gradativamente menores, como reflexo do clima cada vez mais seco no Gondwana Ocidental. De um modo geral, as assembléias de vegetais fósseis da Formação Rio do Rasto apresentam composição semelhante àquelas da África do Sul, porém com diversidade um pouco mais baixa, o que pode ser atribuído ao clima possivelmente mais seco. Nas partes mais altas da formação, os fósseis de vegetais tornam-se bastante escassos (Rohn & Rösler, 2000).

## SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

A Serra do Cadeado encerra um significante, apesar de parcial, registro das Superseqüências Gondwana I e III da Bacia do Paraná, com ênfase para a parte final na primeira (formações Rio do Rasto e Pirambóia). Esta destaca-se tanto pela presença de depósitos de topo da Formação Rio do Rasto com registro fossilifero de características únicas, especialmente no que diz respeito aos tetrápodes (Barberena *et al.*, 1980), quanto pela sugerida passagem gradacional entre esta unidade estratigráfica e a Formação Pirambóia (Riccomini *et al.*, 1984; Rohn, 1994), dita incomum nas partes mais marginais da Bacia do Paraná. Em conjunto, tais características fornecem um retrato paleobiológico ímpar do final do Paleozóico, fazendo da Serra do Cadeado uma das mais promissoras áreas para o estudo da passagem permo-triássica em território sul-americano.

O limite Permo-Triássico, que separa o Paleozóico do Mesozóico, representa um momento chave na história geológica da Terra, em virtude das extinções e substituições bióticas ocorridas. Ao longo do Permiano, ambientes típicos do Carbonífero, relacionadas a grandes sistemas aquático-pantanosos, tornaram-se menos preponderantes, dando lugar a paisagens mais heterogêneas, semelhantes àquelas da era Mesozóica, incluindo as chamadas "terras altas" (Frederiksen, 1972). Tal mudança não se deu abruptamente, mas o gradativo predomínio de ambientes secos compuseram um "tipo-Permiano" de paisagens. Mudanças florísticas ocorreram, com a redução da abundância e diversidade das plantas hidrófilas e concomitante expansão de gimnospermas e certas "pteridospermófitas" (Behrensmeyer et al., 1992). No Gondwana, este período se caracterizou pela expansão da flora de Glossopteris, indicativa inicialmente de ambientes mais frios (White, 1990) e posteriormente mais secos. Com relação aos tetrápodes, as mudanças faunísticas incluem a diversificação dos amniotas, com o surgimento de formas francamente herbívoras (Sues & Reisz, 1998).

As faunas de vertebrados do Permiano Inferior ainda carregavam forte relação com a produtividade dos sistemas aquáticos, apesar de comunidades francamente terrestres já existirem desde o final do Carbonífero. O Permiano tardio, entretanto, apresenta uma fauna de tetrápodes muito diferente (Olson, 1962; Anderson & Cruickshank, 1975), em grande parte relacionada à maior exploração dos ambientes terrestres. Consumidores primários como os dicinodontes, pareiassauros, certos dinocefálios e procolofonídeos se irradiaram, acompanhados do aumento na diversidade de predadores como os gorgonópsios e os arcossauros (Benton, 2003). Dentre os terápsidos, os dicinodontes foram as formas mais abundantes, representando a primeira grande radiação de herbívoros (King, 1988). Os dinocefálios por sua vez, incluíam tanto consumidores primários quanto predadores, tendo sido também importantes componentes das paleocomunidades desta época (Rubidge & Sidor, 2001). Tão complexas interações tróficas são, pela primeira vez, experimentadas pelos ecossistemas terrestres do planeta (Behrensmeyer et al., 1992). Este cenário viria a alterar-se no final do Permiano, com o mais importante evento de extinção em massa do planeta (Erwin, 1994; Benton, 2003), definindo os parâmetros para a evolução da vida na era mesozóica.

Segundo Benton (1997), das 48 famílias de tetrápodes presentes nos últimos cinco milhões de anos

do Permiano, apenas doze sobreviveram à passagem para o Triássico. Entre os grupos extintos destacam-se amniotas basais como os captorrinomorfos, mileretídeos, yonguiniformes e pareiassauros, terápsidos como os gorgonópsios e os dinocefálios, além de boa parte dos temnospôndilos e dicinodontes. Adicionalmente, aproximadamente 95% das espécies (correspondendo a 57% das famílias) de invertebrados marinhos também sucumbiram. Explicações gradualistas sugerem que a união das massas continentais formando o Pangea, resultaria numa diminuição na quantidade de áreas oceânicas baixas (plataformais) levando à extinção de formas marinhas, ao passo que um aumento na aridez continental, relacionado a esta nova configuração geográfica (Langer & Lavina, 2000), teria acarretado na extinção dos grupos terrestres. Hipóteses catastrofístas tendem a explicar tal extinção em função de atividades vulcânicas, visto os massivos volumes de lava basáltica despejados por volta do limite Permo-Triássico em região que hoje corresponde à parte central da Sibéria (Renne et al., 1995). Tais atividades teriam liberado enormes quantidades de CO<sub>2</sub> e SO<sub>2</sub> na atmosfera, causando chuvas ácidas, mudanças na temperatura (colapsando o padrão de circulação oceânica) e na concentração de oxigênio (produzindo níveis tóxicos de dióxido de carbono na água), resultando na tão conhecida extinção em massa (Benton, 2003).

Na Bacia do Paraná pode-se observar, em um contexto particular, os reflexos das modificações ambientais relacionadas à formação do Pangea. O Permiano se inicia com um grande mar interior cobrindo praticamente toda a bacia. Devido a sua limitada conexão com o oceano, tal corpo d'água teria sua evolução intimamente ligada ao clima (Lavina, 1991), que se tornava cada vez mais árido. Na época de deposição dos sedimentos do Membro Morro Pelado, um ambiente francamente continental, incluindo depósitos de origem eólica, já teria se instalado na bacia, tendo o antigo mar interior dado lugar a corpos fluviais e lacustres de menor dimensão (Lavina, 1991; Rohn, 1994). Haveria, entretanto, ainda disponibilidade de água para sustentar abundante vida animal e vegetal, como indicado pelos fósseis da Serra do Cadeado. O limite Permo-Triássico em si, deve estar inserido na porção mais recente da Superseqüência Gondwana I (Milani, 2004), seja nos estratos de topo do Membro Morro Pelado (Vieira, 1973; Riccomini et al., 1984; Daemon et al., 1991), apesar de não haver registro de tetrápodes do Neopermiano mais tardio ou do Eotriássico, seja nos depósitos mais recentes da Formação Pirambóia. Neste contexto, por mais que as relações estratigráficas entre tais unidades estratigráficas continuem discutíveis, o proposto contato transicional entre elas na Serra do Cadeado (Riccomini *et al.*, 1984) evidencia a significância desta região para a investigação do limite Permo-Triássico na Bacia do Paraná.

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

As localidades fossilíferas da Serra do Cadeado abordadas nesse artigo estão em estado satisfatório de conservação, permitindo estudos sedimentológicoestratigráficos, coletas de fósseis e de amostras de rochas. No entanto, a localização às margens de duas importantes vias do norte do Paraná, i.e.: BR 376 e da ferrovia EFCP, não confere qualquer tipo de proteção às mesmas. Em sua maioria, os afloramentos se dispõem verticalmente em cortes artificiais com pouca vegetação, de face voltada para as vias, estando expostos a riscos de degradação pela ação erosiva, intensificada pelo tráfego de veículos pesados, e mesmo pelos procedimentos de manutenção por parte das concessionárias. Além disso, alguns afloramentos se localizam em áreas particulares, estando sujeitos à alteração pela ação antrópica ou completa obliteração resultante da construção de edificações.

Medidas formais de proteção/conservação das áreas aqui congregadas em Sítio Paleontológico são inexistentes, o que pode acarretar na degradação do importante patrimônio natural da região. Falta, outrossim, uma legislação mais específica sobre a proteção de depósitos fossilíferos, nos moldes da que há para monumentos arqueológicos e pré-históricos (i.e. Lei Federal n. 3924, de 26 de julho de 1961), o que poderia gerar automática salvaguarda para tal patrimônio, junto aos proprietários (estatais e/ou privados) das áreas que encerram o mesmo. Da mesma forma, a disposição geográfica e características das localidades em questão inviabilizam a criação de uma unidade de conservação contínua. Assim, o estabelecimento de quaisquer mecanismos alternativos que permitam proteger tais localidades deve envolver uma cogente articulação, possivelmente sob chancela governamental, entre as empresas concessionárias das vias de transporte, os proprietários das áreas onde ocorrem alguns afloramentos, a iniciativa privada local, bem como sua população, e os grupos de pesquisa que atuam mais ativamente na Serra do Cadeado. Às primeiras, deve caber o papel de fiscalizar o uso de terrenos marginais, no sentido de impedir a degradação dos pontos de ocorrência de fósseis; aos proprietários, colaborar com a preservação através da restrição ao uso das áreas fossilíferas aflorantes; à população, uma vez informada e conscientizada, zelar pela conservação das localidades; e aos cientistas, atuar como divulgadores da pesquisa científica, fornecendo subsídios para que os demais desempenhem seu papel. Uma dificuldade significativa, entretanto, reside na ação fiscalizadora das empresas concessionárias das vias citadas acima, em razão da falta de um mediador que confira um caráter oficial a esta atividade. Como solução, órgãos públicos responsáveis pelo patrimônio natural e/ou cultural do país (e.g. DNPM, IPHAN, IBAMA, ICMBio) poderiam ter uma atuação mais ativa nesse processo.

No que diz respeito à iniciativa privada local, dentre as diversas campanhas dos autores à região da Serra do Cadeado para coleta de fósseis, houve a oportunidade de se conhecer algumas estâncias turísticas existentes na área, que recebem número expressivo de visitantes ao longo do ano. Algumas delas já efetivamente constituem RPPNs (Reservas Privadas do Patrimônio Natural), ou se encontram em processo de se estabelecerem como tal. Como parte das atribuições legais desse tipo de unidade de conservação (ver Lei Federal n. 9.985, de 18 de julho de 2000, art. 21), ações de educação ambiental poderiam ser implementadas, com o objetivo de informar sobre a existência do patrimônio paleontológico na região e a importância de sua preservação. Ao menos um proprietário na área de Mauá da Serra já se mostrou simpático a essa proposta. Além disso, dois aspectos favorecem a utilização deste tipo de ecoturismo como veículo de proteção: o fato de que parte do público visitante das RPPNs constitui-se de estudantes, e o apelo popular dos fósseis em geral, freqüentemente visto como uma riqueza cultural a ser preservada. Neste contexto, cabe frisar que o acesso aos afloramentos em questão, se devidamente monitorados, viria mais fomentar a preservação que intensificar a degradação dos mesmos. Outrossim, a conscientização dos habitantes acerca da história geológica de uma região tende, de forma sinergética, a facilitar os trabalhos de pesquisa paleontológica. Novas visitas de nosso grupo de pesquisa à área poderão ampliar os contatos já estabelecidos, tanto com proprietários de estâncias, quanto com as empresas concessionárias, a fim de promover as ações aqui descritas.

## **REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Almeida, F.F.M. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná o Brasil. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, Relatório. 14091.
  Anderson, J.M.; Cruickshank, A.R.I. 1978. The biogeography of the Permian and the Triassic: A review of the classical de la contractione de la co
- sification and distribution of Permo-triassic tetrapods. *Palaeontologica Africana*, 21: 15-44.

- Assine, M.L.; Piranha, J.M.; Carneiro, C.D.R. 2004. Os paleodesertos Pirambóia e Botucatu. *In*: Mantesso Neto,V.; Bartorelli, A.; Carneiro,C.R.; Brito Neves, B.B. (org.). O Desvendar de um Continente: a Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio de Almeida. Beca. São Paulo: SBG. p. 77-90.
- Barberena, M.C. 1998. *Australepeton cosgriffi* n. g., n. sp., a Late Permian Rhinesuchoid amphibian from Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 70(1): 125-137.
- Barberena, M.C.; Araújo, D.C. 1976. Tetrapodos fósiles de Sudamerica y Deriva Continental, *In: Congresso Argentino de Paleontologia e Bioestratigafia*, Tucumán, 1: 497 – 504..
- Barberena, M.C.; Araújo, D.C.; Lavina, E. L. 1985. Late Permian and Triassic tetrapods of Southern Brazil. *National Geografic Reseach*, 1: 5-20.
- Barberena, M.C.; Correia, N.R.; Aumond, J. 1980. Contribuição à estratigrafia e bioestratigrafia do Grupo Passa Dois na Serra do Cadeado (Nordeste do Paraná, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 10(4): 208-275.
- Barberena, M.C.; Daemon, R.F. 1974. A primeira ocorrência de Amphibia (Labirintodontia) na Formação Rio do Rasto. Implicações geocronológicas e estratigráficas. *In: Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. 2: 251-261.
- Barberena, M.C.; Dias, E.V. 1998. On the presence of a shortsnouted Rhinesuchoid amphibian in the Rio do Rastro Formation (Late Permiano of Paraná Basin, Brazil). *Anais* da Academia Brasileira de Ciências, 70(1): 465-468.
- Behrensmeyer, A.K.; Damuth, J.D.; Dimichele, W.A.; Potts, R.; Sues, H.D.; Wing, S.L. (eds.). 1992. Paleozoic terrestrial ecosystems, p. 205-326. *In: Terrestrial ecosystems* through time. The University of Chicago Press. Chicago
- Benton, M.J. 1997. The evolution of early amniotes. *In: Vertebrate Palaeontology*. Thompson Science. Londres. p. 103–132.
- Benton, M.J. 2003. When life nearly died: The greatest mass extinction of all time. Thames & Hudson. London. 336p.
- Cazzulo-Klepzig,M; Reis Correia,N. 1981. Contribuição ao estudo da tafoflora permiana do membro Morro Serrinha na Serra do Cadeado, Estado do Paraná, Brasil. *In: Anais Congresso Latino-Americano de Paleontologia*, Porto Alegre, 2: 233-247.
- Cisneros, J.C., Abdala, F.; Malabarba, M.C. 2005. Pareiasurids from Rio do Rasto Formation, southern Brazil: Biostratigraphic implications for Permian faunas of the Paraná Basin. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8 (1):13-24.
- Cooper, M.R. 1982. A Mid-Permian to earliest Jurassic tetrapod biostratigraphy and its significance. *Arnoldia Zimbabwe*, 9, 77–103.
- Cox, C.B. 1964. On the palate, dentition, and classification of the fossil Reptile *Endontiodon* and related genera. *American Museum Novitates*, 2171: 1-25.
- Cox, C.B.; Hutchinson, P. 1991. Fishes and amphibians from the Late Permian Pedra do Fogo Formation oh northern of Brazil. *Paleontology*, 34: 561-573.

- Daemon, R.F.; Casaletti, P.; Ciguel, J.H.G. 1991. Biopaleogeografia da Bacia do Paraná. PETROBRÁS. Relatório Interno. Curitiba.
- Dias, E.V.; Barberena, M.C. 2001. A temnospondyl amphibian from the Rio do Rasto Formation, Upper Permian of Southern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 73(1):135-143.
- Dias, E.V.; Richter, M. 2002. On the squamation of *Australerpeton cosgriffi* Barberena, a temnospondyl amphibian from the Upper Permian of Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 74(3): 477-490.
- Dias,E.V.; Schultz,C.L. 2003. The first Paleozoic Temnospondyl postcranial skeleton from South America. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6: 29 - 42.
- Erwin, D.H. 1994. The Permo-Triassic extinction. *Nature*, 367:231-236.
- Ferreira-Oliveira, L.G. 2007 Conchostráceos permianos da Bacia do Paraná: taxonomia, evolução, bioestratigrafia e paleobiogeografia. Tese de Doutorado. Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, UNESP- Rio Claro.
- Frederiksen, N.O. 1972. The rise of mesophytic flora. *Geoscience and Man*, 4: 17-28.
- Gama Jr., E. 1979. A sedimentação do Grupo Passa Dois (Exclusive Formação Irati): um modelo morfológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 9(1): 1-16.
- Gama Jr., E.; Bandeira Jr., A.N.; França, A.B. 1982. Distribuição espacial e temporal das unidades litoestratigráficas paleozóicas na parte central da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 12(4): 578-589.
- Golubev, V.K. 2000. The faunal assemblage of Permian terrestrial vertebrates from Eastern Europe. *Paleontological Journal*, 34: 211-224.
- Gordon Jr., M. 1947. Classificação das formações gondwânicas do Paraná, Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Notas Preliminares e Estudos, DNPM/DGM. 38: 1-20.
- Kroeff, T. 2006. Estado da Arte sobre os Temnospôndilos da Bacia do Paraná (Brasil). Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, UFRGS, Porto Alegre.
- Langer, M.C. 2000. The first record of dinocephalians in South America. Late Permian (Rio do Rasto Formation) of the Paraná basin, Brazil. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 215: 69-95.
- Langer, M.C.; Lavina, E.L. 2000. Os amniotas do Neopermiano e Eotriassico da Bacia do Paraná – Répteis e "Répteis Mamiliformes". *In*: Holz, M.; De Ros, L.F. (eds.). *Paleontologia do Rio Grande do Sul*. UFRGS. Porto Alegre. p. 210-235.
- Langer, M.C.; Ribeiro, A.M.; Schultz, C.L.; Ferigolo, J. 2007. The continental tetrapod-bearing Triassic of South Brazil. *Bulletin of the New Mexico Museum of Natural History and Science*, 41: 201-218.
- Lavina, E.L. 1991. Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (Intervalo Kazaniano-Scithiano) da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado. Pro-

grama de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. 333 p.

- Lee, M.S.Y. 1997. A taxonomic revision of paraiasaurian reptiles: implications for Permian terrestrial ecology. *Modern Geology*, 21: 231-298.
- Leonardi, G.; Oliveira, F.H. 1990. A revision of the Triassic and Jurassic tetrapod footprints of Argentina and a new approach on the age and meaning of the Botucatu Formation footprints (Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, 20(1-4):216-229.
- Lucas, S.G. 2006. Global Permian tetrapod biostratigraphy and biochronology. In: Lucas, S.G.; Cassinis, G.; Schneider, J.W. (Gors.). Non-Marine Permian Biostratigraphy and Biochronology. Geological Society, London, Special Publications, 265: 65–93.
- Malabarba, M.C., Abdala, F.; Weiss, F., Perez, P.A. 2003. New data on the Permian fauna of Posto queimado, Rio do Rasto Formation, Southern Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 6: 49-54.
- Marques, L.S.; Ernesto, M. 2004. O magmatismo toleítico da Bacia do Paraná. In: Mantesso Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.R.; Brito Neves, B.B. (Org.). O Desvendar de um Continente: a Moderna Geologia da América do Sul e o Legado da Obra de Fernando Flávio de Almeida. Beca. São Paulo: SBG. p. 245-263.
- Meglhioratti T. 2006. Estratigrafia de seqüências das formações Serra Alta, Teresina e Rio do Rasto (Permiano, Bacia do Paraná) na porção nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, 133 p.
- Mendes, J.C. 1984. Sobre os paleoambientes deposicionais do Grupo Passa Dois. *Revista do Instituto de Geociências*, 5(1/2): 15-24.
- Menning, M.; Alekseev, A.S.; Chuvashov, B.I., Davydov, V.I.; Devuyst, F.X.; Forke, H.C.; Grunt, T.A.; Hance, L.; Heckel, P.H.; Izokh, N.G.; Jin, Y.-G.; Jones, P.J.; Kotlyar, G.V.; Kozur, H.W.; Nemyrovska, T.I.; Schneider, J.W.; Wang,X.-D.; Weddige, K.; Weyer, D.; Work, D.M. 2006. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of Central and West Europe, East Europe, Tethys, South China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian. Correlation Chart 2003 (DCP 2003). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 240: 318–372.
- Milani, E.J. 2000. Geodinâmica fanerozóica do Gondwana sul ocidental e a evolução geológica da Bacia do Paraná. *In*: Holz,M.; De Ros,L.F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. UFRGS. Porto Alegre. p. 275 – 302.
- Milani, E.J. 2004. Comentários sobre a origem e evolução tectônica da Bacia do Paraná. In: Mantesso-Neto,V.; Bartorelli,A.; Cerneiro,C.D.; R.; Brito-Neves,B.B. (eds.). *Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca. São Paulo: SBG. p. 265 - 279.
- MINEROPAR, 2008. Página da MINEROPAR (Minerais do Paraná) http://www.mineropar.pr.gov.br, acessado em Julho de 2008.

- Modesto, S.P.; Rybczynski, N. 2000. The amniote faunas of the Russian Permian, implications for Late Permian terrestrial vertebrate biogeography. *In*: Benton, M.J.; Kurochkin, E.N.; Shishkin, M.A.; Unwin, D.M. (Org.). *The age of dinosaurs in Russia and Mongolia*. Cambridge University Press, New York, EUA. p. 17-34.
- Olson, E.C. 1962. Late Permian terrestrial vertebrates, U.S.A. and U.R.S.S. *Transactions of the American Philosophical Society*, 52 (2): 1-224.
- Price, L.I. 1948. Um anfíbio labirintodonte da Formação Pedra do Fogo, estado do Maranhão. *Boletim divisão de geologia e mineralogia, Departamento Nacional de Produção Nacional*, 124: 1-32.
- Ray, S. 2000. Endothiodont dicynodonts from the Late Permian Kundaram Formation, India. *Palaeontology*, 43(2): 375-404.
- Renne, P.R.; Zwang, Z.; Richards, M.A.; Black, M.T.; Basu, A.R. 1995. Synchrony and relation between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism. *Science*, 269: 1413-1416.
- Resolutions, 2006. *Resolutions of the Interdepartmental Stratigraphic Committee of Russia*. São Petersburgo, 36:14–16 (em russo).
- Riccomini, C.; Filho, A.G.; de Almeida, F.F.M. 1984. Considerações sobre a estratigrafia do Permo-Triássico na região da Serra do Cadeado, Paraná. *In: Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*, p. 754 - 764.
- Rohn, R. 1988. Bioestratigrafia e paleoambientes da Formação Rio do Rasto na borda leste da Bacia do Paraná (Permiano Superior, Estado do Paraná). Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo, 331p.
- Rohn, R. 1994. Evolução ambiental da Bacia do Paraná durante o Neopermiano no leste de Santa Catarina e do Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências. Universidade de São Paulo. São Paulo. 251 p.
- Rohn, R. 2007. The Passa Dois Group (Paraná Basin, Permian): investigations in progress. In: Workshop -Problems in the Western Gondwana Geology, South America-Africa correlations: Du Toit revisited. Gramado, 2007. Extended Abstracts... Porto Alegre, UFRGS, Petrobras. 1: 151-157.
- Rohn, R.; Assine, M.L.; Meglhioratti, T. 2005. A new insight on the Late Permian environmental changes in the Paraná Basin, South Brazil. In: Gondwana 12, Mendoza, 2005. Abstracts ..., Academia Nacional de Ciencias, p. 316.
- Rohn, R.; Rösler, O. 1986a. *Schizoneura gondwanensis* Feistmantel da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior) no Estado do Paraná e no norte do Estado de Santa Catarina. *Boletim do Instituto de Geociências/USP*, São Paulo, 17: 27-37.
- Rohn, R.; Rösler, O. 1986b. Caules de Sphenophyta da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior). *Boletim do Instituto de Geociências/USP*, São Paulo, 17: 39-56.
- Rohn, R.; Rösler, O. 1986c. Pteridófilas pecopteróides da Formação Rio do Rasto no Estado do Paraná e da Forma-

ção Estrada Nova no Estado de São Paulo (Bacia do Paraná, Permiano Superior). *Boletim do Instituto de Geociências/USP*, 17: 57-76.

- Rohn, R.; Rösler, O. 1990. Conchostráceos da Formação Rio do Rasto (Bacia do Paraná, Permiano Superior): bioestratigrafia e implicações paleoambientais. *Revista Brasileira de Geociências*, 19(4): 486-493.
- Rohn, R.; Rösler,O. 2000. Middle to Upper Permian phytostratigraphy of the Eastern Paraná Basin. *Revista da Universidade de Guarulhos*, 5: 69-73.
- Rubigde, B.S. (ed.), 1995. Bioestratigraphy of the Beaufort Group (Karroo Supergroup). *South African Committee for Stratigraphy. Bioestratigraphic Series No. 1.* 46 pp.
- Rubigde, B.S. 2005. Re-uniting lost continents Fossil reptiles from the ancient Karoo and their wanderlust *South African Journal of Geology*.108: 135-172.
- Rubigde, B.S. 2007. Karoo tetrapod biostratigraphy: Relevance to understanding gondwanan development. *In: Workshop - Problems in the Western Gondwana Geology, South America-Africa correlations: Du Toit revisited.* Gramado, 2007. Extended Abstracts... Porto Alegre, UFRGS, Petrobras. 1: 155-167.
- Rubidge, B.S.; Sidor, C.A. 2001. Evolutionary patterns among Permo-Triassic therapsids. *Annual Review of Ecology and Systematic*, 32: 449-480.
- Santos, R.V.; Sousa, P.A.; Alvarenga, C.J.S.; Dantas, E.L.; Pimentel, M.M.; Oliveira, C.G.; Araújo, L.M. 2006. Shrimp U Pb zircon dating and palynology of bentonitic layers from the Permian Irati Formation, Paraná Basin, Brazil. *Gondwana Research*, 9: 456-463.
- Scherer, C.M.S. 2000. Eolian dunes of the Botucatu Formation (Cretaceous) in Southernmost Brazil: morphology and origin. *Sedimentary*. *Geology*. 137: 63-84.
- Schneider, R.L.; Muhlmann, H.; Tommasi, R.; Medeiros, R.A.; Daemon, R.F.; Nogueira, A.A. 1974. *In: Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. 1:41-65.
- Schoch, R.R.; Milner, A.R. 2000. Stereospondyli, Stem-Stereospondyli, Rhinesuchidae, Rhitidostea, Trematosauroidea, Capitosauroidea. *In: Handbuch der Paläoherpetologie (Encyclopdia of Paleoherpetology)*. Part 3 b.
- Sennikov, A.G., 1996. Evolution of the Permian and Triassic tetrapod communities of Eastern Europe. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.120: 331-351.
- Shishkin, M.A., Novikov, I.V., Gubin, Yu.M., 2000. Permian and Triassic temnospondyls from Russia. *In*: Benton, M.J.; Shishkin, M.A.; Unwin, D.M.; Kurochkin, E.N. (eds.). *The Age of Dinosaurs in Russia and Mongolia*. Cambridge Univ. Press, Cambridge, p. 35–59.
- Soares, P.C., 1975. Divisão estratigráfica do Mesozóico no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de. Geociências*, 5: 251–267.
- Stollhofen, H.; Stanistreet, I.G.; Rohn,R.; Holzforster, F.; Wanke, A. 2000. The Gai-As Lake System, Northern Namibia And Brazil.. *In*.: Gierlowski-Kordesch, E.H.; Kelts, K.R. (org.). *Lake basins through space and time*. Tulsa: AAPG p. 87-108.

- Strugale, M.; Rostirolla, S.P.; Bartoszeck, M.K.; Mancini, F. 2003. Deformacao Penecontemporanea na Formacao Rio do Rasto (Permiano Superio a Triassico Inferior da Bacia do Parana) na Serra do Cadeado, Estado do Parana. *In*: Simpósio Brasileiro de Estudos Tectônicos, 2003, Armacao dos Buzios - RJ. Boletim de Resumos. 1: 371-374.
- Sues, H.D.; Reisz, R.R. 1998. Origins and early evolution of herbivory in tetrapods. *Trenda in Ecology abd Evolution*, 13(4): 141-145.
- Tverdokhlebov, V.P., Tverdokhlebova, G.I., Minikh, A.V., Surkov, M.V., Benton, M.J. 2005. Upper Permian vertebrates and their sedimentological context in the South Urals, Rússia. *Earth-Science Reviews*. 69: 27-77.
- Vieira, A.J. 1973. Geologia do centro e nordeste do Paraná e centro-sul de São Paulo. *In: Anais do XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, 3: 259-277.

- Wernerburg, R.; Scheneider, J. 1996. The Permian temnospondyl amphibians of India. *In*: Milner, A.R. Studies on Carboniferous and Permian vertebrates. *Special papers in Paleontology*, 52: 105-128.
- White, M.E. 1990. *The flowering of Gondwana*. Princeton University Press. New Jersey. 256 p.
- Witzmann, F.; Schoch, R.R. 2006. The postcranium of Archegosaurus decheni and a phylogenetic analysis of temnospondyl postcrania. *Palaeontology*. 49(6): 1211–1235.
- Zalán, P.V.; Astofi, M.A.M; Vieira, I.S.; Appi, V.T.; Conceição, J.C.N.; Neto, E.V.; Marques, A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. *In:* Leighton, M.W.; Kolata, D.R.; Oltz, D.F.; Eidel, J.J. (eds). *Inteiror cratonic basins*. Tulsa, American Association of Petroleum Geologists, AAPG Memoir 51, p. 681-708.

Max Cardoso Langer - mclanger@ffclrp.usp.br

Estevan Eltink - estevaneltink@yahoo.com.br

Jonathas de Souza Bittencour - jonathas@pg.ffclrp.usp.br

<sup>1</sup> Faculdade e Filosofia, Ciências e Letras de Ribeirão Preto, Departamento de Biologia.

- Avenida Bandeirantes 3900; CEP 14040-901; Monte Alegre USP-Ribeirão Preto/SP-
- Rosemarie Rohn rohn@rc.unesp.br
- <sup>2</sup> Instituto de Geociências UNESP -
- Trabalho divulgado no site da SIGEP <http://www.unb.br/ig/sigep> em 04/08/2008.



#### MAX CARDOSO LANGER

Bacharel em Ecologia pela Universidade Estadual Paulista, *campus* de Rio Claro (1994), mestre em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1996) e PhD pela University of Bristol (2001). Atualmente é professor doutor do Departamento de Biologia, Universidade de São Paulo, *campus* de Ribeirão Preto; membro votante da *Subcommission on Triassic Stratigraphy*; membro do Conselho Editorial da Revista Brasileira de Paleontologia; Presidente no Núcleo São Paulo da Sociedade Brasileira de Paleontologia; e membro regular da *Society of Vertebrate Paleontology*. Tem experiência na área de Paleozoologia, atuando principalmente no estudo da evolução de tetrápodes fósseis, com descrição de várias novas espécies.



#### **ESTEVAN ELTINK**

Bacharel e Licenciado em Biologia pela Universidade Estadual de Londrina (2006), atualmente é aluno de mestrado do Programa de Pós-Graduação em Biologia Comparada da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras de Ribeirão Preto - USP. Concentra seus estudos na descrição de vertebrados fósseis do Permiano, especialmente os materiais provenientes da Serra do Cadeado, como o anfíbio temnospôndilo *Australerpeton cosgriffi*, enfatizando os aspectos bioestratigráficos e paleoambientais inerentes a tais materiais. Possui ampla experiência na prospecção e coleta de fósseis na Serra do Cadeado.



## JONATHAS DE SOUZA BITTENCOURT

Bacharel em Biologia pela USP de Ribeirão Preto (2001), e mestre em Zoologia pela UFRJ (Museu Nacional, 2004), concentra seus estudos na evolução de répteis fósseis, com aplicação de métodos filogenéticos comparativos e ferramentas de análise cladística. Colabora com as pesquisas coordenadas pelo Prof. Max Langer na Serra do Cadeado, tendo participado de diversas expedições para coleta de material fóssil. Têm experiência no ensino superior em Paleontologia, e, desde 2006, é aluno de doutoramento do Programa de Pós-graduação em Biologia Comparada da Universidade de São Paulo, *campus* de Ribeirão Preto.



#### **ROSEMARIE ROHN DAVIES**

Graduada em Geologia pela Universidade de São Paulo (1982), mestre em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1988) e doutora em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1994). Atualmente é professora assistente doutora da Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleontologia Estratigráfica, atuando principalmente nos seguintes temas: Paleobotânica, Paleontologia de Invertebrados (principalmente conchostráceos) e Estratigráfia de superfície e subsuperfície, especialmente do Permiano da Bacia do Paraná, iniciando sua atuação também no Permiano da Bacia do Paranába.

# Afloramento Quitéria, Encruzilhada do Sul, RS

Sedimentos lagunares com singular associação fitofossilífera da Formação Rio Bonito

## **SIGEP 008**

André Jasper<sup>1</sup> Margot Guerra-Sommer<sup>2,4</sup> Rualdo Menegat<sup>2</sup> Miriam Cazzulo-Klepzig<sup>2,4</sup> Fresia Soledad Ricardi Torres Branco<sup>3</sup> Juliana Salvi<sup>1</sup>

O AFLORAMENTO QUITÉRIA (município de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil) é um importante sítio paleontológico do Paleozóico Superior da porção sul da Bacia do Paraná, com registros fitofossilíferos únicos e de grande importância para a compreensão dos processos paleoecológicos ocorridos nos ambientes formadores de turfeiras do Gondwana. O afloramento é dividido em dois níveis bastante distintos, um inferior com grande acúmulo de matéria orgânica, e outro superior, clástico e com rico registro de mega-flora fóssil. Observa-se a ocorrência de um nível de roof-shale, com preservação de licófitas arborescentes in situ, que dominavam a associação vegetal, associadas a formas de canopia, permitindo inferir uma estratificação no sistema preservado. Além disso, nesse afloramento estão preservados os primeiros registros de charcoal do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, fato que confirma, quando comparado a estudos realizados em outras localidades, uma certa freqüência na ocorrência de incêndios vegetacionais durante este período em ambientes vinculados à formação dos níveis de carvão da bacia.

**Palavras-chave:** Paleozóico Superior; Bacia do Paraná; sistema lagunar; flora *roof-shale*; megaflora *in situ*; *charcoal*  Quitéria Outcrop, Encruzilhada do Sul, State of Rio Grande do Sul – Lagoonal sediments with a singular phytofossiliferous association of Rio Bonito formation

The Quiteria Outcrop (Encluzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brazil) is an important paleontological site of the Upper Paleozoic from the South portion of the Paraná Basin, presenting singular fitofossiliferous registers with a great importance to understand the palaeoecological processes occurred in the mire systems of the Gondwana. The outcrop is divided in two levels, one inferior with a lot of organic mater and the other superior, clastic and rich in fossil plants. It can be observed the occurrence of a roof-shale level with the preservation of in situ arborescent lycophits, which dominated the association, bound with canopy forms, allowing infer stratification for the preserved system. Also, the area had preserved the first registers of charcoal for the Upper Paleozoic of the Parana Basin and it will confirm, if compared with other studied areas, a frequency in the occurrence of palaeo-wildfires during this period in landscapes associated to the coal formation in the basin.

**Key words:** Upper Paleozoic; Parana Basin; lagunar system; roof-shale flora; *in situ* mega-flora; charcoal

## INTRODUÇÃO

A paleoflora preservada em nível clástico localizado acima da fina camada de carvão no Afloramento Quitéria, corresponde a importante e singular marco do Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. Localizado na zona rural do município de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, o afloramento situa-se em uma propriedade particular utilizada, no momento, para criação extensiva de gado bovino. Até a década de 1990 ocorria no sítio a exploração de caulim a céu aberto, a qual, após se tornar inviável economicamente, foi abandonada, sendo o sítio mantido na atual condição de conservação por ações isoladas do proprietário. O caráter artesanal de manejo da frente de lavra, com a utilização de maquinário inadequado e de mão-de-obra não especializada levou à exposição dos níveis fitofossilíferos localizados abaixo da camada de caulim de interesse comercial.

Estudos interdisciplinares, de caráter taxonômico, sedimentológico, estratigráfico, paleoecológico e tafonômico, permitiram identificar a seqüência deposicional, que se constitui em uma exposição isolada e sobre o Escudo Sul Rio-Grandense, na qual está registrada a Formação Rio Bonito, preservada em um bloco abatido segundo direção noroeste. O intervalo de deposição do pacote sedimentar aflorante foi correlacionado com as sequências finais do trato trangressivo da Formação Rio Bonito, onde os níveis de carvão são delgados (Jasper et al. 2006). Estudos paleobotânicos realizados por Jasper & Guerra-Sommer (1998; 1999), Jasper et al. (2003), Jasper et al. (2005), Jasper et al. (2007a; 2007b), Jasper et al. (2008) e Salvi et al. (2008) revelaram uma composição bastante singular e de grande importância científica para a paleoflora preservada no afloramento (Fig. 1).



**Figura 1 -** Parátipo de *Coricladus quiteriensis* Jasper *et al.* 2005 (PbU 183 – tombado na coleção do SBP/MCN/UNIVATES) proveniente do nível de *roof-shale* do Afloramento Quitéria.

**Figure 1** - Paratype of *Coricladus quiteriensis* Jasper *et al.* 2005 (PbU 183 – stored in the collection of the SBP/MCN/ UNIVATES) coming from the roof-shale level of the Quiteria Outcrop.

## LOCALIZAÇÃO

O afloramento está localizado no município de Encruzilhada do Sul, porção centro-oeste do Estado do Rio Grande do Sul, na borda sudeste da Bacia do Paraná, limitado no cruzamento das coordenadas geográficas 30°17'S – 52°11'W (Fig. 2). O acesso se dá pela Rodovia BR 290: no km 198 é necessário tomar uma via secundária para o sul e seguir por aproximadamente 20 km. O Afloramento Quitéria fica à esquerda da via secundária, em área de campo de pastagem, podendo se observar este ponto da entrada da fazenda.

Ressalta-se que o afloramento é único, não havendo similares nas proximidades. É importante esse destaque, pois a designação "Afloramento Quitéria" tem sido comumente confundida com outros sítios com ocorrências fossilíferas da "Folha de Quitéria", descrita em estudo regional por Piccoli *et al.* (1991). Essa confusão nomenclatural tem levado a interpretações errôneas sobre a estratigrafia e composição fitofossilífera do referido afloramento. Em análise detalhada da área, Jasper *et al.* (2006) esclarecem que o "Afloramento Quitéria" corresponde à Litofácies VII, descrita por Silva & Menegat (1988) e Piccoli *et al.* (1991) para a "Folha de Quitéria".



**Figura 2 -** Mapa de localização do Afloramento Quitéria, Rio Grande do Sul, Brasil (adaptado de Salvi *et al.*, 2008).

**Figure 2** - Localization map of the Quiteria Outcrop, Rio Grande do Sul, Brazil (adapted from Salvi et al., 2008).

## DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O Afloramento Quitéria tem uma seção exposta pouco espessa (6,40 m) e não exibe contato com o intervalo superposto, erodido, e nem com o soto-posto, que se encontra encoberto. Podem ser identificados dois intervalos deposicionais no afloramento (Fig. 3).

O intervalo basal, com aproximadamente 3,50 m de espessura, de cor cinza-claro a cinza-escuro, com expressivos teores de matéria orgânica, é composto por uma sucessão de camadas de folhelhos carbonosos, conglomerados ricos em matéria orgânica e finas lâminas de carvão. Esse nível inferior limita-se, abruptamente, com o intervalo de topo, com cerca de 2,90 m de espessura, de cor amarelo-escuro a amarelo-pálido, caracterizado pelo predomínio de níveis areníticos e sílticos. A característica mais marcante deste intervalo corresponde a uma densa associação de bases caulinares *in situ*, atribuídas a licófitas arborescentes.

A análise faciológica da seção aflorante realizada por Jasper *et al.* (2006) possibilitou identificar 16 fácies, cujos parâmetros diagnósticos incluem critérios geométricos, texturais, estruturais e paleoflorísticos (Fig. 4). O intervalo basal, representado pela Suces-

> são de Fácies (SF) I a V, registra um modelo deposicional de pântano, associado a uma laguna restrita protegida por ilha de barreira em costa de micro-maré, intercalado por depósitos distais de legues aluviais. O intervalo de topo, correspondente à SF VI a IX, registra leques de washover (Fácies VI), que representam o retrabalhamento da barreira devido à transgressão marinha e depósitos de lagunas mais abertas, sem depósito de matéria orgânica (Fácies VII a IX). Essa laguna também estava associada a ilhas de barreiras em costas de meso-maré, com maior incidência de depósitos de washover. O padrão de sucessão de fácies revela que a deposição ocorreu em condições de grande suprimento de sedimentos provenientes de leques aluviais distais, com o aumento continuado de espaços de acomodação, em condições regressivas. Essas sucessões representam sete ciclos de variação relativa da lâmina d água da laguna. O intervalo basal corresponde ao rebaixamento da lâmina d'água e, o intervalo de topo, à elevação do nível d'água.



**Figura 3** - Fotocomposição do Afloramento Quitéria, registrando claramente a ocorrência de dois intervalos deposicionais, um basal e de coloração escura e outro de topo, com coloração mais clara (adaptado de Jasper *et al.*, 2006).

**Figure 3** - Fotocomposition of the Quiteria Outcrop, showing the occurrence of two depositional intervals, one basal with darkness color and the other at the top with clearest color (adapted from Jasper *et al.*, 2006).

## Histórico dos Trabalhos e Estudos Anteriores

As primeiras referências ao Afloramento Quitéria são feitas por Silva & Menegat (1988) e Piccoli *et al.* (1991), quando da realização de mapeamento geológico na região. Estes autores destacam a presença, na Área de Quitéria (Folha de Quitéria), de uma seção aflorante de características singulares, com ocorrência de lito e biofácies bastante distintas daquelas encontradas no restante da área de estudo. A seção aflorante típica, identificada como litofácies VII por Piccoli *et al.* (1991), é denominada, a partir do estudo de Jasper & Guerra-Sommer (1998), como Afloramento Quitéria.

Jasper & Guerra-Sommer (1998; 1999) descrevem a ocorrência de bases caulinares de licófitas cormofíticas arborescentes procedentes de um nível de *roof-shale* do afloramento. Considerando as condições paleoambientais em que este grupo de plantas se desenvolvia e ainda os modelos propostos para o intervalo gerador de turfa no Permiano da Bacia do Paraná (Alves & Ade, 1996; Holz, 1998) é inferida para o afloramento a vigência de um sistema deposicional do tipo laguna/barreira, com incidência periódica de eventos de *washover*.

Guerra-Sommer *et al.* (2001), ao estabelecerem relações entre as características paleoecológicas de diferentes tafofloras do Permiano Inferior da Bacia do Paraná e a evolução climática nesse intervalo de tempo, vinculam a paleoflora procedente do Afloramento Quitéria ao segundo estágio evolutivo da flora vigente durante o intervalo gerador de carvões. Nesse estágio, a composição paleoflorística se caracteriza pela introdução de novos taxons, e não apenas à reorganização de diferentes elementos, como ocorrido no primeiro estágio, o qual reflete floras desenvolvidas em regimes climáticos periglaciais (Grupo Itararé).

A caracterização de diferentes *taxa* preservados na associação megaflorística do Afloramento Quitéria efetuadas por Jasper *et al.* (2003; 2005; 2006; 2007a) e Salvi *et al.* (2008) foram importantes para a correlação dessa paleoflora com associações similares do Gondwana.

A identificação de *Botrychiopsis valida* (Fig. 5) como elemento para-autóctone nessa flora (Jasper et al., 2003; 2007a), permitiu definir uma hierarquia estratigráfica entre as diferentes espécies do gênero no Gondwama. Com base nesta distribuição, um esquema fitoestratigráfico foi proposto para o Sul da Bacia do Paraná. Estes estudos permitiram confirmar também que as distribuições temporal, geográfica e paleoambiental das diferentes espécies atribuídas ao gênero estiveram estreitamente relacionadas a diferentes fases de estágio icehouse no Paleozóico. Dessa forma, as formas relacionadas a Botrychiopsis weissiana desenvolveram-se em climas frios associados à sedimentação periglacial (Westfaliano); já Botrychiopsis plantiana ocorria em floras interglaciais de climas temperados (cool-temperate) (Estefaniano/ Asseliano); e, finalmente, Botrychiopsis valida foi registrada em comunidades procedentes de seqüências associadas a carvões em condições de clima temperado-ameno (caso do Afloramento Quitéria), na fase final de deglaciação (Sakmariano).



**Figura 4** - Perfil colunar do Afloramento Quitéria, destaque para os níveis de ocorrência fossilífera, Sucessão de Fácies (SF) e interpretação de ambiente deposicional. Simbologia utilizada para a identificação das fácies: siltito carbonoso (Sic); folhelho carbonoso com lentes de carvão (Shc); conglomerado de matriz carbonosa (Gmc); conglomerado de matriz carbonosa com matéria orgânica dispersa (Gmco); siltito carbonoso com marcas de raízes (Sicrm); siltito com raízes de *Brasilodendron pedroanum* (Sibr); arenito médio com estrutura planar (Sm); siltito (Si); folhelho carbonoso (Sh); siltito maciço (Sim); siltito com laminação (Sil); siltito com marcas de raízes (Sicrm); arenito fino com estratificação cruzada planar (Svpc); arenito fino com estratificação cruzada (Svtc) (adaptado de Jasper *et al.*, 2006; Guerra-Sommer *et al.*, 2008; Jasper *et al.*, *in press*).

**Figure 4** - Columnar section of the Quitéria outcrop, with emphasis to the levels with fossil contains, Facies Succession (SF) and interpretation of the depositional landscape. Used symbols for the identification of the facies: coaly siltstone (Sic); coaly shale and coal (Shc); matrix-supported conglomerate (Gmc); coaly matrix-supported conglomerate (Gmc); coaly siltstone with root marks (Sicrm); siltstone with *Brasilodendron pedroanum* roots (Sibr); medium sand (Sm); siltstone (Si); shale to coaly shale (Sh); massive siltstone (Sim); siltstone with lamination (Sil); siltstone with root marks (Sirm); very coarse sandstone with planar cross bedding (Svpc); very coarse sandstone with through cross bedding (Svtc) (after Jasper *et al.*, 2006; Guerra-Sommer *et al.*, 2008; Jasper *et al.* in press).





**Figura 5** - Impressão de fronde de *Botrychiopsis valida* encontrada no nível de *roof-shale* do Afloramento Quitéria (Fácies Sm), apresentando ráquis robusta e pínulas reniformes bem definidas.

**Figure 5** - Impression from *Botrychiopsis valida* frond found at the roof-shale level of the Quiteria Outcrop (Sm Facies), presenting a robust rachis and reniform pinules well defined.

A presença de ramos de coníferas, freqüentemente com estruturas férteis organicamente conectadas, permitiu a descrição de um novo táxon identificado como *Coricladus quiteriensis* por Jasper *et al.* (2005) (Fig. 6). A abundância, o estágio de preservação excelente e a distribuição espacial dessas formas na tafoflora, permitiram confirmar que essas plantas eram comuns em ambientes de terras baixas litorâneas no Permiano Inferior da Bacia do Paraná.

A integração de dados paleontológicos e dados obtidos com aplicação de parâmetros relacionados à estratigrafia de seqüências estabelecida por Jasper *et al.* (2006) no Afloramento Quitéria permitiu concluir que os dois intervalos deposicionais identificados representam distintas condições de dinâmica costeira (Fig. 4). O intervalo basal representa um sistema deposicional de laguna costeira protegido por barreira em condições de micro-maré onde houve a formação de turfeiras em terras baixas, assoreadas por leques aluviais distais que retrabalharam detritos de origem vulcânica (Fig. 7) anteriormente depositados em terras mais altas. Nas assembléias palinológicas preservadas nos carvões e follelhos carbonosos (Fig. 8) a presença de acritarcos (*Tetraporina, Brazilea*,

**Figura 6 -** Holótipo de *Coricladus quiteriensis* Jasper 2005 (PbU 074 – tombado na coleção do SBP/ MCN/ UNIVATES) proveniente do nível de *roof-shale* do Afloramento Quitéria.

**Figure 6** - Holotype of *Coricladus quiteriensis* Jasper *et al.* 2005 (PbU 074 – stored in the collection of the SBP/ MCN/ UNIVATES) coming from the roof-shale level of the Quiteria Outcrop.

*Portalites* e *Quadrisporites*) e algas (*Botryococcus*) confirma a vigência de um sistema costeiro. Na associação esporo-polínica, evidencia-se a predominância de esporos de licófitas arborescentes, ocorrendo de forma complementar esporos de licófitas herbáceas, de filicófitas e de esfenófitas, além de polens de gimnospermas (*Cordaites, Glossopteris* e coníferas). Na palinoflora dos níveis conglomeráticos ocorre o marcado aumento de polens monossacados derivados de *Cordaites*, refletindo transporte desde áreas vegetacionais melhor drenadas e mais internas do sistema.

O intervalo clástico superposto ao intervalo basal representa o mesmo sistema, porém em condições mais abertas geradas pelo seccionamento da barreira provocado por leques de *washover*, gerando uma planície de *washover*. Um depósito episódico, cuja procedência foi litorânea, re-configurou a morfologia do sistema deposicional, gerando solos arenosos e pobres em nutrientes, os quais constituíram substrato para o início de um novo processo de sucessão vegetal, aqui caracterizado como uma flora *roof-shale*, constituindo-se as licófitas arborescentes no grupo vegetal pioneiro.



**Figura 7 -** Microfotografia óptica de lâmina petrográfica do nível inferior do Afloramento Quitéria (especificamente Fácies Gmco) apresentando: fragmentos líticos – granito (**a**); fragmentos de cristais – muscovita (**b**) e quartzo (**c**); fragmentos de vidro vulcânico original (**d**) (adaptado de Jasper *et al.* (2008).

**Figure 7** - Optical microphotography of petrographic blade from the basal level of the Quiteria Outcrop (Gmco Facies) presenting: Litic fragments – granite (a); Cristal fragments – muscovite (b) and quartz (c); Original Volcanic Glass fragments (d) (after Jasper *et al.* (2008).

A abundância, no nível de *roof-shale*, de bases cormofíticas de licófitas (*Brasilodendron pedroanum*) com raízes faciculadas encontradas *in situ* (Fig. 9) e, associadas a elas, formas relacionadas a *Botrychiopsis valida*, frondes de rodeopterídeas, licófitas herbáceas com estruturas reprodutivas em conexão (*Lycopodites* sp.), ramos estéreis de coníferas associados organicamente a ramos férteis (*Coricladus quiteriensis*), permitiu inferir na associação a presença de formas de canopia e formas de soto-bosque, depositadas de forma autóctone.

A presença de raras folhas para-autóctones de protoglossopterideas (?*Rubidgea* sp. – Fig. 10), indica que essas formas também se desenvolviam em áreas mais restritas do grande ambiente costeiro; por outro lado, a presença exclusiva de folhas de ?*Cordaites* sp. (Fig. 11) concentradas em lentes areníticas no topo do *roof-shale*, permite inferir que leques distais de *washover* transportaram e depositaram fragmentos de associações de plantas provenientes de áreas mais internas e bem drenadas da planície de inundação.

A integração dos dados permitiu inferir que a flora *roof-shale* constitui uma sucessão florística au-



**Figura 8** - Detalhe do contato do nível inferior, rico em matéria orgânica, e do nível superior, clástico, do Afloramento Quitéria. Destaque para a Fácies Gmco (seta), cuja microfotografia da lâmina petrográfica foi reproduzida na Fig. 7.

**Figure 8** - Detail of the contact of the basal level, rich in organic mater, and the upper level, clastic, of the Quiteria Outcrop. Featured the Gmco Facies (arrow), whose microphotography was represented in Fig. 7.





**Figure 9** - Compressed and *in situ* caulinar base of *Brasilodendron pedroanum* from the roof-shale level of the Quiteria Outcrop (Sm Facies).



**Figura 10** - Impressão de fragmento de fronde de *?Rubidgea* sp. encontrada no nível de *roof-shale* do Afloramento Quitéria (Fácies Sm). Note-se a preservação, na mesma amostra, de microfilos e porção do caule de *Brasilodendron pedroanum* (porção inferior da amostra).

**Figure 10** - Impression from a fragment of *?Rubidgea* sp. frond found at the roof-shale level of the Quiteria Outcrop (Sm Facies). Observe the preservation, in the same sample, of microphiles and portion from a stem of *Brasilodendron pedroanum* (basal portion of the sample).

tóctone/parautóctone desenvolvida em terras baixas, em solos clásticos costeiros, em condições de baixa disponibilidade de nutrientes, estressantes para a maioria das plantas terrestres. Essas comunidades, dominadas por licófitas arborescentes cormofíticas se constituem em marcadores paleoecológicos e paleoclimáticos no Gondwana.

As análises de Jasper *et al.* (2006) permitiram também evidenciar a similaridade composicional entre a paleocomunidade vegetal depositada de maneira autóctone no nível de *roof-shale*, representada por uma associação megaflorística, e a comunidade subjacente, para-autóctone, geradora de turfas, detectada por assembléias palinológicas.

A primeira ocorrência de *charcoal (sensu* Jones & Chaloner, 1991) para o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná, indicada por Jasper *et al.* (2006), é confirmada por Jasper *et al.* 2007b e Jasper *et al.* (2008) para o Afloramento Quitéria. Os fragmentos de *charcoal*, provenientes dos conglomerados, do intervalo inferior da seqüência estudada variam entre 0,9 – 4,2 cm de comprimento



5,0 cm

**Figura 11 -** Impressão de fragmento de fronde de *?Cordaites* sp. encontrada no nível de *roof-shale* do Afloramento Quitéria (Fácies Sm). Note-se que o sedimento em que estas amostras se encontram preservadas é constituída por um arenito mais grosseiro, representa-do as lentes descritas por Jasper *et al.* (2006).

**Figure 11** - Impression from a fragment of ?*Cordaites* sp. frond found at the roof-shale level of the Quiteria Outcrop (Sm Facies). Observe that the sediment of preservation from the samples is thick sandy, representing the lenses described by Jasper (2006).

e 0,3 – 0,7 cm de espessura. As características anatômicas dos fragmentos de lenho carbonizado (Fig. 12) permitiram estabelecer afinidades taxonômicas que confirmam a sua correlação com coníferas e licófitas, elementos comuns no nível de *roof-shale*.

Outros autores (Holz et al., 2002; Silva & Kalkreuth 2005; Kalkreuth et al., 2006), já cogitavam, com base na ocorrência de fusinitas em camadas de carvão, a possibilidade de ocorrência de incêndios vegetacionais nos sistemas geradores de turfeiras que deram origem aos depósitos de carvão da Bacia do Paraná. Todavia, como os próprios autores referem, a confirmação da ocorrência de incêndios vegetacionais nesses ambientes apenas seria possível após a coleta de charcoal, tendo em vista que a fusinita poderia ter sua origem relacionada a outros eventos que não o fogo. Como os estudos de Scott & Glasspool (2007) associam a fusinita de forma direta à ocorrência de incêndios vegetacionais, as evidências levantadas por Holz et al. (2002), Silva & Kalkreuth (2005) e Kalkreuth et al. (2006) merecem uma avaliação mais detalhada, tendo em vista os resultados obtidos por Jasper et al. (2007b) para o Afloramento Quitéria.

Tendo em vista o ineditismo de diferentes espécimes procedentes do Afloramento Quitéria, os com-



**Figura 12 -** Microfotografias em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) de fragmentos de *charcoal* provenientes do nível inferior do Afloramento Quitéria (Fácies Gmco): (a) fragmento de afinidade gimnospérmica com destaque para traqueídeos em posição longitudinal e ocorrência de feixes transversais simples (escala gráfica correspondendo a 20 ìm); (b) fragmento de afinidade licofítica, com traqueídeos apresentando a típica pontuação escalariforme das criptógamas vasculares (escala gráfica correspondendo a 20 ìm). (adaptado de Jasper *et al.*, (2008).

**Figure 12** - Electronic microphotographs from charcoal fragments providing from the basal level of the Quiteria Outcrop (Gmco Facies): (a) fragment with gymnospermic affinity with feature to the tracheids in longitudinal position and the occurrence of simple transversal rays (scale corresponds to 20 im); (b) fragment with licofitic affinity, with tracheids presenting the typical scalariform pitting of the vascular criptogames (scale corresponds to 20 im). (adapted from Jasper *et al.*, (2008).

ponentes dessa paleoflora continuam sendo fonte de pesquisa relevante. Como exemplo disto, Salvi *et al.* (2008) descrevem as formas de licófitas herbáceas procedentes do nível de *roof-shale*, referidas por Jasper *et al.* (2006) pertencentes ao gênero *Lycopodites*, como uma nova espécie de licófita herbácea (*Lycopodites riograndensis*). Salvi *et al.* (2008) destacam, ainda, que esta espécie tem correlações filogenéticas com representantes do gênero *Lycopodites* encontrados na localidade de Cerquilho, Fazenda Itapema, São Paulo, Brasil, Porção Superior do Subgrupo Itararé, Formação Tietê, de idade Asseliano/Sakmariana.

## SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Durante o Permiano Inferior (Kunguriano), há cerca de 275 M.a., o local que hoje é chamado de Afloramento Quitéria era uma laguna costeira que integrava o grande sistema litorâneo do Sudoeste do megacontinente Gondwana (Fig. 13). A vegetação que dominava o local possuía um estrato dominante constituído por licófitas, e um soto-bosque onde cresciam coníferas, pteridospermas, licófitas herbáceas e filicófitas (Fig. 14).

Devido às condições relativamente calmas da parte interna da laguna, a matéria orgânica produzida a partir das plantas que cresciam no seu entorno acabou por se acumular em seu fundo, o que deu origem ao nível inferior do afloramento, mais escuro e rico em matéria orgânica (Fig. 2).

No mesmo intervalo de tempo em que ocorria o acúmulo da matéria orgânica na laguna, carvões provenientes de incêndios na vegetação de entorno, os quais eram gerados por processos de vulcanismo, também eram conduzidos para o seu interior, fato que pode ser comprovado pela preservação de fragmentos de carvão vegetal (conhecido pelo termo inglês *charcoal*) junto a grãos de pólen e pedaços de vidro vulcânico original.

Por ser uma região litorânea, a incidência de eventos dramáticos, como tempestades, por exemplo, acabou por abalar o equilíbrio da laguna, enchendo-a de areia proveniente da sua barreira. Esta areia, por sua vez, fez com que fosse possível a implantação, por toda a área, da vegetação que antes estava restrita apenas às margens da laguna (Fig. 14). Apesar de ser bastante resistente às mudanças ambientais, a vegetação não resistiu a um último evento de tempestade, que cobriu toda a porção litorânea exposta no Afloramento Quitéria. Graças aos processos de fossilização, esta vegetação ficou preservada em um nível de teto (conhecido pelo termo inglês roof-shale), o qual pode ser observado como a porção amareloclara imediatamente acima do nível mais escuro do Afloramento (Fig. 2).

Depois de abalado o equilíbrio do ambiente local, a vegetação, antes abundante, não conseguiu se implantar novamente na área, formando-se a o nível de deposição final, constituído de caulim, que pode ser visto no Afloramento.

Depois destes eventos de deposição, muitas outras rochas se formaram sobre o sistema, favorecendo a finalização do processo de fossilização dos restos de seres vivos que viviam na área. O último evento, que acabou por encobrir toda a região Sul do Brasil, foi a formação da Serra Geral, associado ao movimentos de separação da América do Sul da África, que continuam se manifestando até hoje, mas em escala de intensidade menor.

Terminado o recobrimento profundo do local, começou um processo inverso, ou seja, o de exposição do agora já consolidado nível que hoje conhecemos como Afloramento Quitéria. A retirada das ro-



**Figura 13 -** Distribuição das massas continentais durante o Permiano com destaque para a posição o megacontinente Gondwana, formado pela América do Sul, África, Antártica, Índia e Austrália.

**Figure 13** - Continental mass distribution in the Permian, featured to the position of the Gondwana megacontinent, formed by South America, Africa, Antarctic, India and Australia.



**Figura 14** - Reconstrução do ecossistema costeiro dominado por leques de *washover* preservado no Afloramento Quitéria; (a) Reconstrução paleoecológica do intervalo de deposição de carvão; (a1) detalhe da comunidade vegetal formadora da turfeira; (b) reconstrução paleoecológica do intervalo clástico sobreposto; (b1) detalhe da comunidade vegetal do intervalo clástico (baseado em Guerra-Sommer *et al.*, 2008).

**Figure 14** - Reconstruction the coastal ecosystem dominated by washover fans preserved on the Quiteria Outcrop. (a) Palaeoecological reconstruction for the coal deposition interval; (a1) detail of the peat-forming plant community; (b) palaeoecological reconstruction for the overlying clastic deposition interval; (b1) detail of the clastic plant community (after Guerra-Sommer et al., 2008).

chas e sedimentos com idade inferior aquelas que são ali observadas se deu por meio de processos de erosão que duraram milhões de anos, fazendo com que, em tempos atuais, ficasse ao nível do solo o nível de caulim depositado por último no pequeno sistema.

Tendo em vista o interesse econômico do caulim, na década de 1980, houve o início da exploração deste material na área. Como os mineradores não tinham idéia da real extensão da reserva, era necessário utilizar equipamentos mecanizados para abrir uma frente de lavra. Com este procedimento, a cava formada ultrapassou os limites do caulim, expondo os níveis inferiores que contêm os fósseis hoje tão importantes para a paleobotânica.

Todavia, apenas no final da década de 1980, por meio das atividades de mapeamento geológico realizadas por graduandos em geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, o Afloramento se tornou conhecido para a ciência, vindo a ser detalhadamente estudado e revelando importantes informações de cunho inovador para a paleobotânica, bioestratigrafia e biogeografia local, regional e mundial.

## MEDIDAS DE PROTEÇÃO

## **Medidas Existentes**

Atualmente o Afloramento Quitéria se encontra sob responsabilidade do proprietário da fazenda em que se localiza, não havendo medidas de proteção ou de restrição de exploração implantadas oficialmente. A ação do ambiente sobre a frente de lavra tem prejudicado as condições de visualização da mesma. As coletas sem orientação e, por vezes destrutivas, continuam acontecendo. Além disso, devido à distribuição do material proveniente do local em diferentes coleções, não há clareza do total de espécimes ali encontrados.

## Medidas Encaminhadas

Destaca-se que o proprietário da área é sempre solícito em relação às atividades de campo realizadas no local, de forma que ele, de forma informal, controla o acesso ao Afloramento. Todavia, como se depende, única e exclusivamente, da iniciativa do Sr. Fransisco Goulart, muitas vezes ações inadequadas de coleta acabam por prejudicar a visualização do material aflorante. Por outro lado, a suspensão, não para fins de conservação, mas devido à inviabilidade econômica, da extração de caulim, tem sido uma forma indireta de preservação dos níveis fitofossilíferos.

## Problemas na Implementação das Medidas

Por se tratar de um afloramento isolado e localizado em propriedade particular, a operacionalização de atividades de proteção são bastante prejudicadas. Porém, como já referido, a boa vontade do proprietário parece ser uma meio que facilitaria a sua implementação. Por fim, a reduzida quantidade de recursos públicos destinados à conservação do patrimônio fossilífero brasileiro inviabilizam, por hora, ações efetivas de controle e conservação de tão importante sítio da Bacia do Paraná.

## Sugestões dos Autores

Medidas que parecem adequadas e de fácil implantação são: tombamento do Afloramento (em contato com o proprietário, esta ação foi aventada, sendo muito bem recebida pelo mesmo); proteção e cercamento da área, principalmente da frente de lavra; abertura de novas frentes para fins de estudos científicos e didáticos; regulação dos processos de coleta por meio de visitas orientadas e acompanhadas por especialistas; integração dos dados das coleções que possuem espécimes provenientes do Afloramento Quitéria e organização de um cadastro único de material, para fins de viabilização de estudos posteriores.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Alves, R.G.; Ade, M.V.B. 1996. Sequence stratigraphy and coal petrography applied to the Candiota coalfield, Rio Grande do Sul, Brazil: a depositional model. *International Journal of Coal Geology*, **30**: 231–248.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Menegat, R. 2001.
  Roof-shale floras in Early Permian southern Brazilian
  Gondwana: evidences of the icehouse waning. *In*: Weiss,
  R. H. (Ed.), *Contributions to Geology and Palaeontology* of Gondwana in honour of Helmut Wopfner. 231–251.
- Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Jasper, A.; Kalkreuth, W.; Menegat, R.; Barboza, E.G. 2008. Paleoecological patterns at the coal-roof shale transition in an outcrop of the Permian Brazilian Gondwana. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **11**(1): 11-26.

- Holz, M. 1998. The Eopermian coalseams of the Paraná basin in southernmost Brazil: an analysis of the depositional conditions using sequence stratigraphy concepts. *International Journal of Coal Geology*, 36: 141-164.
- Holz, M.; Kalkreuth, W.; Banerjee, I. 2002. Sequence Stratigraphy of paralic coal-bearning strata: an overview. *International Journal of Coal Geology*, 48: 147-179.
- Jasper, A.; Guerra-Sommer, M. 1998. Licófitas cormofíticas arborescentes do Afloramento Quitéria, Formação Rio Bonito (Bacia do Paraná), RS. *Pesquisas*, **25**: 43-60.
- Jasper, A.; Guerra-Sommer, M. 1999. Licófitas arborescentes *in situ* como elementos importantes na definição de modelos deposicionais (Formação Rio Bonito - Bacia do Paraná - Brasil). *Pesquisas*, 26: 49-58.
- Jasper, A.; Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Menegat, R. 2003. The *Botrychiopsis* genus and its chronostratigraphic implication in Southern Paraná Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **75**: 513-535.
- Jasper, A.; Ricardi-Branco, F.; Guerra-Sommer, M. 2005. Coricladus quiteriensis gen. et sp. nov., a new conifer in Southern-Brazil Gondwana (Lower Permian, Paraná Basin). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 77: 157-168.
- Jasper, A.; Menegat, R.; Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Souza, P.A. 2006. Depositional cyclicity and paleoecological variability in Quitéria Outcrop -Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 276-293.
- Jasper, A.; Guerra-Sommer, M.; Cazzulo-Klepzig, M.; Iannuzzi, R. 2007a. Biostratigraphic and paleoclimatic significance of *Botrychiopsis* fronds in the Gondwana realm. *In:* Wong, T. (Org.), *Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, 10-16 August 2003.* Amsterdam: Royal Netherlands Academy of Arts and Sciences, v.1, 379-388.
- Jasper, A.; Guerra-Sommer, M.; Uhl, D.; Salvi, J.; Kauffmann, M.; Osterkamp, I.C.; Gonçalves, C.V. 2007b. A ocorrência de incêndios vegetacionais durante o Paleozóico Superior da Bacia do Paraná. *In*: Carvalho, I. de S. *et al.* (Ed.), *Paleontologia: cenários de vida*. Rio de Janeiro: Editora Interciência, v.1: 13-24.
- Jasper, A.; Uhl, D.; Guerra-Sommer, M.; Mossbruger, V. 2008. Palaeobotanical evidence of wildfires in the Late Palaeozoic of South America – Early Permian, Rio Bonito Formation, Paraná Basin, Rio Grande do Sul State, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **26**:435-444.
- Jones, T.P.; Chaloner, W.G. 1991. Fossil charcoal, its recognition and palaeoatmospheric significance. *Paleo 3*, **91**: 39-50.

- Kalkreuth, W.; Holz, M.; Machado, G.; Mexias, A.; Silva, M.B.; Willett, J.; Finkelman, R.; Burger, H. 2006.
  Petrology and chemistry of Permian coals from the Paraná Basin: 1. Santa Terezinha, Leão-Butiá and Candiota Coalfields, Rio Grande do Sul, Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 68: 79-116.
- Piccoli, A.E.M.; Menegat, R.; Guerra-Sommer, M.; Marques-Toigo, M.; Porcher, C.C. 1991. Faciologia da seqüência sedimentar nas folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita, Rio Grande do Sul. *Pesqui*sas, 18: 31–43.
- Salvi, J.; Jasper, A.; Ricardi-Branco, F.; Guerra-Sommer,M.; Bernardes-de-Oliveira, M.E. 2008. The *Lycopodi*tes genus in the Lower Permian of the Paraná Basin,

<sup>1</sup> Setor de Botânica e Paleobotânica do Museu de Ciências Naturais da UNIVATES (SBP/MCN/ UNIVATES); Programa de Pós-Graduação em Ambiente e Desenvolvimento da UNIVATES (PPGAD/UNIVATES), Avenida Avelino Tallini, 171, Universitário, CEP 95.900-000, Lajeado, RS, Brasil.

<sup>2</sup> Instituto de Geociências da Universidade
Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS),
Avenida Bento Gonçalves 9.500, Agronomia,
CEP 91.509-900, Porto Alegre, RS, Brasil.

<sup>3</sup> Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP) Caixa Postal 6.152 – CEP 13.083-970, Campinas, SP, Brasil. Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 80(3): 1-11.

- Scott, A.C.; Glasspool, I. 2007. Observations and experiments on the origin and formation of inertinite group macerals. *International Journal of Coal Geology*, **70**: 53-66.
- Silva, M.B.; Kalkreuth, W. 2005 Petrological and geochemical characterization of Candiota coal seams, Brazil – Implication for coal facies interpretations and coal rank. *International Journal of Coal Geology*, 64: 217-238.
- Silva, O.; Menegat, R. 1988. Geologia da Faixa IV. Projeto Quitéria-Várzea do Capivarita. Porto Alegre: Instituto de Geociências da UFRGS. Trabalho de Graduação. v.1: 198 pp.; v.2: 68 pp.

<sup>4</sup> Bolsista de Produtividade em Pesquisa do Conselho Nacional de Pesquisa (CNPq).

<sup>1</sup>André Jasper – ajasper@univates.br

<sup>2,4</sup>Margot Guerra-Sommer – mangot.sommer@ufrgs.br

- <sup>2</sup>Rualdo Menegat rualdo.menegat@ufrgs.br
- <sup>2,4</sup>Miriam Cazzulo-Klepzig miriam.klepzig@ufrgs.br
- <sup>3</sup>Fresia Soledad Ricardi Torres Branco fresia@ige.unicamp.br
- <sup>1</sup>Juliana Salvi jusalvi@univates.br
- Trabalho divulgado no site da SIGEP <http://www.unb.br/ig/sigep>, em 05/08/2008, também com versão em inglês.



## ANDRÉ JASPER

Graduado em Ciências Biológicas pela UNISINO (1994), Mestre em Geociências pela UFRGS (1996) e Doutor em Ciências (Geociências) pela UFRGS (2004). Possui Pós-Doutorado na Eberhard Karl Universität Tübingen, Tübingen, Alemanha (2006). Atualmente é Professor Titular da UNIVATES, atuando em cursos de graduação e no PPG em Ambiente e Desenvolvimento. É Professor Convidado do PPG em Geociências da UNICAMP e do PPG em Ecologia Aplicada da Halmstad University, Suécia. Desenvolve pesquisas institucionais e interinstitucionais, através de acordos de cooperação com grupos nacionais e estrangeiros. Sua principal área de atuação é a Paleobotânica abordando, principalmente, os seguintes temas: Paleoincêndios vegetacionais e suas implicações (análise e estudo de charcoal); Paleofloras Gondwânicas; Evolução de Biomas Terrestres (Paleoecologia).



## MARGOT GUERRA-SOMMER

Graduada em História Natural pela UFRGS (1970), mestrado (1973) e doutorado em Geociências pela UFRGS (1989); Docente e Orientador de Mestrado e Doutorado junto ao Programa de Pós-Graduacao em Geociências da UFRGS. Desenvolve pesquisas nos seguintes temas: aneis de crescimento em lenhos fosseis e interpretações paleoclimáticas; taxonomia de lenhos permineralizados de bacias permianas e mesozóicas; estrutura de epidermes vegetais fosseis; índices estomatiferos como indicadores de CO<sub>2</sub> paleoatmosférico, análises paleobtânicas e a definição de biomas paleozóicos e mesozóicos; roof-shale floras e sua relação com a biomassa de carvões gondwanicos.



#### RUALDO MENEGAT

Professor do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia do Instituto de Geociências da UFRGS, geólogo, Mestre em Geociências (UFRGS – 1992), Doutor em Ciências na área de Ecologia de Paisagem (UFRGS – 2006). Editor da Revista Episteme do Grupo Interdisciplinar em Filosofia e História das Ciências do Instituto de Estudos Avançados da UFRGS, assessor científico da National Geographic Brasil. Publicou entre outros, os livros Atlas Ambiental de Porto Alegre (2006), Desenvolvimento sustentável e gestão ambiental das cidades (2004), e Visões da Terra (2008).



### MIRIAM CAZZULO-KLEPZIG

Graduado em História Natural, Mestre e Doutor em Geociências (Palinologia) pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul, atualmente Pesquisador Convidado do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tem experiência na área de Paleontologia Estratigráfica, atuando principalmente em Palinoestratigrafia, Reconstrução de unidades de paisagem e ambientes de formação de carvões e Geocronologia.



#### FRESIA SOLEDAD RICARDI TORRES BRANCO

Possui graduação em Geografia - Facultad de Ciencias Forestales, Escuela de Geográfia (1988), mestrado em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1994) e doutorado em Geociências (Geologia Sedimentar) pela Universidade de São Paulo (1998). Atualmente é professor doutor do Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Paleobotânica e tafonomia de vegetais. Atualmente pesquisa e orienta nas paleofloras neopaleozóicas da bacia do Paraná, nas paleofloras paleógenas das bacias de Fonseca e Gandarela e em paleofloras quaternárias.



#### JULIANA SALVI

Possui graduação em Ciências Biológicas pelo Centro Universitário Univates (2005). Atualmente é aluna de mestrado em Ambiente e Desenvolvimento no Centro Universitário Univates. Tem experiência na área de Botânica, com ênfase em Paleobotânica, atuando principalmente nos seguintes temas: estudo de charcoal, incêndios vegetacionais, avaliação de aspectos biológicos em sítios arqueológicos.

## Tanques Fossilíferos de Itapipoca, CE

Bebedouros e cemitérios de megafauna pré-histórica

## **SIGEP 014**

Celso Lira Ximenes1

OS TANQUES NATURAIS de Itapipoca, no Estado do Ceará, formam a maior concentração deste tipo de depósito fossilífero no Nordeste do Brasil, representativos do Pleistoceno tardio-Holoceno inicial. Foi nesse município, em 1961, que se realizou a primeira escavação profissional, com sistemática científica, em jazigos paleontológicos desta natureza, por pesquisadores do Museu Nacional do Rio de Janeiro. Desde aquela época até hoje já foram identificados mais de 50 tanques no território de Itapipoca, muitos ainda intocados, distribuídos em cinco conjuntos principais (sítios paleontológicos). Alguns deles já forneceram milhares de ossos e dentes fossilizados de animais da megafauna pleistocênica e espécies associadas (pequenos animais), já tendo sido identificados 27 táxons até o presente. Todo o material fossilífero coletado compõe uma fabulosa coleção paleontológica com aproximadamente 8.000 peças, a maior parte depositada no Museu de Pré-história de Itapipoca - MUPHI e uma menor parte no Museu Nacional. Paralelamente, esses depósitos fornecem elementos geológicos (sedimentos) que podem contribuir com os estudos paleoambientais da época da extinção da megafauna.

**Palavras-chave:** Quaternário; Pleistoceno; Megafauna; Tanques Naturais; Itapipoca; Ceará Fossiliferous Tanks of Itapipoca, State of Ceará, Brazil – Drinking fountains and cemeteries of prehistoric megafauna

The natural tanks of Itapipoca, in the State of Ceará, Brazil, form the largest concentration of this kind of fossiliferous deposit in Northeastern Brazil, representatives of the late Pleistocene-early Holocene. It was in that municipality, in 1961, held the first excavation work, with systematic scientific, in palaeontological deposits of this nature, by researchers from the National Museum of Rio de Janeiro. Since that time until today have been identified more than 50 tanks in the territory of Itapipoca, many still untouched, divided into five main sets (palaeontological sites). Some of them have supplied thousands of fossilized bones and teeth of pleistocenic megafauna animals and related species (small animals), having already been identified 27 taxa up to the present moment. The whole collected fossil material composes a fabulous paleontological collection with approximately 8,000 pieces, most part deposited at the Museum of Prehistory of Itapipoca – MUPHI and a minor part at the National Museum of Rio de Janeiro, Brazil.

**Key words:** Quaternary; Pleistocene; Megafauna; Natural Tanks; Itapipoca; Ceará

## INTRODUÇÃO

Os tanques fossilíferos são depressões naturais que se formam na superfície de rochas cristalinas de idade pré-cambriana, sendo de ocorrência muito comum na Região Nordeste do Brasil (Fig. 1). Bigarella *et al.* (1994) destacam que alguns termos encontrados na literatura, como depressões de intemperismo, panelas de intemperismo, marmitas (caldeirões), cacimbas e gnamas, têm sido utilizados para se referirem a essas feições.

Entretanto, Oliveira (1989) alerta que os tanques, as cacimbas e os caldeirões são feições topográficas de origens diferentes, portanto sendo coisas distintas e têm que ser tratados como tal, mesmo que tenham sido bastante divulgados na literatura geológica e paleontológica. No caso das cacimbas, estas são feições artificiais, produto de trabalho humano, que consistem em um buraco cavado no sedimento até atingir o nível de água subterrânea. Destaca ainda que o termo "Formação Cacimbas" usado para os tanques como unidade formal não deve ser utilizado como uma unidade litoestratigráfica, por não preencher os requisitos para tal.

Ximenes (2003) registra que tais depressões em Itapipoca possuem tamanhos variados e formato, em geral, elipsoidal, mas podem ser também circulares e até de formatos irregulares e que sua gênese está ligada a processos intempéricos. São estruturas geomorfológicas peculiares que, sazonalmente, acumulam águas pluviais e em vários pontos do município estão associados a pequenos inselbergs, de grande beleza cênica (Fig. 2a). O espaço gerado (Fig 2b) é preenchido por sedimentos de idade quaternária (Fig. 2c) e, freqüentemente, há camadas fossilíferas preservadas, contendo restos de vertebrados, principalmente de representantes dos grandes mamíferos extintos da chamada megafauna pleistocênica (Fig. 3), mas também há restos de pequenos mamíferos, répteis, aves, conchas de gastrópodes e vegetais. Para efeito de individualização de uma área de tanques em particular, por ter boa representatividade e oferecer as melhores condições para preservação, foi escolhido o Sítio Paleontológico Lajinhas, o maior conjunto desses jazigos fossilíferos em Itapipoca.

## LOCALIZAÇÃO

O Sítio Paleontológico Lajinhas está situado na parte centro-oeste do território do Município de Itapipoca, CE (Fig. 4). Cartograficamente, está inserido na Folha Itapipoca (SA.24-Y-D-II) do DSG (Ministério do Exército), escala 1:100.000, nas seguintes coordenadas: 03°25'18" S e 39°41'39" W. O acesso ao sítio a partir de Fortaleza, capital cearense, é feito pela rodovia federal BR-222, até a cidade de Umirim, e daí pela rodovia estadual CE-354 até a cidade de Itapipoca, totalizando um percurso de 130 km. O acesso a partir da sede municipal é feito pela CE-354 em direção a Amontada, por 12 km, até a entrada para a localidade de Lagoa das Carnaúbas, à direita. Deste ponto, segue-se em estrada carroçal por mais 1,5 km até o primeiro povoado, onde há uma bifurcação, na qual se deve seguir à direita por mais 2,5 km, até o local chamado Cajazeiras.

## **HISTÓRICO**

O primeiro registro científico de megafauna em Itapipoca foi feito por Paula Couto (1961) e Souza Cunha (1961), que relatam a expedição do Museu Nacional do Rio de Janeiro ao Estado do Ceará, com objetivo específico de realizar escavações paleontológicas em tanques daquela região, o que acabou ocorrendo em duas unidades do Sítio Paleontológico João Cativo. Paula Couto (1962) divulga as primeiras análises daquela escavação, juntamente com outra, a do Município de Taperoá, PB, identificando, preliminarmente, a presença de mamíferos fósseis dos grupos Marsupialia, Xenarthra, Artiodactyla, Perissodactyla, Proboscidea e Carnivora, além de aves e répteis indeterminados. O resultado do estudo do material coletado em João Cativo é descrito mais detalhadamente por Paula Couto (1980), que registra 24 táxons, entre mamíferos, répteis e aves, com destaque para um novo gênero e nova espécie de preguiça terrícola da Família Megalonychidae, o Xenocnus cearensis, considerada, até o momento, como endêmica do Nordeste do Brasil.

Uma nova descoberta de fósseis nos tanques de Itapipoca foi documentada por Bonfim Júnior (1984), que registra o Sítio Paleontológico Pedra d'Água, o qual possui um dos maiores jazigos fossilíferos já descobertos na região, com destaque para nova ocorrência da preguiça terrícola gigante do gênero *Eremotherium* e de mastodonte do gênero *Haplomastodon* (= *Stegomastodon*) no Estado do Ceará.

Ainda com material de João Cativo, Gomide *et al.* (1987) analisam fósseis do felídeo *Smilodon populator* (tigre dentes-de-sabre). Um estudo mais minucioso dos fósseis daquele sítio é feito por Gomide


**Figura 1 -** Tanque natural do Sítio Paleontológico Lajinhas, durante a estação seca do ano. A parte mais clara marca o nível das águas pluviais acumuladas durante a estação chuvosa. Foto: C. L. Ximenes, 2007.

**Figure 1** - Natural tank of the Lajinhas Paleontological Site, during the dry season of the year. The clearest part marks the level of rainwater accumulated during the rainy season. Photo by C. L. Ximenes, 2007.



**Figura 2 - (a)** Tanque natural associado à *inselberg* na localidade de Pedra d'Água, em Itapipoca; (b) espaço gerado em um tanque; (c) preenchimento sedimentar em um tanque. Fotos: Fábio Arruda, 2005 (a) e C. L. Ximenes, 2007 e 2006 (b e c).

Figure 2 - (a) Natural tank associated a inselberg in locality Pedra d'Água, in Itapipoca. (b) space created in a tank; (c) sedimentation in a tank. Photos by Fábio Arruda, 2005 (a) and C. L. Ximenes, 2007 e 2006 (b and c).



**Figura 3** - Fósseis de megafauna no sedimento de um tanque em Itapipoca. Foto C. L. Ximenes, 2006. **Figure 3** - Megafauna fossils in the sediment of a tank in Itapipoca. Photo by C. L. Ximenes, 2006.



**Figura 4 -** Localização do Sítio Paleontológico Lajinhas (SPL) na carta-imagem do Município de Itapipoca, obtida pelo satélite Landsat 7 ETM (adaptado de Ipece, 2008). O círculo pontilhado amarelo delimita a sede municipal.

**Figure 4** - Localization of the Lajinhas Paleontological Site (SPL) in image of the Municipality of Itapipoca, obtained by satellite Landsat 7 ETM (adapted of Ipece, 2008). The yellow dotted circle delimit the city of Itapipoca.

(1989), que descreve 563 peças esqueletais e dentárias, identifica a presença de 16 táxons na paleofauna de Itapipoca e faz uma análise paleoambiental da região. Posteriormente, Magalhães *et al.* (1992) fazem uma análise comparativa de fósseis de cervídeos encontrados em quatro estados do Nordeste (Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco), entre eles exemplares de Itapipoca.

A partir de 1989, pesquisas sistemáticas sobre mamíferos fósseis do Ceará, conduzidas por uma equipe do Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Ceará, mapearam as ocorrências de megafauna no estado, com ênfase em prospecções na região de Itapipoca (Ximenes, 1993). As explorações no município, neste projeto, possibilitaram uma melhor compreensão sobre os fatores geológicos e geomorfológicos que atuam na gênese dos tanques e a descoberta do Sítio Paleontológico Lagoa do Osso, no Município de Tururu, vizinho a Itapipoca, em ambiente sedimentar lacustre (Ximenes, 1996).

Uma nova fase de explorações se iniciou a partir de 2000 e mais quatro sítios fossilíferos foram registrados em Itapipoca: Santa Rita, Coelho, Lajinhas e Jirau, sendo o primeiro em ambiente sedimentar fluvial. Ximenes (2003), trabalhando nos três últimos sítios descobertos, registra a coleta de uma grande quantidade de material paleontológico e propõe uma metodologia de resgate de fósseis dos tanques e seu posterior aproveitamento como micro-reservatórios alternativos de água para o semi-árido brasileiro.

Em 2005 foi criado o Museu de Pré-história de Itapipoca – MUPHI, vinculado à Prefeitura Municipal de Itapipoca, e todas as atividades de pesquisa e conservação do patrimônio paleontológico da região passaram a ser feitas por esta instituição. Desde então, uma coleção científica, composta por fósseis, rochas, minerais, além de artefatos arqueológicos, foi formada e um programa permanente de divulgação científica e educação patrimonial passou a levar informações à população local e aos visitantes.

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Aspectos geográficos

O Sítio Paleontológico Lajinhas distribui-se por uma área de aproximadamente 2 km<sup>2</sup>, no ambiente natural denominado, por Oliveira *et al.* (2007), de Depressão Semi-árida de Itapipoca, conhecido, informalmente, como Sertão. Geomorfologicamente está inserido no domínio da Depressão Sertaneja (Fig. 5), unidade morfo-estrutural marcada pela primazia de topografias planas ou levemente onduladas, em níveis altimétricos inferiores a 400 m, elaboradas sob condições climáticas semi-áridas (Souza, 1988), durante o Pleistoceno médio e superior (Moreira & Gatto, 1981).

A paisagem local é dominada pelos chamados lajeados, ou lajedos, como são popularmente conhecidos (Fig. 6), que correspondem a afloramentos de rocha sã na superfície do solo, constituindo uma área de extensão variada (Guerra, 1993). Estas formas residuais são testemunhos dos eventos erosivos diferenciais que dissecaram as rochas cristalinas que ocorrem em todo o Estado do Ceará, num forte processo de aplainamento (Souza, 1988).

Segundo a caracterização de Oliveira (1998), hidrograficamente a área onde se encontra o Sítio Lajinhas está no contexto da Sub-bacia do Rio Cruxati, a qual faz parte da Bacia Hidrográfica do Litoral. A vegetação predominante é composta por espécies do bioma caatinga, de porte arbustivo e arbóreo, com ocorrências ciliares de matas de carnaúba (*Copernicia prunifera*). O regime pluviométrico é bastante irregular, com uma média anual de 1.078 mm (numa série entre 1974 e 1997), concentrando cerca de 91% desse total entre os meses de janeiro a maio. Os solos,



**Figura 5** - Unidades Geossistêmicas de Itapipoca. A área em cinza é a Depressão Sertaneja, onde se formam os tanques naturais. Os números representam os sítios paleontológicos conhecidos: (1) Santa Rita; (2) Jirau; (3) Coelho; (4) Lajinhas; (5) João Cativo; (6) Pedra d'Água; (7) Lagoa do Osso, no Município de Tururu (adaptado de Oliveira *et al.*, 2007).

**Figure 5** - Geossystems Units of Itapipoca. The area in gray is the "Depressão Sertaneja", where form the natural tanks. The numbers represent the paleontological sites known: (1) Santa Rita; (2) Jirau; (3) Coelho; (4) Lajinhas; (5) João Cativo; (6) Pedra d'Água; (7) Lagoa do Osso, in Municipality of Tururu (adapted of Oliveira *et al.*, 2007).



**Figura 6 -** Parte dos lajedos que predominam na paisagem do Sítio Paleontológico Lajinhas. Foto: C. L. Ximenes, 2002. **Figure 6 -** Part of "lajedos" that predominate in the landscape of the Lajinhas Paleontological Site. Photo by C. L. Ximenes, 2002.

de acordo com Oliveira *et al.* (2007), são uma associação de Argissolos Vermelho-Amarelos, Planossolos Háplicos, Plintossolos Argilúvicos, Neossolos Litólicos, Neossolos Regolíticos e Planossolos Nátricos.

Dentro do perímetro do sítio paleontológico ocorrem dezenas de tanques naturais. Os maiores possuem dimensões que variam entre 10 e 20 m de comprimento, 3 a 4 m de largura e profundidades de até 6 m. Alguns já foram escavados e tiveram resgatados seu conteúdo fossilífero, servindo hoje como cisternas naturais de águas pluviais, porém ainda há muitos outros em estado intocado (Ximenes, 2003).

#### Paleontologia

Os fósseis de vertebrados coletados nas diversas campanhas de escavação já realizadas na região de Itapipoca são representados, na grande maioria, por ossos cranianos e pós-cranianos, a maior parte fragmentada, bem como por osteodermos e dentes isolados, eventualmente encaixados em fragmentos de mandíbulas ou maxilas, sendo raras as peças esqueletais inteiras ou articuladas (Fig. 7).

A razão de predominarem peças ósseas fragmentadas no interior dos tanques, bem como ausência de esqueletos completos, deve-se, seguramente, aos processos tafonômicos. Os eventos que se seguem após a morte dos animais, como a ação de carniceiros e a dinâmica hidráulica do processo de transporte e deposição do material esqueletal, são determinantes para este fato. Paula Couto (1980) disserta que os tanques naturais devem ter servido de bebedouros naturais para os grandes animais e que os restos mortais podem ter ido parar no interior dos mesmos, ou por caírem, na tentativa de terem acesso à água, ou por morrerem nas proximidades e chuvas torrenciais, caídas posteriormente, terem arrastado os ossos desses esqueletos para o fundo das depressões, juntamente com material sedimentar proveniente do intemperismo das rochas cristalinas regionais.



**Figura 7 -** Fósseis da megafauna de Itapipoca, coleção MUPHI: (**a**) dente de *S. waringi*; (**b**) dente de *E. laurillardi*; (**c**) osteodermo de Dasipodidae; (**d**) osteodermo de *Panochtus*; (**e**) osteodermo de *Glyptodon*; (**f**) dente de Toxodontidae; (g, h, i, j) respectivamente: úmero, costela, ulna e vértebra de *E. laurillardi*. Fotos: C. L. Ximenes, 2008.

**Figure 7** - Fossils of the megafauna of Itapipoca, MUPHI collection: (a) tooth of S. waringi; (b) tooth of E. laurillardi; (c) isolated scutes of Dasipodidae; (d) isolated scutes of Panochtus; (e) isolated scutes of Glyptodon; (f) tooth of Toxodontidae; (g, h, i, j) respectively: humerus, rib, ulna and vertebra of *E. laurillardi*. Photos by C. L. Ximenes, 2008.

A paleomastofauna da região de Itapipoca compreende espécies de pequeno, médio e grande porte, algumas ainda viventes, composta pelos táxons listados na Fig. 8, segundo Paula Couto (1980), Gomide (1989) e Ximenes (2006). Completam a paleofauna local alguns répteis indeterminados (ordens Chelonia, Crocodylia e Squamata, das sub-ordens Lacertilia e Serpentes) e aves (gênero *Rhea* e superordem Neognathae indet.).

Esta paleofauna apresenta composição taxonômica similar a de outros depósitos quaternários do Brasil, principalmente da Região Nordeste. Bergqvist *et al.* (1997) fazem um estudo comparativo das faunas locais de mamíferos de três sítios paleontológicos do tipo tanque (Itapipoca, no Ceará, e Taperoá e Campina Grande, na Paraíba) e concluem que a de Itapipoca é a mais diversificada e com maior número de representantes recentes dentro da mesma categoria genérica (cinco). Os autores interpretam que essa alta diversidade pode estar relacionada a condições ambientais mais favoráveis (está mais próxima da linha do Equador) ou a melhores condições de fossilização. Bergqvist *et al.* (1997) afirmam que a estrutura das comunidades estudadas se caracteriza por um predomínio de formas herbívoras, principalmente animais de grande porte, e com a presença de três espécies de carnívoros. As espécies com correspondentes recentes foram divididas em pastador (*E. (A.) neogaeus e O. bezoarticus*), podador (*M. Gouazoubira*) e herbívoro-onívoro (*T. Pecari*). Os autores concluem que a presença de animais grandes e animais corredores e a ausência de animais de *habitats* úmidos sugerem um paleoambiente ao redor dos tanques com cobertura vegetal do tipo savana. Esse ecossistema, típico da África, é comparado com freqüência ao cerrado que ocorre na América do Sul.

Esta interpretação é concordante com o modelo proposto por Cartelle (1999) para o final do Pleistoceno e início do Holoceno da região intertropical do Brasil não amazônico, que acredita que, durante aquele período, o cerrado teria ocupado a maior parte da área conhecida como caatinga, a qual naquele tempo era reduzida a *habitats* isolados, e justifica sua conclusão pela ausência de formas xeromórficas endêmicas na fauna atual de mamíferos do Brasil.

Ordem	Família	Gênero (Subgênero)/ Espécie	Denominação não científica	Descrição sumária
Pilosa	Megatheriidae	Eremotherium laurillardi	Eremotério	Preguiça terrícola gigante, de até 5 t.
"	Mylodontidae	Scelidodon (= Catonix) cuvieri	Catônix	Preguiça terrícola média, de até 500 kg.
"	"	Glossotherium sp.	Glossotério	Preguiça terrícola média, de até 500 kg.
"	Megalonychidae	Nothrotherium maquinense	Notrotério	Pequena preguiça terrícola, de até 50 kg.
"	"	Xenocnus cearensis	Xenocnus	Pequena preguiça terrícola, de até 50 kg.
Cingulata	Glyptodontidae	Glyptodon clavipes	Gliptodonte	Animal encouraçado, de porte gigante.
"	"	Panochthus sp.	Gliptodonte	Animal encouraçado, de porte gigante.
"	Dasypodidae	Holmesina paulacoutoi	Pampatério	Um tatu gigante, encouraçado.
Notoungulata	Toxodontidae	Toxodon platensis	Toxodonte	Animal de grande porte, de até 2 t.
Litopterna	Macraucheniidae	Indeterminado (inédito)	Macrauquênia	Semelhante a um camelo, com tromba.
Proboscidea	Gomphotheriidae	Stegomastodon waringi	Mastodonte	Parente extinto dos atuais elefantes.
Perissodactyla	Equidae	Hippidion principale	Cavalo fóssil	Pequeno cavalo extinto.
"	"	Equus (Amerhippus) neogaeus	Cavalo fóssil	Pequeno cavalo extinto.
Artiodactyla	Tayassuidae	Tayassu pecari*	Queixada	Um tipo de "porco" selvagem.
"	Camelidae	Palaeolama major	Paleolhama	Um tipo de lhama extinta.
"	Cervidae	Mazama gouazubira*	Veado catingueiro	Pequeno cervídeo de habitats florestais.
"	"	Ozotoceros bezoarticus*	Veado campeiro	Pequeno cervídeo do cerrado.
Carnívora	Canidae	Cerdocyon thous*	Raposa	Pequeno canídeo do cerrado e caatinga.
"	"	Protocyon troglodytes	Cão das cavernas	Pequeno cachorro selvagem.
"	Felidae	Smilodon populator	Tigre dentes-de-sabre	Grande felino, com presas de 30 cm.
"	"	Felis sp.*	"Gato-do-mato"	Pequeno felino.

#### Figura 8 - Mamíferos da paleofauna de Itapipoca. (\*) Táxons ainda viventes no Brasil.

Figure 8 - Mammals of the paleofauna of Itapipoca. (\*) Taxa still living in Brazil.

O bioma caatinga ocupa hoje a maior parte do Nordeste e uma pequena parte do norte do Estado de Minas Gerais. Considerando que os grandes mamíferos extintos eram adaptados às áreas abertas, o Nordeste brasileiro durante o Pleistoceno deve ter sido bastante atrativo para esses animais. De fato, a megafauna ocupou praticamente toda essa região, como mostram as centenas de jazigos paleontológicos que ocorrem, principalmente, nos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Pernambuco, Alagoas, Sergipe e Bahia, o que comprova a presença bem estabelecida dos grandes mamíferos e pode mostrar, inclusive, possíveis rotas migratórias por estes territórios (Viana *et al.*, 2007).

Sobre a idade dos fósseis, ainda não foi feita nenhuma datação absoluta com material de Itapipoca. Aliás, no Brasil ainda são raras as investigações geocronológicas com restos de megafauna. Dados recentes, pelo método de Ressonância do Spin Eletrônico (ESR), são apresentados por Kinoshita et al. (2005) em duas amostras de dentes de Haplomastodon (= Stegomastodon) e uma de Xenorhinotherium (macrauquênia) do Estado da Paraíba, revelando idades entre  $30 \pm 5$  ka e  $39 \pm 9$ ka, o que confirma a presença destas espécies no Pleistoceno tardio da região Nordeste. Faure et al. (1999) apresentam duas datações por Carbono 14 de concentrações de matéria orgânica associada a uma assembléia de mamíferos da megafauna e do recente do Estado do Piauí, obtendo idades de  $8.490 \pm 120$  BP e 6.890  $\pm$  60 BP, indicando a sobrevivência de alguns gêneros de megafauna (Propraopus, Hoplophorus, Glyptodon, Equus e Palaeolama) até o Holoceno.

Entretanto, idades mais antigas para megafauna do Nordeste têm sido obtidas em materiais de cavernas do Estado da Bahia, pelo método da série do urânio, não diretamente de fósseis, mas de calcita de espeleotemas sobrepondo restos fossilizados, dando idades mínimas para os mesmos, algumas com mais de 200.000 anos antes do presente (Auler *et al.*, 2006), o que estende o range da megafauna até o Pleistoceno médio.

Em algum momento da história geológica recente essa fascinante fauna de gigantes desapareceu de toda a América do Sul. Não há um consenso sobre a real causa e várias hipóteses para tentar explicar o fenômeno já foram propostas por diversos autores. No entanto, é certo que seja qual for a causa, ela interferiu no equilíbrio das condições de vida das espécies. Cartelle (1999), ao tratar da questão das extinções, defende que a principal causa foi o clima e que possivelmente havia uma relação entre estiagem e redução de produtividade vegetal, reduzindo as chances de sobrevivência dos grandes mamíferos pastadores, com conseqüências negativas para a sua estratégia reprodutiva, sendo que a fauna endêmica de áreas abertas do cerrado foi a mais prejudicada, tendo experimentado a maior taxa de extinção.

# SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

As rochas cristalinas nas quais se formaram os tanques do Sítio Paleontológico Lajinhas são representadas, segundo Nascimento (2006), por biotita gnaisses com hornblenda e por granodioritos, ambas de coloração acinzentada, compostas, macroscopicamente, por quartzo, plagioclásio e biotita, apresentando estruturas de processos dúcteis e rúpteis e situadas, geocronologicamente, no Paleoproterozóico.

Muitos autores que já realizaram trabalhos paleontológicos em tanques naturais têm citado que a gênese dos mesmos estaria ligada a processos erosivos fluviais, através de turbilhonamento em redemoinhos de águas que carrearam fragmentos de rochas, produzindo atrito sobre o cristalino, porém sem nenhuma base em estudos específicos.

Oliveira & Hackspacher (1989) e Oliveira *et al.* (1989), estudando tanques no Estado do Rio Grande do Norte, após observações de caráter sedimentológico, geomorfológico, estrutural e geofísico (eletro-resistividade e sísmica rasa de refração), concluíram que os tanques nos locais estudados se formaram pela erosão produzida ao longo das fraturas por meio de ação física e química e que os sedimentos em seu interior não são de origem fluvial e sim de processos não convencionais de sedimentação, muito localizados, sendo parte resultantes do intemperismo físico e químico das rochas subjacentes e parte carreadas para o interior dos tanques através de águas pluviais durante as estações chuvosas e também pela ação eólica, durante as estações secas.

Bigarella *et al.* (1994) afirmam que numa superfície plana de rocha cristalina, determinados pontos, com ou sem diáclases, podem sofrer maior ação da umidade, originando pequenas depressões muito rasas (poças) que evoluem em formas embaciadas de larguras e profundidades progressivamente maiores. Nas poças acumula-se periodicamente água, a qual, na presença de restos orgânicos, atua na alteração dos silicatos, principalmente feldspatos. Com o aumento da profundidade, a água com ácidos orgânicos passa a atuar por tempo cada vez maior. Nas paredes da depressão verifica-se uma ação corrosiva de solapamento que faz com que a reação química atue lateralmente para o interior da rocha, originando uma forma de bacia com bordas negativas, assumindo dimensões cada vez maiores e mantendo no seu interior a água.

Seguindo a linha de interpretação dos referidos autores, um modelo de gênese e desenvolvimento dos tanques naturais de Itapipoca é apresentado por Ximenes (1996), que destaca que na formação dos mesmos há controle de ordens litológica, geomorfológica e estrutural. O controle litológico é determinado pelas rochas de constituição granítica que ocorrem na região, pelo fato de que, na sua composição, haver grandes percentuais de feldspatos e micas, mais susceptíveis à ação do intemperismo químico provocado pela água que se acumula no interior dos tanques. Como controle geomorfológico o autor observa que as depressões ocorrem freqüentemente em campos de inselbergs. Por fim, o controle estrutural é dado pela presença de diáclases e esfoliações na rocha granítica, as quais possibilitam a percolação de água, proporcionando as condições para a alteração

da rocha, tendo como conseqüência o alargamento das fraturas.

Estes três fatores em conjunto são os responsáveis pela existência dos tanques naturais, num processo muito lento. A partir deles, Ximenes (1996) propôs seis estágios de desenvolvimento das depressões, observados em Itapipoca (Fig. 9):

*a) Estágio inicial*: dissociação dos minerais da rocha granítica a partir de uma diáclase, gerando várias aberturas ao longo da mesma;

*b) Estágio de alargamento*: o intemperismo químico agindo na esfoliação da rocha faz com que as pequenas aberturas aumentem na largura, tomando uma forma elipsoidal;

c) Estágio de expansão: as diversas aberturas ao longo da diáclase se unem e aumentam a depressão no comprimento, mas mantendo-a ainda muito rasa;

d) Estágio de aprofundamento: a depressão passa por nova etapa dos processos anteriores que agirão no fundo da mesma, tornando-a cada vez mais profunda;

e) Estágio de maturidade: a depressão se tornou profunda o suficiente para permitir a deposição de fósseis. Suas formas mais comuns são: arredondada, elipsoidal, alongada ou irregular. Podem ainda ser totalmente fechadas ou abertas em uma das extremidades;



**Figura 9 -** Estágios de desenvolvimento propostos para os tanques naturais de Itapipoca (Ximenes, 1996): (a) Inicial; (b) Alargamento; (c) Expansão; (d) Aprofundamento; (e) Maturidade; (f) Avançado. Fotos: C.L.Ximenes, 1996, 1995 (d) e 1993 (e).

Figure 9 - Development stages proposed for the natural tanks of Itapipoca (Ximenes, 1996): (a) Initial; (b) Enlargement (c) Expansion (d) Deepening (e) Maturity (f) Advanced. Photos by C. L. Ximenes, 1996, 1995 (d) e 1993 (e).

*f) Estágio avançado*: nesta fase a depressão alcança grandes dimensões. É possível que, com a continuidade dos processos, ela evolua para uma lagoa.

Paula Couto (1980) afirma que a ação erosiva das águas meteóricas sobre os tanques foi muito efetiva durante o Pleistoceno final ao Sub-Recente na região Nordeste, coincidindo com as mudanças climáticas de condições úmidas para secas ocorridas entre o final do Pleistoceno e o começo do Holoceno, com a conseqüente extinção das ricas savanas pleistocênicas e da correspondente fauna de vertebrados. Para este autor, os tanques foram os últimos bebedouros naturais na região durante aquela fase de mudanças climáticas, constituindo-se em pontos naturais de convergência, ao mesmo tempo, dos vertebrados da rica fauna daquela época.

Os processos de preenchimento sedimentar dos tanques não podem ser generalizados para toda a área de ocorrência dos mesmos (região Nordeste), contudo, parece haver um padrão de elementos sedimentares, da base para o topo. Mabesoone *et al.* (1990), estudando tanques no Estado do Rio Grande do Norte, observam que os mesmos, independente de conterem ou não fósseis, possuem um preenchimento sedimentar uniforme e seu acamamento mostra uma nítida divisão em três unidades bem dis-

nosa grossa até fina, que pelo aspecto trata-se de material granítico, intemperizado mais por processos físicos do que químicos; b) uma intermediária, que mostra uma granulação variada, indo de pequenos seixos e grânulos até areia fina e, em muitos casos, uma matriz de silte e argila, podendo ocorrer também alguma matéria orgânica. É nessa camada onde são encontrados os ossos e dentes fossilizados. Possivelmente esse material, inclusive os fósseis, foi trazido por escoamentos em lençol, após uma forte precipitação pluvial, como uma enxurrada; c) uma superior, onde o sedimento volta a mostrar traços mais claros de intemperismo físico, principalmente das rochas nas quais os tanques se formaram. Por se encontrar na superfície, o material deve ter sofrido também algum intemperismo químico, dado o aumento da porcentagem de argila. Em alguns tanques é possível ocorrer um processo inicial de pedogênese.

Ao analisar a grande concentração de depósitos fossilíferos, o farto material paleontológico resgatado e a boa representatividade de espécies de paleomamíferos (Fig. 10), Ximenes (2006) denomina a área compreendida entre as sub-bacias hídricas dos rios Cruxati e Mundaú, em Itapipoca, como "Vale da Megafauna". Este autor observa que o contexto hidro-



Figura 10 - Representações artísticas das principais espécies de paleomamíferos de Itapipoca (sem escala):
(a) mastodonte (*S. waringi*); (b) toxodonte (*T. platensis*); (c) preguiça gigante (*E. laurillardi*); (d) gliptodonte (*G. clavipes*);
(e) tigre dentes-de-sabre (*S. populator*); (f) macrauquênia (macrauqueniidae). Fontes: (a, b, c, d) Fundham (1998); (e, f) Wikipédia (2008).

**Figure 10 -** Artistic representations of the main species of paleomammals of Itapipoca (no scale): (a) mastodonte (S. *waringi*); (b) toxodonte (*T. platensis*); (c) preguiça gigante (*E. laurillardi*); (d) gliptodonte (*G. clavipes*); (e) tigre dentes-de-sabre (S. *populator*); (f) macrauquênia (macrauqueniidae). Authorship: (a, b, c, d) Fundham (1998); (e, f) Wikipédia (2008).

geográfico local é condicionante, atualmente, da manutenção dos elementos ecológicos favoráveis ao equilíbrio da biodiversidade nativa, e que isso sugere um quadro paleoecológico análogo.

Por estas observações e pelo fato da região de Itapipoca sofrer influências de chuvas orográficas, que mantêm uma boa recarga dos recursos hídricos de superfície, acreditamos que o "Vale da Megafauna" propiciava condições ecológicas favoráveis (pasto e água) para concentração de grandes manadas de animais pleistocênicos e que, possivelmente, poderia ser uma das últimas concentrações dessa fauna na América do Sul, uma hipótese ainda a ser investigada. Por todos estes aspectos apresentados, os tanques fossilíferos de Itapipoca possuem grande importância de natureza paleontológica (diversidade fossilífera), geomorfológica (formas de relevo peculiares) e paleoambiental (paleorefúgios ecológicos).

# MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Sítio Paleontológico Lajinhas está totalmente inserido dentro dos limites do Assentamento Rural Taboca-Lajinhas, de propriedade do Instituto Nacional de Colonização e Reforma Agrária – INCRA, com administração da Associação dos Assentados do Projeto de Assentamento Taboca-Lajinhas. Por ser uma propriedade da União, as ações de proteção do sítio paleontológico ficam facilitadas.

A primeira atitude visando à preservação do patrimônio paleontológico de Itapipoca teve a iniciativa do Prof. José Paurilo Barroso, que ainda jovem, em 1952, ciente da importância dessas ocorrências e preocupado com a sua conservação, procurou entrar em contato com pesquisadores de instituições científicas do país para estudarem os fósseis, o que teve início em 1961, e contou inclusive com a sua participação na primeira escavação (Oliveira, 1971).

Com o ato desse louvado cidadão itapipoquense teve início todo o processo de pesquisa e conservação que continua até os dias de hoje. Não podemos deixar de destacar a dedicação de outro filho de Itapipoca, o pesquisador Antônio Sílvio Teixeira dos Santos, que motivado pelo mesmo espírito de cidadania, é hoje um guardião do patrimônio pré-histórico da região.

# Vulnerabilidade do sítio a atividades de mineração ou degradação ambiental

A indústria de rochas ornamentais já fez pesquisas geológicas para avaliação do potencial mineral das rochas graníticas da região de Itapipoca. Houve um início de explotação, porém no momento não há nenhuma atividade mineral ativa com esse objetivo, mas a ameaça existe. Também há interesses nas rochas cristalinas da região para a indústria da construção civil, principalmente para produção de brita, paralelepípedos e material para obras de açudagem. Outro fator de perigo é o fato dos tanques naturais servirem para acumulação de águas pluviais e isso desperta o interesse dos moradores locais de desentulharem os mesmos para aumentarem sua capacidade de acumulação, promovendo a retirada descontrolada de fósseis.

# Medidas atuais

Com a criação do Museu de Pré-história de Itapipoca, em 2005, um programa permanente de preservação do patrimônio, divulgação científica e conscientização tem sido executado, pela equipe do museu, com a população da região e visitantes. Exposições permanentes e itinerantes, palestras, oficinas, publicações em mídias diversas e reportagens jornalísticas são recursos que têm sido amplamente utilizados com esse objetivo. Paralelamente, parcerias informais com órgãos públicos, como o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), vinculado ao Ministério das Minas e Energia e responsável pela gestão do patrimônio paleontológico no Brasil, bem como com a Agência Brasileira de Inteligência (ABIN), vinculada ao Ministério da Justiça, tem garantido ao MUPHI uma orientação nos casos relacionados à depredação e suspeitas de comercialização ilegal de fósseis na região.

#### **Medidas previstas**

Um projeto de turismo paleontológico para o Sítio Lajinhas é um dos objetivos da Secretaria de Cultura e Turismo da Prefeitura de Itapipoca, o qual vem sendo discutido com o INCRA, proprietário do terreno, e com a Associação do Assentamento Taboca-Lajinhas. Esperamos com esta iniciativa usar os fósseis como base de uma cadeia produtiva, gerando assim emprego e renda, para envolver mais a população do município e garantir a preservação deste patrimônio. Para o futuro próximo, visando prevenir que a área seja requerida para pesquisas minerais, a equipe do MUPHI pretende iniciar uma campanha pelo tombamento do sítio ou pela criação de uma unidade de conservação.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Auler, A.S.; Piló, L.B.; Smart, P.L.; Wang, X.; Hoffmann, D.; Richards, D.A.; Edwards, R.L.; Neves, W.A. Cheng, H. 2006. U-series dating and taphonomy of Quaternary vertebrates from Brazilian caves. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 240: 508–522.
- Bergqvist, L.P.; Gomide, M.; Cartelle, C.; Capilla, R. 1997. Faunas-locais de Mamíferos Pleistocênicos de Itapipoca/Ceará, Taperoá/Paraíba e Campina Grande/ Paraíba. Estudo Comparativo, Bioestratinômico e Paleoambiental. *Revista Universidade de Guarulhos*. Guarulhos (SP): II(6): 23-32.
- Bigarella, J.J.; Becker, R.D.; Santos, G.F.dos 1994. Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais.
  Vol. I – Fundamentos geológico-geográficos, alteração química e física das rochas, relevo cárstico e dômico. Florianópolis: Ed. UFSC, 425 p.
- Bonfim Júnior, F. de C. 1984. Mamíferos Fósseis de Pedra d'Água, Pleistoceno de Itapipoca, CE. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 33., Rio de Janeiro. *Resumos...*, Rio de Janeiro: SBG, p. 44.
- Cartelle, C. 1999. Pleistocene Mammals of the Cerrado and Caatinga of Brazil. *In*: J.F.Eisenberg & K.H. Redford (eds.) *Mammals of the Neotropics: the Central Tropics*. Chicago: The University of Chicago Press. Vol 3, p. 27-46.
- Faure, M.; Guerin, C.; Parenti, F. 1999. Découverte d'une mégafaune holocène à la Toca do Serrote do Artur (aire archéologique de São Raimundo Nonato, Piauí, Brésil). Sciences de la terre et des planètes. Paris, 329: 443-448.
- Fundham 1998. Parque Nacional Serra da Capivara. São Raimundo Nonato, PI: Fundação Museu do Homem Americano - FUNDHAM; Mission Archéologique et Paléontologique du Piauí, 94 p.
- Gomide, M.; Bergqvist, L.P.; Rego, D.D. 1987. O "Tigredente de sabre" (*Smilodon populator*) de Itapipoca, Ceará. *In*: Congresso Bras. de Paleontologia, 10. Rio de Janeiro-RJ, *Anais*, p. 197-204.
- Gomide, M. 1989. *Mamíferos pleistocênicos de Itapipoca, Ceará, Brasil, depositados no Museu Nacional, Rio de Janeiro*. Programa de Pós-Graduação em Zoologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 215 p.
- Guerra, A.T. 1993. *Dicionário Geológico-Geomorfológico*. 8 ed. Rio de Janeiro: IBGE, 446 p.
- Ipece 2008. *Imagens municipais*. Fortaleza: Instituto de Pesquisas Econômicas e Sociais do Ceará. Disponível em: <http://www.ipece.ce.gov.br/estatistica/imagens>. Acesso em: 15 julho 2008.
- Kinoshita, A.; Franca, A.M.; Almeida, J.A.C.de;
  Figueiredo, A.M.; Nicolucci, P.; Graeff, C.O.; Baffa, O.
  2005. ESR dating at K and X band of northeastern
  Brazilian megafauna. *Applied Radiation and Isotopes*, 62: 225–229
- Mabesoone, J.M.; Oliveira, L.D.D.de; Damasceno, J.M. 1990. Desenvolvimento dos tanques fossilíferos no

semi-árido norteriograndense. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, 36., 1990, Natal. *Anais...*, Natal: SBG, 2: 733-741.

- Magalhães, R.M.M. de; Gomide, M.; Bergqvist, L.P. 1992. Os cérvidas pleistocênicos da Região Nordeste Brasileira. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, 64(2): 149-154.
- Moreira, M.M.M.A.; Gatto, L.C.S. 1981. Geomorfologia. *In*: Brasil. Ministério das Minas e Energias. *Projeto RADAMBRASIL*. Folha SA. 24 (Fortaleza); geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, p. 213-252 (Levantamento de Recursos Naturais, 21).
- Nascimento, M.B.do 2006. *Petrografia, química mineral, datação e caracterização tecnológica dos* granulitos da região de Macaco – Itapipoca (CE). Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal do Ceará, Dissertação de Mestrado, 121 p.
- Oliveira, F.F.de 1971. Um testamento de 30 mil anos. *Revista do Instituto do Ceará*. Fortaleza, 85: 285-289.
- Oliveira, L.D. de 1989. Considerações sobre o emprego da terminologia da "Formação Cacimbas" e caldeirões para os tanques fossilíferos do nordeste do Brasil. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11., 1989, Curitiba. *Anais...*, Curitiba: SBP, 1: 535-539.
- Oliveira, L.D.D. de; Hackspacher, P.C. 1989. Gênese e provável idade dos tanques fossilíferos de São Rafael, RN. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 11., 1989, Curitiba. *Anais...*, Curitiba: SBP, 1: 541-549.
- Oliveira, L.D.D. de; Damasceno, J.M.; Lins, F.A.L.; Medeiros, W.E.de; Moreira, J.A.de 1989. Estudo macrofossilífero dos tanques da Fazenda Capim Grosso, São Rafael – RN, auxiliado por métodos geofísicos. *In*: Congresso Brasileiro de Paleon-tologia, 11., Curitiba. *Anais...*, Curitiba: SBP, 1: 551-570.
- Oliveira, S.B.P. de 1998. Zoneamento agroecológico do Município de Itapipoca, CE utilizando técnicas de geoprocessamento. Programa de Pós-graduação em Geografia, Universidade Estadual do Ceará, Dissertação de Mestrado. 91 p.
- Oliveira, S.B.P.de; Leite, F.R.B.; Barreto, R.N. da C. 2007. Sistemas e subsistemas ambientais do Município de Itapipoca-CE. *In*: Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 13., Florianópolis. *Anais...*, Florianópolis: INPE, p. 4103-4110.
- Paula Couto, C.de 1961. *Relatório e prestação de contas de excursão*. Rio de Janeiro, 15 p. (arquivo do Museu Nacional, não publicado).
- Paula Couto, C.de 1962. Explorações paleontológicas no Pleistoceno do Nordeste. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Rio de Janeiro, 34(3): XIX.
- Paula Couto, C.de 1980. Fossil Pleistocene to Sub-Recent Mammals From Northeastern Brasil: I – Edentata, Megalonychidae. Anais da Academia Brasileira de Ciências. Rio de Janeiro, 52(1): 144-151.

- Souza Cunha, F.L.de 1961. *Relatório de excursão ao Nordeste*. Rio de Janeiro, 8 p. (arquivo do Museu Nacional, não publicado).
- Souza, M.J.N.de 1988. Contribuição ao estudo das unidades morfo-estruturais do Estado do Ceará. *Revista de Geologia*. Fortaleza, 1(1): 73-91.
- Viana, M.S.S.; Ximenes, C.L; Rocha, L.A.de S.; Chaves, A.P.de P.; Oliveira, P.V.de 2007. Distribuição geográfica da megafauna pleistocênica no Nordeste Brasileiro. *In*: Carvalho,I.de S. *et al.* (edit.). *Paleontologia: cenários de vida*. Rio de Janeiro: Interciência, 1: 797-809.
- Wikipédia 2008. Lista de mamíferos do Pleistoceno: Macrauquênia. Disponível em: <a href="http://www.pt.wikipedia">http://www.pt.wikipedia</a>. org/wiki/lista\_de\_mamiferos\_do\_pleistoceno>. Acesso em: 12 setembro 2008.
- Ximenes, C.L. 1993. Levantamento das ocorrências de fósseis de vertebrados no Estado do Ceará. *In*: Congresso Brasileiro de Paleontologia, 13., e Simpósio Paleontológico do Cone Sul, 1., 1993, São Leopoldo (RS). *Boletim de Resumos...*, São Leopoldo: SBP, p.151.
- Ximenes, C.L. 1996. *Geologia de uma área localizada* na porção norte dos Municípios de Tururu e Itapipoca, *CE, e caracterização de seus jazigos fossilíferos.* Graduação em Geologia, Universidade Federal do Ceará, Monografia de Graduação, 69 p.

- Ximenes, C.L. 2003. Proposta metodológica para um programa de micro-reservatórios alternativos de água nos sertões semi-áridos brasileiros, associado ao resgate de fósseis. Programa Regional de Pós-graduação em Desenvolvimento e Meio Ambiente, Universidade Federal do Ceará, Dissertação de Mestrado, 146 p.
- Ximenes, C.L. 2006. A Área Paleontológica Quaternária de Itapipoca, Ceará. *In*: Paleo 2006 – Reunião Anual Regional da Sociedade Brasileira de Paleontologia, 2006, Sobral (CE). *Resumos...*, Sobral: UVA, p. 26.

<sup>1</sup>PETROBRAS – Petróleo Brasileiro S.A./ Unidade de Negócios da Bahia/Exploração/ Avaliação e Acompanhamento Geológico. Salvador, BA. clximenes@petrobras.com.br

<sup>1</sup>Museu de Pré-história de Itapipoca (MUPHI)/ Curadoria de Paleontologia. Itapipoca, CE. clximenes@oi.com.br

Trabalho divulgado no site da SIGEP
 <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>> em 18/09/2008.



#### **CELSO LIRA XIMENES**

Natural de São Paulo, SP, é graduado em Geologia pela Universidade Federal do Ceará (1995) e trabalha na Petrobras como geólogo de campo. Concluiu Especializações em Paleontologia pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1997), em Geologia do Petróleo pela Universidade Estadual do Rio de Janeiro (2006) e em Petrofísica aplicada à avaliação de formações pela Universidade de Campinas (2008), além de Mestrado em Desenvolvimento e Meio Ambiente pela Universidade Federal do Ceará (2003). Dedica-se às atividades de conservação dos patrimônios paleontológico e espeleológico do Ceará e da Bahia, com ênfase em museografia paleontológica, divulgação científica e educação patrimonial. Foi o idealizador do Museu de Pré-história de Itapipoca e é o curador de suas coleções paleontológicas.

# Icnofósseis da Usina Porto Primavera, SP

Rastros de dinossauros e de mamíferos em rochas do deserto neocretáceo Caiuá

O SÍTIO EXIBE REGISTRO de icnofósseis de tetrápodes em arenitos da Formação Rio Paraná (Grupo Caiuá) na região de Pontal do Paranapanema, extremo oeste do estado de São Paulo. Situa-se a jusante da estrutura de concreto da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera. Ocorrem em depósitos de estratos frontais de dunas eólicas, em quartzo-arenitos de cor marrom-avermelhado a arroxeado com estratificação cruzada de médio a grande porte. Os icnofósseis encontram-se em intervalo de 6 a 8 metros acima do contato com basaltos, na base da següência neocretácea. Encontram-se preservados como epirrelevo côncavo em arenitos, exibindo a típica "meia lua" de areia produzido pelo deslocamento do animal em substrato arenoso e inclinado. A associação faunística é composta por pegadas de dinossauros terópodes e pequenos mamíferos. As pistas dinossauróides são bípedes e apresentam ângulo do passo próximo de 180º, meiopasso com cerca de 13 cm; as pegadas são tridáctilas, mesaxônicas, com garras, e apresentam cerca de 9 cm de comprimento e divergência total de aproximadamente 80°. As pistas mamiferóides são possivelmente quadrúpedes com sobreposição primária total. Apresentam grande variação nas dimensões da passada. As pegadas são elípticas e apresentam cerca de 5 cm de comprimento. Este sítio constitui novo registro de pegadas de tetrápodes para os arenitos do Grupo Caiuá e amplia a área de ocorrência dessa fauna tão pouco conhecida dos ambientes desérticos do Cretáceo brasileiro, indicando que mesmo as regiões mais centrais do Deserto Caiuá eram ocasionalmente freqüentadas por predadores ou habitadas por animais adaptados à aridez.

Palavras-chave: Caiuá; icnofósseis; Cretáceo Superior; Bauru; arenitos; Rio Paraná

# SIGEP 013

Luiz Alberto Fernandes <sup>1</sup> Fernando Antonio Sedor <sup>2</sup> Rafael Costa da Silva <sup>3</sup> Luiz Roberto da Silva <sup>4</sup> Adalberto Aurélio Azevedo <sup>5</sup> Alessandra Gonçalves Siqueira <sup>6</sup>

Ichnofossils of the Porto Primavera Power Plant, State of São Paulo – Dinosaur and mammal footprints in rocks from the Caiuá neocretaceous desert

The site exhibits records of tetrapodes ichnofossils in sandstones of the Rio Paraná Formation (Caiuá Group), Pontal do Paranapanema region, far west of São Paulo state in front of the concrete structure of Porto Primavera hydroelectric plant. The ichnofossils occur in reddish-brown foreset strata of cross-stratified medium to large size aeolian dune deposits, 6 to 8 meters above the basalt contact, on the base of the Upper Cretaceous Sequence. They are preserved in sandstone as concave epirelief that display typical crescent moon shape produced by the displacement of the animal in sandy and tilted substrate. The association is composed of faunistic footprints of tetrapod dinosaurs and small mammals. The tracks are dinosaurs and have biped step angle of around 180° and a half-step with about 13 cm. The footprints are tridactiles, mesaxonics, with claws, and have about 9 cm in length and total divergence of approximately 80°. The mammaloids tracks are possibly quadruped with total primary overlapping and show great variation in the size of the step. The footprints are elliptical and about 5 cm in length. This site constitutes a new record of tetrapods footprints in the Caiuá Group sandstones and enlarges the area of occurrence of this so little known fauna of the Cretaceous Brazilian desert environments indicating that even the most central regions of the Caiuá Desert were occasionally attended by predators or inhabited by animals adapted to aridity.

**Key words:** Caiuá; ichnofossils; Upper Cretaceous; Bauru; sandstones; Rio Paraná

# INTRODUÇÃO

Durante a Era Mezosóica, a instalação de ambientes desérticos ocorreu diversas vezes em território brasileiro. Possivelmente o registro geológico mais conspícuo deste tipo de sistema deposicional consiste nos arenitos formados em extensos campos de dunas pela ação do vento, conforme pode ser observado, por exemplo, na extensa formação Botucatu (reservatório aqüífero Guarani), Bacia do Paraná e na Formação Rio Paraná (Cretáceo Superior, Bacia Bauru). Geralmente, ambientes desérticos como campos de dunas não são favoráveis à preservação de restos orgânicos ou esqueléticos, sendo mais comuns os icnofósseis, ou registros da atividade dos organismos que ali viviam, que constituem assim uma valiosa fonte de informação para o estudo paleontológico desses ambientes. Nesses ambientes, os icnitos mais freqüentes são pegadas e pistas fósseis produzidas por vertebrados, além de pistas e galerias de invertebrados.

A única ocorrência de fósseis para a Formação Rio Paraná até o momento consiste em pegadas atribuídas a dinossauros Theropoda e pequenos mamíferos registradas no estado do Paraná no então chamado "arenito Caiuá" (Leonardi, 1977). No entanto, os autores não encontraram o material em levantamentos realizados na coleção paleontológica do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Paraná, onde este material foi depositado. Além disso, segundo Leonardi (2005, comunicação pessoal), não é possível ter certeza se o material descrito realmente procede do arenito Caiuá ou da Formação Botucatu. Assim, a ocorrência paranaense deve ser vista como incerta até que novas evidências permitam um novo estudo.

Novos icnofósseis de vertebrados (Fig. 1) foram seguramente registrados em rochas na Formação Rio Paraná no sítio aqui descrito (Fernandes *et al.*, 2003), fornecendo dados sobre a paleofauna desta unidade geológica e sobre condições deposicionais do início do desenvolvimento dos campos de dunas neocretáceos do "Deserto Caiuá". O material icnológico foi estuda-do *in loco* em março de 2004. Não foram coletadas amostras para preservação do sítio. Entretanto, foram feitos moldes de borracha de silicone dos exemplares mais significativos, para posteriores confecção de réplicas e estudos em laboratório.

# LOCALIZAÇÃO

O sítio localiza-se no município de Rosana, oeste do estado de São Paulo na região conhecida como



Figura 1 - Vista geral do local de ocorrência dos icnofósseis, margem esquerda, jusante da UHE Porto Primavera.Figure 1 - General view of the site of ichnofossil occurrences, left side, downstream of Porto Primavera Hydroelectric Plant.

"Pontal do Paranapanema", nos limites da Usina Hidrelétrica de Porto Primavera, imediatamente a jusante da ombreira da barragem, na margem esquerda do rio Paraná (Fig. 2), coordenadas 52° 57' 28,7"W/22° 28' 57,3"S.

Os icnofósseis encontram-se expostos em lajes de arenito, com cerca de  $1.600 \text{ m}^2$  e a área onde ocorrem as pegadas tem  $800 \text{ m}^2$ .

# ESCRIÇÃO DO SÍTIO

#### Contexto geológico

A Bacia Bauru (Cretáceo Superior) foi criada sobre a parte centro-sul da Plataforma Sul-Americana, após o rompimento do Gondwana e abertura do Oceano Atlântico (Fernandes & Coimbra 1995, 1996). Formou-se por subsidência em resposta ao acúmulo de quase 2.000 m de derrames basálticos da Formação Serra Geral, ocorridos no Cretáceo Inferior. Entre o Coniaciano e o Maastrichtiano a bacia foi preenchida por uma seqüência siliciclástica essencialmente arenosa, que hoje se estende em área de 370.000 km<sup>2</sup>, por São Paulo, Paraná, Minas Gerais, Mato Grosso do Sul, Goiás, Mato Grosso, nordeste do Paraguai (Fig. 2). A seqüência tem espessura máxima da ordem de 500 m. Em termos litoestratigráficos, a seqüência suprabasáltica neocretácea é formada pelos grupos penecontemporâneos Caiuá e Bauru. O primeiro compreende as formações Rio Paraná, Goio Erê e Santo Anastácio. O segundo é composto pelas formações Uberaba, Vale do Rio do Peixe, Araçatuba, São José do Rio Preto, Presidente Prudente e Marília, além de rochas vulcânicas alcalinas intercaladas, os Analcimitos Taiúva (Fig. 3).

Na porção sudeste da Bacia Bauru desenvolveu-se extenso deserto arenoso (*sand sea*), com cerca de 100.000 km<sup>2</sup> e clima dominante quente e seco, denominado *Caiuá* (Fernandes & Coimbra 2000, Fernandes



Figura 2 - Mapas de localização regional e de detalhe, com posição dos icnofósseis de Porto Primavera. Figure 2 - Regional and detail location maps, with the position of Porto Primavera ichnofossils.



Figura 3 - Mapa geológico da parte oriental da Bacia Bauru. Figure 3 - Geological map of the Bauru Basin eastern part.

2008, Fig. 4). Ali se acumularam: a) depósitos de lençóis de areia secos, correspondentes à Formação Santo Anastácio; b) depósitos de dunas médio porte e interdunas úmidas nas zonas periféricas do *sand sea* (Formação Goio Erê); e c) depósitos de complexos de grandes dunas eólicas e *draas*, correspondentes à parte central do *sand sea* (Formação Rio Paraná). Essas formações compõem o Grupo Caiuá.

A Formação Rio Paraná é composta por quartzoarenitos finos a médios, bem selecionados, textural e mineralogicamente maturos, de cor marromavermelhado (*red beds*, Figs. 5, 6b, 6c e 6d), com típica estratificação tabular/acanalada de grande porte (*sets* com até 15 m de altura). Corresponde a depósitos de grandes complexos de dunas barcanóides (*draas*) acumulados por ventos para SW.

#### Paleoicnologia

Os icnofósseis encontram-se cerca de 6 a 8 m acima do contato dos arenitos com o substrato basáltico, situ-

ando-se assim na base da seqüência neocretácea (Fig. 7). Ocorrem em lajes de arenito originalmente depositados como partes frontais de grandes dunas. Os icnofósseis descritos dispõem-se numa superfície contínua e foram



**Figura 4 -** Contexto deposicional da parte oriental da Bacia Bauru.

Figure 4 - Deposicional setting of the Bauru Basin eastern part.



**Figura 5 -** Seção-tipo da Formação Rio Paraná, U.H.E. Porto Primavera, Pontal do Paranapanema (São Paulo).

**Figure 5 -** Rio Paraná Formation type-section, Porto Primavera Hydroelectric Plant, Pontal do Paranapanema (São Paulo State.

agrupados em conjuntos, numerados como PP01 a PP11 (PP = Porto Primavera, Fig. 2). Foram registrados icnitos produzidos por invertebrados assim como pegadas e pistas de tetrápodes. Os icnofósseis de vertebrados podem ser agrupados em quatro morfotipos. O primeiro deles, presente nos conjuntos PP01, PP02 e PP03, consiste em pegadas tridáctilas, digitígradas e mesaxônicas, com dígitos terminados em extremidades agudas, medindo entre 3 e 8 cm de comprimento, sem um padrão característico das pistas, embora algumas seqüências de pegadas orientadas na mesma direção indiquem bipedismo; algumas destas pegadas ocorrem como impressões arredondadas. O segundo morfotipo, presente nos conjuntos PP04 e PP07, consiste em pegadas tridáctilas, digitígradas e mesaxônicas medindo entre 7 e 12 cm de comprimento, formando pistas de andadura bípede e irregular; os dígitos são terminados em extremidades agudas e ocorrem almofadas falangeais; o passo varia entre 21 e 35 cm. O terceiro morfotipo, presente no conjunto PP06, corresponde a uma pista quadrúpede com andadura ricochete e pegadas arredondadas, sendo as mãos anteriores aos pés, sem ultrapassagem. A maioria das pegadas estudadas encontra-se associada a marcas em forma de meia-lua de areia, resultantes do deslocamento dos animais produtores em uma superfície inclinada. O quarto morfotipo, presente nos conjuntos PP08 e PP10, corresponde a pegadas de grande porte com formato circular medindo cerca de 24 cm de diâmetro; não ocorrem características morfológicas dos autopódios dos animais produtores.

As pegadas do primeiro morfotipo podem ser atribuídas, com base nas características morfológicas (*e.g.*  Lockley, 1991), a pequenos dinossauros Theropoda. Da mesma forma, os icnitos dos conjuntos PP04 e PP07, segundo morfotipo, correspondem a pegadas de dinossauros Theropoda de porte pequeno a médio, bípede e com postura ereta. Pegadas de Theropoda são freqüentemente as mais comuns e abundantes em ambientes desérticos do Mesozóico (Leonardi, 1991; Lockley & Conrad, 1991; Carvalho & Kattah, 1998). As pegadas do terceiro morfotipo assemelham-se a exemplares de Ameghinicnus patagonicus com andadura ricochete, descritos por Casamiquela (1964) para a Formação La Matilde, Jurássico Superior da Argentina. Pistas com esse tipo de andadura foram descritas também para a Formação Botucatu, correspondendo a uma variação de Brasilichnium elusivum (e.g. Fernandes,

2005) e são típicas de pequenos mamíferos, o que permite atribuir as pegadas do conjunto PP06 a este grupo. As pegadas do quarto morfotipo poderiam, a princípio, ser relacionadas à Sauropoda devido ao formato arredondado, mas cabe salientar que a ocorrência de dinossauros saurópodes em ambientes desérticos de deposição eólica seria pouco provável devido à escassez de alimentos (e.g. Fernandes, 2005). Por outro lado, pegadas de dinossauros Ornithopoda, com preservação em ambiente semelhante, ocorrem na Formação Botucatu, apresentando formato arredondado e diâmetros de até 34 cm. Assim, estas pegadas poderiam ser tentativamente atribuídas aos dinossauros herbívoros Ornithopoda. Os icnofósseis de invertebrados, presentes nos conjuntos PP05 e PP09, correspondem a escavações endoestratais horizontais e meniscadas identificadas como Taenidium isp., icnogênero freqüentemente atribuído a pequenos artrópodes e comum em ambientes de deposição eólica do Mesozóico. Pegadas de tetrápodes de ambientes desérticos ocorrem também, no Brasil, na Formação Botucatu (Cretáceo Inferior, Bacia do Paraná), no Grupo Areado (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, Bacia Sanfranciscana) e na Formação Corda (Jurássico, Bacia do Parnaíba).

#### Considerações paleoambientais

Algumas evidências paleontológicas encontradas no sítio estudado sugerem a presença de certa quantidade de umidade na ocasião da produção dos registros. Pegadas produzidas em areia seca,quando preservadas, apresentam forma arredondada sem distinção dos dígitos ou ou-



**Figura 6 - (a)** contato inferior da Formação Rio Paraná/Grupo Caiuá com basalto. Na base da unidade, abaixo dos arenitos com estratificação cruzada ocorre brecha arenosa imatura, maciça, com clastos angulosos de basalto, nódulos de argila e comento carbonático. Ombreira esquerda da UHE Porto Primavera, próximo da ocorrências dos icnofósseis (foto da época da construção da barragem); (b) Vista geral de arenitos com estratificação cruzada de grande porte, de depósitos frontais de dunas, da parte central do *deserto Caiuá*, Formação Rio Paraná; (c) Detalhe da Formação Rio Paraná, com depósitos de partes frontais de grandes dunas (litofácies Df) e de interdunas (Di), UHE Porto Primavera, SP; (d) Formação Rio Paraná, laminação característica de arenitos eólicos (testemunhos de sondagens da construção da UHE Porto Primavera); (e) fragmentos rotacionados de brechas intraformacionais de gravidade (deslizamentos de partes frontais de dunas), indicativos de umidade no ambiente desértico. Formação Rio Paraná.

**Figure 6 - (a)** basal contact of the Rio Paraná Formation/Caiuá Group with basaltic substrat. On the base of the unity, below the cross-stratified sandstone it can see a sandy immature brecia, massive, with angular clasts of basalt, clay nodules and carbonatic cement. Site: Left dam part of the Porto Primavera Hydroelectric Plant, near the ichnofossils occurrences (image from the time of construction of the dam) (b) Overview of sandstones with large cross-stratification of deposits front of dunes, the central part of the Desert Caiuá, Rio Paraná Formation (c) Detail of the Rio Paraná Formation, with deposits of fronts of large dunes (litofacies Df) and interdunes (Di), Porto Primavera Hydroelectric Plant, São Paulo State (d) Rio Paraná Formation, croos-bedded sandstone, characteristic of aeolian processes (core holes of the Porto Primavera Hydroelectric Plant construction); (e) rotated fragments of intraformational gravity breccia (of landslides on dune foresets), indicative of moisture in the desert environment. Rio Paraná Formation.

tras estruturas morfológicas (*e.g.* Brand, 1979, 1996; McKeever, 1994; Fernandes, 2005). A preservação de dígitos tal como encontrada em diversas das pegadas estudadas, inclusive com impressões de almofadas falangeais e garras, ocorre em areia úmida (Reynolds, 1991; Lockley, 1991; Brand, 1996).

Segundo Fernandes (2005), as ocorrências de pegadas em arenitos eólicos da Formação Botucatu geralmente não correspondem à superfície original onde as marcas foram produzidas, constituindo "subpegadas" geradas pelo afundamento do autopódio do animal produtor no substrato com a formação de impressões em camadas subsuperficiais. Este tipo de preservação seria o mais freqüente em ambientes de deposição eólica visto que as camadas mais superficiais são mais secas, diminuindo as chances de preservação de estruturas reconhecíveis, e mais facilmente modificadas. Sendo assim, os intervalos com areia úmida provavelmente estariam situados poucos centímetros abaixo da superfície do substrato, tendo sido impressionados pelo animal produtor após o afundamento dos autopódios e imediatamente soterrados pela areia seca. Além disso, pistas superficiais de pequenos artrópodes apenas seriam preservadas em areia seca, visto que sua pequena massa corporal não seria suficiente



Figura 7 - Icnofósseis em depósitos frontais de dunas, arenitos da Formação Rio Paraná. UHE Porto Primavera, SP. Figure 7 - Ichnofossils on forests dune deposits, Rio Paraná Formation sandstones, Paraná River. Porto Primavera Hydroelectric Plant, Brazil.

para quebrar a tensão superficial do sedimento úmido e assim deixar marcas passíveis de preservação (Fernandes, 2005). Dessa forma, a ausência de pistas desse tipo no afloramento estudado seria outra evidência de umidade no ambiente de formação destes depósitos.

Algumas vezes encontram-se brechas intraformacionais de colapso em depósitos de frentes de dunas (*foresets*, Fig. 6e). São feições de deformação por escorregamento preservadas entre estratos indeformados com laminação eólica. Tais estruturas indicam a existência de umidade no ambiente, talvez noturna (sereno) que possibiltou a agregação da areia em crostas superficiais frágeis, fragmentadas e rotacionadas na forma de tabletes no deslizamento.

A ocorrência de pegadas preservadas com detalhes morfológicos, produzidas em sedimento úmido pode ser explicada pela presença de nível freático alto em determinados eventos de deposição. As flutuações no nível freático teriam como resultado a preservação de pegadas com detalhes e outras apenas com forma arredondada, produzidas em sedimento seco (Reynolds, 1991; Lockley, 1991; Carvalho & Kattah, 1998). Alguns dos exemplares estudados, presentes nos conjuntos PP01, PP02, PP03 e PP06, correspondem a depressões erosivas sem marcas em forma de meia-lua ou estruturas de deformação aparentes. Uma possível explicação é que a formação das pegadas poderia gerar uma diferença na compactação e arranjo tridimensional dos grãos em relação à rocha circundante, ocasionando uma diagênese diferencial, possivelmente com menor cimentação, e tornando essa região mais suscetível à erosão. Dessa forma, as depressões erosivas não correspondem às pegadas originais, mas marcam a posição onde elas foram produzidas.

# SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

Os arenitos do Grupo Caiuá acumularam-se na forma de complexos de grandes dunas, na parte central de um extenso deserto arenoso, no interior da Bacia Bauru (Fernandes & Coimbra, 2000; Fig. 4). Tal bacia desenvolveu-se em clima quente, úmido nas bordas, mais desértico no interior, durante o período Cretáceo Superior, aproximadamente entre 99,6 a 65,6 milhões de anos atrás.

As lages inclinadas de arenito onde hoje encontramos os registros de pegadas correspondem a estratos tabulares frontais de grandes dunas de areia, formados durante seu avanço, movidas por ventos rumo a sul e sudoeste (Fernandes 2008). As marcas estão impressas em arenito marrom-avermelhado a arroxeado, com típica estratificação cruzada de médio porte (Fig. 1).

Em geral, ambientes áridos não são favoráveis ao desenvolvimento e preservação pós-morte de elementos faunísticos ou florísticos. A areia seca, por sua incoerência natural dificilmente forma bons moldes. Por sua vez, o ambiente altamente oxidante não preserva a matéria orgânica mole (carne, tecidos, partes vegetais). Acrescente-se ainda o fato de que a escassez de água constitui importante fator limitante, dificultando a existência de vida de maior porte, tanto animal, quanto vegetal. Nestas condições ambientais os icnofósseis tornam-se então valiosa fonte de informação para estudos paleontológicos e paleoambientais.

Há pouquíssimas referências sobre fósseis em rochas do Grupo Caiuá. As únicas ocorrências conhecidas na Formação Rio Paraná são pegadas produzidas por dinossauros terópodes e pequenos mamíferos primitivos registradas no estado do Paraná (Leonardi, 1977). O sítio ora apresentado constitui nova ocorrência de icnofósseis nestes arenitos, encontrados na região do Pontal do Paranapanema (São Paulo), a jusante da estrutura de concreto da Usina Hidrelétrica Porto Primavera (Fig. 2). A ocorrência situa-se na área central do antigo deserto *Caiuá*.

O sítio descrito constitui novo e importante registro de pegadas de tetrápodes em arenitos do Grupo Caiuá. Situase em antigos depósitos de ambientes desérticos, onde é mais difícil preservação de registros de vida, naturalmente mais escassos. Tais icnofósseis ampliam assim a área de ocorrência da fauna tão pouco conhecida dos ambientes desérticos do Cretáceo brasileiro e sul americano.

Outra conseqüência interessante do ponto de vista paleoambiental e evolutivo da bacia é a indicação de que mesmo as regiões mais centrais do *Deserto Caiuá* foram relativamente úmidas e ocasionalmente freqüentadas por predadores e/ou habitadas por animais adaptados à aridez.

# MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A vulnerabilidade do sítio é alta. Quando o arenito é submetido a ciclos de saturação e secagem apresenta alteração rápida e desplacamento. O local é submetido a dois tipos de processos de *ciclagem* (alteração): o natural, causado pelas chuvas e o induzido pela variação do rio devido à operação da barragem. Ademais, é sujeito a outro tipo de desgaste por atividades antrópicas devido ao pisoteio sobre os iconofósseis.

O sítio apresentaria condições de relativa manutenção dos fósseis ao ar livre, desde que observadas medidas de conservação, tais como: 1) construção de mureta de proteção à variação no nível da água do lago, para evitar a ciclagem do arenito; 2) cobertura das áreas principais com vidro; 3) restrição ao acesso de pessoas não autorizadas o que é viável, posto que o sítio localiza-se em área interna da usina; 4) limitação do número diário de visitantes, com monitoramento sob responsabilidade da empresa, posto que o pisoteio danifica os fósseis; 5) monitoramento periódico do estado de conservação e desgaste, e se necessário, manutenção com controle de especialista, tal como impregnar os fósseis ou preencher rachaduras; 6) caso se suspeite de risco para a integridade dos fósseis, deve-se providenciar coleta e depósito do material em coleção científica. Por fim recomenda-se permitir acesso de visitantes com acompanhamento de pessoal capacitado em turismo paleontológico/geológico, assim como de pesquisadores, com coleta e/ou confecção de moldes apenas quando autorizados por órgãos ou instituições competentes.

A CESP demonstrou intenção de proteger e até promover o local como de interesse para divulgação científica. São marcas raras e, portanto, muito preciosas do ponto de vista científico. Todavia, não foi tomada nenhuma medida efetiva desde a visita de identificação e estudo do sítio. Tampouco temos conhecimento de plano de manejo ou de proteção da área por parte da empresa. Na oportunidade da visita a equipe se ofereceu para discutir medidas de proteção e exposição controlada de visitantes. Ofereceu-se também para auxiliar na elaboração de painéis, textos e outros meios de divulgação científica, como colaboração das instituições envolvidas.

A empresa tem condições de implementar rapidamente medidas efetivas de proteção, compromisso manifestado em declaração anexada à proposta de cadastro na SIGEP. Caso contrário, se sugere que os icnofósseis sejam coletados e removidos da área para um museu.

# AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao engenheiro Isaac Amaral Alves, Gerente de Obras de Porto Primavera, e à geóloga Silvia Kitahara, Gerente da Divisão Civil, ambos da Companhia Energética de São Paulo – CESP, pelo pronto apoio oferecido durante as pesquisas e relações institucionais necessárias.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Brand, L.R. 1979. Field and laboratory studies on the coconino sandstone (Permian) vertebrate footprints and their paleoecological implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology,* **28**, 25-38.
- Brand, L.R. 1996. Variations in salamander trackways resulting from substrate differences. *Journal of Paleontology*, **70**:1004-1010.
- Carvalho, I.S. & Kattah, S.S. 1998. As pegadas fósseis da Bacia Sanfranciscana (Jurássico Superior-Cretáceo Inferior, Minas Gerais). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **70**(1):53-67.
- Casamiquela, R.M. 1964. *Estudios Icnológicos*. Buenos Aires: Colegio Industrial Pio IX, 229 p.
- Fernandes, L.A.; Costa, R.; Sedor, F.A.; Silva, L.R.; Azevedo, A.A., Siqueira, A.G. 2003. Uma nova icnocenose neocretácea no interior do Deserto Caiuá (Formação Rio Paraná, Bacia Bauru) *In*: XVIII Congresso Brasileiro de Paleontologia, Brasília, Sociedade Brasileira de Paleontologia, *Boletim de Resumos*, p.124–125.
- Fernandes, M.A. 2005. Paleoicnologia em ambientes desérticos: análise da icnocenose de vertebrados da pedreira São Bento (Formação Botucatu, Jurássico Superior – Cretáceo Inferior, Bacia do Paraná), Araraquara, SP, Rio de Janeiro, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro. (*Tese de Doutorado*). 198 p.

- Fernandes, L.A. 2008. Palaeowind patterns during the Late Cretaceous on South-American Platform: evidence from aeolian deposits cross-strata of the Caiuá Desert (Bauru Basin). 33<sup>rd</sup> International Geological Congress, IUGS, Oslo. CD-ROM.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 1995. Estratigrafía y ambientes deposicionales de la Cuenca Bauru (Cretácico Superior, Brasil). Acta Geològica Hispànica, 30(4):11-30.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 1996. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). Anais da Academia Brasileira de Ciências, 68(2):195-205.
- Fernandes, L.A. & Coimbra, A.M. 2000. The Late Cretaceous Caiuá Desert (Bauru Basin, Brazil). Abstracts. 31th. International Geological Congress. Rio de Janeiro, Brazil. cd-rom, General Symposia, 3.6.
- Leonardi, G. 1977. On a new occurrence of Tetrapod trackways in the Botucatu Formation in the State of São Paulo, Brazil. Dusenia, Curitiba, **10**(3):181-183.
- Lockley, M.G. 1991. *Tracking Dinosaurs*. Cambridge University Press, Cambridge, 238 p.
- Lockley, M.G. & Conrad, K. 1991. The paleoenvironmental context, preservation and paleoecological significance of dinosaur tracksites in the Western USA. In: Gillette, D.D.
  e Lockley, M.G. (eds.). *Dinosaur Tracks and Traces*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 121-134.
- McKeever, P.J. 1994. The behavioral and biostratigraphical significance and origin of vertebrate trackways from the Permian of Scotland., *Palaios*, **9**(5), 477–487.
- Reynolds, R.E. 1991. Dinosaur trackways in the Lower Jurassic Aztec Sandstone of California. In: Gillette, D.D. e Lockley, M.G. (eds.). *Dinosaur Tracks and Traces*. Cambridge University Press, Cambridge, p. 285-292.

<sup>1</sup> Universidade Federal do Paraná - Depto. de Geologia/Caixa Postal 19.001/CEP 81531-990, Curitiba, Paraná/e-mail: lufernandes@ufpr.br

<sup>2</sup> Universidade Federal do Paraná - Museu de Ciências Naturais/e-mail: sedor@ufpr.br

<sup>3</sup> Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais/ RJ-DEGEO/DIPALE/e-mail: rcsilva@rj.cprm.gov.br

<sup>4</sup> Companhia Energética de São Paulo – CESP/ e-mail: luizroberto.silva@cesp.com.br

<sup>5</sup> Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A – IPT/e-mail: azevedoa@ipt.br

<sup>6</sup> Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A – IPT/e.mail: agsique@hotmail.com

 Trabalho divulgado no site da SIGEP
 <http://www.unb.br/ig/sigep> em 26/09/2008, também com versão em Inglês.



#### LUIZ ALBERTO FERNANDES

Possui graduação em Geologia (1977), mestrado (1992) e doutorado (1998) em Ciências - Geologia Sedimentar, pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Pós-doutorado (2008) na *Universidad Complutense de Madrid*. Atualmente é professor Associado I da Universidade Federal do Paraná. Entre 1978 e 1980 atuou em contaminação de águas subterrâneas na Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental (CETESB/SP). De 1980 a 1998 foi pesquisador do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo (IPT). Desde então é professor do Departamento de Geologia da UFPR. Sua experiência tem ênfase em Geologia Sedimentar e Análise de Bacias Sedimentares (Petrologia Sedimentar, Estratigrafia; bacias Bauru, do Paraná e de Curitiba); educação tutorial; divulgação científica. É bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq - Nível 2.



#### FERNANDO ANTONIO SEDOR

Possui graduação em Ciências Biológicas pela Universidade Federal do Paraná (1987) e mestrado em Geociências pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1994). Atualmente é doutorando da UFRGS, sem vínculo institucional. Tem experiência na área de Geociências e Paleontologia de Vertebrados, com ênfase em Icnologia.



#### RAFAEL COSTA DA SILVA

Possui graduação em Ciências Biológicas pela Universidade Federal do Paraná (2001), mestrado em Ciências Biológicas (Zoologia) pelo Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro (2004) e doutorado pelo Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro (2008). Tem experiência nas áreas de Paleontologia e Zoologia, atuando principalmente em Paleozoologia e Icnologia de Vertebrados e Invertebrados.



#### LUIZ ROBERTO DA SILVA

É graduado em Engenharia Civil (1981), pela Escola de Engenharia de Lins. De 1982 a 1988, atuou como engenheiro autônomo, funcionário público, proprietário de escritório de engenharia e construtora, em atividades relacionadas a projetos, construções e fiscalização de obras civis na cidade de Assis-SP. Desde 1988 é contratado pela CESP, Companhia Energética de São Paulo, tendo atuado em diversas áreas relacionadas à engenharia civil nas usinas hidrelétricas de Porto Primavera, Rosana e Taquarussu. De 2003 a 2005 gerenciou parte da construção de 2 edifícios da CESP na Av. Paulista em São Paulo. Desde 2006 trabalha como engenheiro de manutenção civil nas usinas e instalações de geração de energia elétrica da CESP.1



#### ADALBERTO AURÉLIO AZEVEDO

É graduado em Geologia pela Universidade de São Paulo (1975), mestrado em Geotecnia pela Universidade de São Paulo (1993) e doutorado em Geociências (Recursos Minerais e Hidrogeologia) pela Universidade de São Paulo (2002). Atualmente é pesquisador V do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia de Engenharia, atuando principalmente nos seguintes temas: barragem, hidrogeotecnia, áreas cársticas e mecânica das rochas.



#### ALESSANDRA GONÇALVES SIQUEIRA

Possui graduação em Geologia pela Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho - UNESP (1997) e mestrado em Geotecnia pela Escola de Engenharia de São Carlos - EESC/USP (2001). Atualmente é assistente de pesquisa do Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo - IPT. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geotecnia Ambiental, atuando principalmente nos seguintes temas: monitoramento de erosão de encostas em reservatórios, monitoramento de erosão à jusante de barragens e estudos de bacias hidrográficas.

# Parte 11 Sítios 11 Sedimentológicos



# Conglomerado São Miguel no Vale da Lua, sul da Chapada dos Veadeiros, GO

Cenário exótico de rara beleza modelado pela erosão fluvial

O VALE DA LUA, constituído pela melhor exposição conhecida da unidade basal do Grupo Paranoá, é enquadrado nas categorias de sítio sedimentológico, estratigráfico e geomorfológico. As rochas dessa unidade são representadas por paraconglomerados, mal selecionados, de coloração cinza e ricos em carbonato, sendo esta última característica responsável pela ação diferencial da erosão fluvial, que resulta em formas peculiares de grande beleza natural esculpidas nas rochas. O Paraconglomerado São Miguel foi afetado por importantes processos diagenéticos responsáveis pela recristalização da maior parte do carbonato presente originalmente na matriz, dando margem à formação de um "pseudocimento", que atualmente corresponde, em média, a quase metade da composição das rochas dessa unidade. O conjunto, representado por fragmentos líticos e matriz, sofreu anquimetamorfismo, como evidenciado em análises de lâminas petrográficas. O Vale da Lua encontra-se em boas condições de preservação. É necessário informar os visitantes sobre as condições de formação das rochas (incluindo ambientes deposicionais e processos sedimentares), uma vez que há grande confusão por parte do público em geral, que, em muitos momentos acredita estar diante de uma rocha de origem vulcânica, e não sedimentar. É importante ainda que se dê maior ênfase aos avisos sobre a importância da preservação da área, sobre a proibição de retirada de amostras de rocha e sobre a manutenção da limpeza do local.

Palavras-chave: conglomerado; rio São Miguel; erosão fluvial

# SIGEP 077

José Eloi Guimarães Campos<sup>1</sup> Cimara Francisca Monteiro<sup>2</sup> Marcel Auguste Dardenne<sup>3</sup>

São Miguel conglomerate in the Vale da Lua valley, south of the Chapada dos Veadeiros Park, State of Goiás, Brazil – Beautiful exotic scenario modeled by fluvial erosion

The Vale da Lua represents the best-known outcrops of the basal unit of the Paranoá Group, which can be classified as a sedimentologic, stratigraphic and geomorphological site. The rocks of this unit are constituted by matrix supported conglomerate, badly selected, of gray color and carbonate rich, and this last feature is responsible for the differential action of the fluvial erosion, that results in peculiar forms of great natural beauty sculpted in the rocks. The São Miguel conglomerate was affected by important diagenetic processes, related to the recrystallization of most carbonate originally present as matrix and now considered as a "pseudo cement", that now corresponds, on average, to almost half of the rock composition. The characteristic evidenced by thin sections analyses show that the rock (clast and matrix) were submitted to low-grade metamorphism. The Vale da Lua is well preserved and to keep this condition it is necessary to increase the information to the visitors about the rocks conditions formation (including depositional and sedimentary processes), once there is great confusion by part of the public, and many believe in volcanic origin to the local rocks. It is important to emphasize the warning plates, the importance of the area preservation, the prohibition of getting rock samples and the general maintenance of the place.

**Key words:** conglomerate; São Miguel River; fluvial erosion

# INTRODUÇÃO

O Vale da Lua caracteriza-se como importante sítio estratigráfico, sedimentar e geomorfológico, uma vez que é constituído por exposições bem preservadas da unidade basal do Grupo Paranoá (Paraconglomerado São Miguel), que é uma camada guia do Proterozóico da Faixa Brasília, e por apresentar um padrão de erosão característico em função da dissolução do carbonato, resulta em uma paisagem particular de rara beleza natural.

"Vale da Lua" é a denominação local de uma das ocorrências do conglomerado no Ribeirão São Miguel. Esta denominação é devida às reentrâncias, caldeirões e superfícies lisas que lembram em parte a superfície lunar (Figs. 1 e 2).

O público que visita a área tem dúvidas acerca da origem da rocha, que é observada ao longo de 400 metros do leito atual da drenagem e que também está presente nas trilhas de acesso. Muitos atribuem, equivocadamente, uma origem vulcânica para as rochas presentes na região. Esse desconhecimento sobre a gênese desta formação rochosa que dá origem ao Vale da Lua é um motivo a mais para se divulgar as informações contidas neste trabalho.

Os conglomerados não são exclusivos do local denominado Vale da Lua, mas ocorrem de forma descontínua e em locais restritos, sempre na mesma posição estratigráfica compondo uma camada guia que marca a base do Grupo Paranoá, no contato erosivo com o topo do Grupo Araí.

Poucos estudos foram publicados a respeito dos ambientes deposicionais, da gênese e da evolução diagenética do Paraconglomerado São Miguel, podendo-se citar os trabalhos de Dyer (1968), Braun (1968), Barbosa *et al.* (1969), Dardenne & Faria (1985) e Faria (1995). O conhecimento sobre esses temas é fundamental para a compreensão de questões de cunho sedimentológico e geomorfológico, dentre elas a evolução deposicional da bacia sedimentar em que se enquadra o Grupo Paranoá e as belas formas esculpidas pela água nas rochas que compõem o Vale da Lua.



Figura 1 - Aspecto geral do conglomerado onde há contínua abrasão da superfície da rocha pela água. Nesse trecho o Ribeirão São Miguel corre encaixado nas fendas em função da dissolução do carbonato presente na rocha.

Figure 1 - General aspect of the conglomerate that is continually reworked by fluvial abrasion. On this region the São Miguel stream flows in narrow canyons due to the carbonate dissolution.



**Figura 2 -** Figuras erosivas observadas no trecho principal do Vale da Lua. O processo de abrasão hídrica é facilitado pela presença do carbonato como matriz/cimento. As "esculturas naturais" e o aspecto liso do leito são os detalhes de principal interesse pelos visitantes.

**Figure 2** - Erosive features observed in the main section of the Vale da Lua Site. The erosion processes are controlled by the carbonate present as matrix and cement. The "natural sculptures" and the general aspects of the area are the details of more interest by the visitors.

O objetivo deste trabalho é descrever as fácies que compõem as rochas rudáceas da região, sua distribuição, ambientes e condições deposicionais, além da evolução diagenética. Também pretende-se enumerar algumas iniciativas para a preservação do local.

# LOCALIZAÇÃO

Além do Vale da Lua, situado a aproximadamente 4 km ao sul da Vila de São Jorge e a 28 km a oeste da cidade de Alto Paraíso de Goiás no curso do Ribeirão São Miguel, a unidade representada por paraconglomerados foi também identificada no Córrego do Cordovil (afluente pela margem esquerda, situado 2 km a montante do Vale da Lua) e nas proximidades da cidade de Colinas do Sul. As exposições mais importantes estão localizadas nas adjacências do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros, a sul da estrada que liga as cidades de Alto Paraíso de Goiás e Niquelândia, (porção nordeste do Estado de Goiás).

Outras raras exposições estão presentes ao longo dessa mesma estrada e, em geral, ocorrem em estágio avançado de alteração. Outra pequena ocorrência é referida ao Córrego Palmeiras (base da Serra Geral do Paranã), onde o conglomerado deformado está presente na zona frontal do empurrão que coloca o Grupo Paranoá sobre o Grupo Bambuí (Conde *et al.* 1994). O acesso a tais localidades, a partir de Brasília, se dá através da BR-020 até o seu cruzamento com a GO-118, seguindo rumo norte até alcançar na entrada de Alto Paraíso, que estabelece sua ligação com Niquelândia. A Fig. 3 traz a localização das principais ocorrências do conglomerado São Miguel, com destaque para o Sítio Vale da Lua, situado ao sul do Parque Nacional da Chapada dos Veadeiros.

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

O Vale da Lua compreende uma das várias exposições do Paraconglomerado São Miguel, equivalente a cerca de 400 metros de exposições contínuas ao longo do leito e margem imediata do ribeirão homônimo. Nessa localidade a rocha apresenta-se fresca a pouco alterada e mostra coloração cinza, com clastos de quartzitos brancos a ocres e clastos metassiltosos esverdeados, sendo alguns de coloração marrom. As dimensões dos clastos variam desde milímetros até mais de 50 centímetros, tendo sido observados blocos com eixo maior da ordem de 1 metro.



**Figura 3 -** Localização das exposições mais importantes do Conglomerado São Miguel e principais vias de acesso.

**Figure 3** - Location of the main occurences of the São Miguel conglomerate and the main acess roads.

Além dos fragmentos de quartzitos e metassiltitos, ocorre ainda, em menor concentração, pequenos fragmentos arredondados de rocha carbonática.. A matriz que constitui as rochas do Vale da Lua é arenosa carbonática fina de coloração arroxeada e cinza esverdeada. Ocorrem quantidades de material carbonático de origem diagenética em elevadas proporções. As porções expostas ao intemperismo mostram manchas de oxidação e quando em afloramentos, fora do leito do ribeirão São Miguel, a rocha apresenta um aspecto escuro de cinza a preto. Essa cobertura escura da superfície das exposições é uma feição diagnóstica dos conglomerados e pode ser utilizada como uma feição diagnóstica.

A integração das informações das várias exposições do conglomerado São Miguel permitiu a individualização de quatro fácies que apresentam forte interdigitação vertical e lateral e são denominadas de rudito médio a grosso maciço, rudito fino, brecha maciça e fácies pelítica.

# Fácies Rudito Médio a Grosso Maciço

Esse conjunto predomina em volume e representa uma fácies mal selecionada, com clastos desde milimétricos a decimétricos, sub-angulosos a sub-arredondados, com raros grãos bem arredondados ou bem angulosos, mostrando esfericidade média à baixa (Fig. 4). A rocha é matriz-suportada, sendo a matriz atualmente representada por uma mistura mal graduada de areia, silte e carbonatos. O carbonato ocorre na forma de cristais euhédricos e como uma massa pouco cristalina. Os cristais de carbonato mais grossos apresentam tons vermelhos a arroxeados.



**Figura 4 -** Detalhe da fácies de conglomerado matriz-suportado que representa a rocha mais comumente observada no Vale da Lua.

**Figure 4** - Detail of the matrix supported conglomerate that represents the most common rock of the Vale da Lua Site.

A estrutura maciça em camadas de até 1 metro de espessura é a única estrutura sedimentar presente. Em vista panorâmica, no Vale da Lua, pode-se observar o acamamento pouco estratificado em bancos internamente maciços e apenas localmente é possível observar fácies laminadas.

Nessa fácies podem-se observar, localmente, componentes do arcabouço com nítida concentricidade, compondo concreções bastante esféricas e arredondadas (Figs. 5A e 5B). O carbonato e o óxido de ferro são os principais componentes dessas estruturas de origem química.

# Fácies Rudito Fino

Esse conjunto pode apresentar-se em delgadas camadas maciças e em pacotes laminados, onde se pode identificar estratificações cruzadas de baixo ângulo e acamamento convoluto. Nessa fácies os clastos apresentam características semelhantes às da fácies anterior, se distinguindo devido às reduzidas dimensões dos grãos (Fig. 6).



**Figura 5 - (a)** Concreção carbonática que representa uma estrutura pós-deposicional formada por precipitação química. Nesse caso há contribuição de óxidos de ferro. **(b)** Concreção carbonática encontrada no arcabouço dos conglomerados matriz suportados.

**Figure 5 - (a)** Carbonate concretion formed by chemical precipitation in the diagenetic stage of the litification. There is iron oxide contribution. **(b)** Carbonate concretion observed as a pseudo clast in matrix-supported conglomerate.

As exposições relacionadas a essa fácies apresentam superfícies mais ásperas, mesmo quando submetida ao contínuo retrabalhamento pelas águas. Esse fato é provavelmente relacionado à facilidade de retirada dos clastos menores.

# Fácies Brecha Maciça

Essa rocha é caracterizada por clastos da mesma natureza daqueles encontrados nos conglomerados e ainda ocorrem calhaus e blocos dos próprios conglomerados. Localmente a presença de fragmentos das fácies de ruditos finos resulta em um mosaico de blocos angulosos. Os fragmentos variam desde alguns centímetros até 60 cm e são angulosos, muito angulosos e mais raramente subarredondados (Fig. 7).

Essa fácies é maciça e, apenas localmente nas maiores exposições, pode-se observar um acamamento difuso ou feições erosivas na base de amplos canais.



**Figura 6 -** Conglomerado fino, laminado, com estrutura convoluta e mal selecionamento, típico das fácies distais de leques aluviais.

**Figure 6** - Fine and laminated conglomerate, showing convolute structure and badly sorted typical of distal alluvial fan facies.



Figura 7 - Fácies de brecha intraformacional com blocos e calhaus de quartzitos associada a fácies de conglomerados maciços. Observar a natureza angulosa da maior parte dos clastos.

**Figure 7 -** Intraformational breccia facies with quartzite blocks and boulders associated to de coarse conglomerates fácies. Notice the low roundness of the clast.

# **Fácies Pelítica**

Nesse conjunto estão associados os arenitos muito finos, grauvacas e pelitos laminados que ocorrem de forma restrita em área e volume. São estratos delgados que apresentam maior continuidade lateral que as fácies anteriores onde é possível observar as seguintes estruturas sedimentares de origem inorgânica e química: estratificação plano-paralela, laminação horizontal, gretas de contração e pseudomorfos de cubos de sal (Figs. 8 e 9).

#### Aspectos Microscópicos

Estudos realizados em lâminas petrográficas evidenciam as transformações pós-deposicionais sofridas pelas rochas, as quais são atribuídas a diagênese e ao anquimetamorfismo sofrido pelo conjunto no decorrer de sua história geológica. Os fragmentos líticos de quartzito apresentam subgrãos que indicam elevado grau de recristalização dos arenitos originais. A presença de pequenos clastos pelíticos, sem orientação interna, confirma a hipótese de que os fragmentos líticos ainda não haviam sofrido metamorfismo quando foram retrabalhados.



**Figura 8 -** Marcas de cubos de sais formados em estrato de grauvaca submetido à intensa evaporação.

**Figure 8** - Pseudo morphs of salt cube formed by aerial exposition of grawacke bed.

A observação das seções delgadas corrobora a variação morfológica observada em afloramentos, sendo que os fragmentos líticos apresentam-se subangulosos a subarredondados com predominância do primeiro tipo, e com esfericidade média a baixa. Nos fragmentos quartzíticos foram identificados cerca de 15% de feldspatos, revelando que sua cristalização se deu, mais especificamente, a partir de fragmentos de subarcóseo. As dimensões dos grãos siltosos variam desde milímetros até aproximadamente 6 cm, em contraposição a dimensão dos grãos de subarcóseo, que variam de milímetros a cerca de 3 cm. Proporcionalmente há uma maior porcentagem de fragmentos de subarcóseo e quartzito, quando comparados a porcentagem de fragmentos sílticos, sendo que em sua totalidade ocupam em média 40% da composição das lâminas estudadas.



**Figura 9 -** Gretas de ressecamento em nível pelítico laminado das porções distais dos leques aluviais.

**Figure 9** - Dissecation cracks preserved in pelitic-laminated level of distal alluvial fans facies.

Os grãos de quartzo, presentes em aproximadamente 13% das lâminas estudadas, mostram-se, em sua maioria, subangulosos a subarredondados e medianamente esféricos, havendo poucos grãos bem arredondados e esféricos ou muito angulosos e suas dimensões são em média 0,6 mm. Esses clastos são límpidos e apresentam extinção normal a ondulante fraca, determinando uma origem plutônica. O contato entre os grãos de quartzo e fragmentos líticos é do tipo flutuante a planar, o que se traduz como um indicativo de restrita compactação precoce. Bordas de corrosão, provocadas pela recristalização de carbonatos, são observadas em inúmeros grãos de quartzo.

O feldspato é observado apenas em cerca de 2% da rocha e boa parte dele encontra-se alterado, alguns grãos formando uma massa de fengita. Foi possível distinguir plagioclásio e ortoclásio no conjunto de feldspatos mais bem preservados. O grau de arredondamento e esfericidade, o tipo de contato e o tamanho dos grãos de feldspato seguem o mesmo padrão dos grãos de quartzo.

Micas e óxidos ocorrem em pequena proporção, chegando a atingir em média 1% das lâminas estudadas.

A matriz arenosa fina carbonática, que originalmente compunha valores próximos de 45% da rocha total, foi afetada por modificações pós-deposicionais, as quais ocasionaram a recristalização de grande parte dos carbonatos, originando um "pseudocimento". Os cristais resultantes adquirem formas subeuédricas a euédricas, de acordo com o grau de recristalização. Os formatos euédricos são representados por romboedros característicos.

A observação da natureza e dos tipos de carbonatos permite concluir que uma porção do carbonato existente pode ser considerada como cimento verdadeiro, ou seja, cristais de carbonato formados devido à precipitação a partir da água conata nos espaços vazios primários (porosidade). A quantidade de cimento e "pseudocimento" nas lâminas analisadas chega à cerca de 40%, em contraposição à quantidade de matriz residual, que representa menos que 10% em média. Porções da matriz e pequenos grãos de quartzo foram englobados por carbonatos durante sua recristalização, sendo essa característica bem evidente nas seções delgadas de todas as fácies descritas.

Houve significativa abertura de porosidade secundária, provavelmente em função de dissolução carbonática pela infiltração de águas meteóricas, o que pode ser classificado como processo desenvolvido na fase telodiagenética.

#### Condições Deposiconais e Área Fonte

A observação da associação de fácies deposicionais, sua relação de interdigitação lateral e vertical, a avaliação petrográfica microscópica e as estruturas sedimentares observadas convergem para uma interpretação de condições deposicionais por leques aluviais (como já mencionados por Barbosa *et al.* 1968 e Faria 1995). Outras hipóteses alternativas para a deposição dos paraconglomerados, como uma origem glaciogênica ou turbidítica, não encontram suporte na paleogeografia e nos processos deposicionais vinculados às estruturas presentes na sucessão.

Assim, a deposição foi controlada por prováveis falhas de pequeno rejeito associadas a uma extensão crustal de baixa intensidade, atuante na passagem do Mesoproterozóico para o Neoproterozóico. A reativação de planos de anisotropias (fraturas e falhas) presentes no Grupo Araí foi responsável pelo escalonamento de blocos rochosos dando origem ao relevo necessário para o desenvolvimento dos leques aluviais.

A associação faciológica permite estabelecer uma arquitetura de fácies clássica de um leque aluvial completo, com rochas mais grossas representando as porções proximais e medianas do leque e as fácies de ruditos laminados as suas porções distais. Os pelitos, observados em restrito volume, são atribuídos a pequenos lagos efêmeros comumente interdigitados aos depósitos não canalizados do leque. As brechas intraformacionais representam processos de ressedimentação com o retrabalhamento dos depósitos recém sedimentados, antes de seu soterramento e litificação. Esse processo é vinculado a reativações de rejeitos de falhas que sucedem ao desmoronamento do relevo gerado pelo escalonamento inicial dos blocos.

A grande quantidade de material matricial (matriz areno-silto-carbonática) indica que o processo deposicional por fluxos de detritos subaéreos foi o principal mecanismo de transporte e sedimentação. Esse aspecto permite concluir que os leques aluviais eram de clima árido. As correntes subaquosas foram subordinadas, o que é evidenciado pela presença de fácies laminadas e de eventuais clastos mais arredondados.

Em função da restrita continuidade lateral das exposições e da descontinuidade dos afloramentos há dificuldade em se entender a paleogeografia dos leques, bem como suas direções de fluxo.

O Paraconglomerado São Miguel marca o início da deposição do Grupo Paranoá, em condições continentais, as quais foram seguidas por uma transgressão marinha responsável pelo preenchimento da Bacia Paranoá.

A fonte provedora dos sedimentos que formaram o Paraconglomerado São Miguel foi o Grupo Araí, com maior contribuição das unidades Metassiltito Superior ( $MS_3$ ) e Quartzito Superior ( $Q_3$ ). O carbonato presente em grande concentração na matriz dos conglomerados ou na forma de cimento e "pseudocimento" é oriundo de lentes de calcários e mármores comumente observados no topo do Grupo Araí.

O clima na área fonte pode ser inferido como seco e quente, o que facilitou a desagregação mecânica do relevo local. A distância entre a área fonte e o ambiente de deposição era curta, o que foi indicado pelos parâmetros de arredondamento e esfericidade dos clastos do paraconglomerado. As condições secas da área de deposição são corroboradas pela presença de gretas de ressecamento e marcas de cubos de sal, ambas formadas pela exposição e rápida perda d'água nas porções distais dos leques aluviais.

#### MEDIDAS DE PROTEÇÃO

O Vale da Lua é um dos vários pontos turísticos importantes da Chapada dos Veadeiros (região de Alto Paraíso de Goiás) onde a visitação é permitida mediante pagamento de taxa. O sítio encontra-se bem preservado, não sendo encontrados vestígios de depredação, lixo ou pichação. Quanto às sinalizações no local, há alguns avisos sobre o cuidado geral que se deve ter com o local, não sendo encontradas placas alusivas à gênese das rochas ali observadas. Há também a preservação de parte da vegetação natural, a qual corresponde a mata galeria que se distribui por vários metros de extensão a partir das margens, uma vez que o solo produzido pelo conglomerado é fértil.

A conscientização para a preservação de determinado local é indiscutivelmente despertada a partir do conhecimento sobre sua origem, bem como da sua importância. Portanto, propõe-se a construção de placas explicativas sobre a gênese do Vale da Lua e das demais exposições do Paraconglomerado São Miguel, a partir das quais espera-se despertar o interesse dos visitantes sobre a história geológica desses locais. Com esta iniciativa espera-se também elucidar as confusões criadas em torno da origem dessas rochas, as quais são sedimentares e não vulcânicas como muitos acreditam.

Outra medida de preservação se baseia no mapeamento de outras ocorrências do paraconglomerado para estimular a criação de RPPNs (Reservas Particulares do Patrimônio Natural), ou seja, manutenção dessas áreas destinadas a conservação da natureza em propriedades particulares, onde os proprietários contariam com o apoio de diversos órgãos a fim de manter tais áreas.

#### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Rodrigues da Cunha,C.A.B. 1969. Projeto Brasília-Goiás: geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Rio de Janeiro. PROSPEC.225p. (Relatório Inédito).
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. In: Congr. Bras. Geol.22. Anais ... Brasília/SBG. p.165-166.
- Condé, V.C.; Campos, J.E.G.; Dardenne, M.A.; Faria, A. 1994. Posicionamento estratigráfico das unidades do Grupo Paranoá na Serra Geral do Paranã, a leste da cidade de São Gabriel - GO. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 4. Bol ... Brasília/SBG p.164-165.
- Dardenne, M.A.; Faria, A. 1985. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso – GO. In: Simp. Geol. Centro-Oeste, 2. Anais ... Goiânia/SBG p.65-71.
- Dyer, R.C. 1968. Notas sobre o Conglomerado São Miguel, basal da Formação Paranoá. Revista Escola de Minas 28(1):27-30.
- Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança-Alto Paraíso de Goiás. Brasília. Universidade de Brasília/Instituto de Geociências. 199p. (Tese de Doutorado, inédita).

<sup>1</sup> José Eloi Guimarães Campos, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, eloi@unb.br, (61) 3072830. Brasília, DF - Brasil. CEP 70910-900.

<sup>2</sup> Cimara Francisca Monteiro, Universidade de Brasília, cimaraces@ibestvip.com.br,
(61) 96227361 Brasília, DF - Brasil. CEP 70910-900. <sup>3</sup> Marcel Auguste Dardenne, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, dardenne@tba.com.br, (61) 3072830. Brasília, DF - Brasil. CEP 70910-900.

• Trabalho divulgado no site da SIGEP <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>, 13/06/2005, também com versão en inglês.



#### JOSÉ ELOI GUIMARÃES CAMPOS

José Eloi é graduado (1990), mestre (1992) e doutor em Geologia (1996) pela Universidade de Brasília. Atualmente é professor Associado do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Tem experiência na área de Geociências, atuando principalmente nos temas: Hidrogeologia, Gestão de Recursos Hídricos Subterrâneos, Estratigrafia, Sedimentologia, Geologia Regional, e Geologia Ambiental.



# CIMARA FRANCISCA MONTEIRO

Cimara Monteiro é graduada em Geologia pela Universidade de Brasília (2006). Atualmente é mestranda na área de Geologia Econômica e Prospecção, pesquisando rochas fosfáticas do Grupo Bambuí, com previsão de conclusão em julho de 2009, também pela Universidade de Brasília. Concomitantemente é geóloga júnior da Castillian Metais Ltda, há dois anos, atuando na prospecção de Ni e Cu sulfetados.



#### MARCELAUGUSTE DARDENNE

Marcel Dardenne desenvolveu toda a sua carreira acadêmica no Instituto de Geociências da UnB, onde chegou em marco de 1968, inicialmente como Professor Colaborador, depois Adjunto e finalmente Titular em 1988. Aposentouse em novembro de 1997, permanecendo no Instituto de Geociências como Pesquisador Associado, onde se encontra até hoje. Além de lecionar a nível de graduação e pós-graduação, exerceu diversos cargos administrativos, como Coordenador de Graduação e Pós-Graduação, Chefe de Departamento, Vice-Diretor e Diretor do Instituto de Geociências, tendo participado nessas ocasiões dos diversos conselhos da UnB. Orientou 34 Dissertações de Mestrado e 11 Teses de Doutorado. Atualmente, dedica-se ao estudo das Coberturas Mesoproterozóicas, da Evolução da Faixa de Dobramentos Brasília e da Metalogenia da Província Carajás, além da elaboração de livros didáticos e científicos.







# Falésias na Praia de Ponta Grossa, Icapuí, CE

Importantes deformações tectônicas cenozóicas em rochas sedimentares da Formação Barreiras

SIGEP 120

Debora do Carmo Sousa<sup>1</sup> Emanuel Ferraz Jardim de Sá<sup>2</sup> Helenice Vital<sup>3</sup> Marcos Antonio Leite do Nascimento<sup>4</sup>

NA REGIÃO DE ICAPUÍ, litoral leste do Ceará, são encontradas falésias que mostram rochas de várias formações geológicas. Na base destas ocorre uma unidade carbonática correlacionada à Formação Jandaíra. Ela é capeada por três unidades siliciclásticas pertencentes às formações Barreiras, Tibau e Potengi. A Formação Barreiras ocorre em dois contextos estruturais, com estratos horizontalizados e não deformados ou com camadas basculadas e afetadas por deformação tectônica. As feições estruturais permitem distinguir duas situações distintas: uma deformação principal distensional, entre as localidades de Ponta Grossa e Redonda, e um estilo contracional em Vila Nova. No primeiro caso, as feições envolvem falhas distensionais de direção N-S (N±20°Az), com mergulhos de alto a baixo ângulo. Possuem arranjo em dominó ou geometria lístrica com estruturas roll-over associadas. Esta deformação é explicada por uma distensão E-W/WNW. Em Vila Nova observam-se dobras suaves na fácies inferior da Formação Barreiras, com eixos mergulhando para SSW e lineação de estiramento de alto rake, compondo um fabric S>L. A deposição dos siliciclásticos da fácies superior foi controlada por estruturas de graben pull-apart, delimitadas por falhas/zonas de cisalhamento sinistrais-normais, com direção N-NE. A área é palco de uma variedade de paisagens naturais, tais como dunas, falésias, lagoas, rios e mangues. Essa variedade permite ao turista contemplar um geodiversidade ímpar, onde a prática do geoturismo pode ser realizada. Acredita-se que essa atividade, se bem orientada, pode contribuir para a proteção do patrimônio geológico, e sua conseqüente preservação, por meio da sensibilização do turista em relação à importância dos atrativos que visita.

**Palavras-chave:** Formação Barreiras; Deformação Cenozóica; Geoturismo

**Cliffs in the Ponta Grossa Beach, Icapuí Coast, State of Ceará** – Important cenozoic tectonic deformations in sedimentary rocks of the Barreiras Formation

In the region of Icapuí, on the east coast of Ceará State, there are cliffs that show rocks of many geological formations. On the base of these rocks occur a carbonatic unit correlated to Jandaíra Formation. This formation is covered by three siliciclastics units of the Barreiras, Tibau and Potengi formations. The structures recognized in the Barreiras Formation comprise two distinct assemblages: a main extensional deformation between the localities of Ponta Grossa and Redonda, and a contractional style (succeeded by oblique extensional structures) at Vila Nova. In the first, the structural assemblage is dominated by N-S (N $\pm$ 20°Az) steep to gently-dipping extensional faults, displaying a domino-style or listric geometry with associated roll-over structures. This deformation is explained by an E-W/WNW extension. In the Vila Nova gentle normal folds with fold hinges shallowly pluging to SSW affect the lower facies of the Barreiras Formation associated with an extensional lineation at high rake (a S>L fabric). Deposition of the upper facies siliciclastics are controlled by pull-apart graben structures, bordered by N-NE-trending sinistral-normal shear zones/faults. The area is a place of a variety of natural and wonderful landscapes, such as dunes, cliffs, lagoons, rivers and mangroves. Such variety allows the tourist to contemplate a unique geodiversity, where the geotourism practice can be developed very well. It is believed that the geotouristic activity, if well guided, may contribute for the protection of the geological patrimony, and its consequent preservation, by leading the tourist to a sensitization related to the importance of its natural attractive.

**Key words:** Barreiras Formation; Cenozoic Deformation; Geotourism

# INTRODUÇÃO

Falésias são feições erosivas formadas pela ação das ondas sobre as rochas e representam formas de relevo litorâneo abruptas. Quando se encontram em contínuo processo de erosão são chamadas de falésias ativas ou vivas; já se o processo estiver encerrado, a falésia é denominada de inativa.

Ao longo da Praia de Ponta Grossa, litoral oriental do Ceará, afloram rochas sedimentares siliciclásticas, correlatas à Formação Barreiras, que chamam atenção pela magnitude das feições estruturais que afetam rochas relativamente jovens, neógenas (Mioceno) (Fig.1). Tais feições encontram poucos paralelos em descrições prévias sobre a Formação Barreiras, em todo o território brasileiro. Além disso, este setor do litoral cearense apresenta uma grande geodiversidade, com destaque para dunas e falésias, onde é possível praticar um novo segmento do turismo – o geoturismo, que utiliza feições geológicas como atrativos principais.

Os aspectos geológicos e a geodiversidade apontados para esta região levam à caracterização de um sítio tectono-estrutural, geomorfológico e geoturístico.

# LOCALIZAÇÃO

A área está inserida no extremo oeste da Bacia Potiguar, no contexto da Plataforma de Aracati e geograficamente situada (4°38'S-37°30'W) entre as localidades de Lagoa do Mato e Icapuí, litoral oriental do Estado do Ceará. Icapuí é o último município do litoral leste cearense, na divisa com o Estado do Rio Grande do Norte. O município é famoso pela beleza das praias e a culinária, baseada em peixes e crustáceos. O acesso à cidade se dá partindo de Fortaleza através da CE-040 até Aracati, tomando após a BR-304 até a CE-261, que dá acesso direto a Icapuí (Fig. 2).

# DESCRIÇÃO DO SÍTIO

# Litoestratigrafia da Área

Na área, a litologia aflorante é composta pelos seguintes conjuntos: (i) unidade de rochas carbonáticas, correlacionada à Formação Jandaíra, que ocorre de forma restrita na base das falésias; (ii) unidades de rochas siliciclásticas, correlacionadas às formações Barreiras e Tibau, que predominam lateral e verticalmente ao longo das falésias; (iii) rochas da Formação Potengi, no topo das falésias; (iv) dunas (móveis e fixas), cordões de praia litorâneos, planícies de maré e praias atuais. O cenário de ocorrência destas unidades pode ser observado nas figuras 3 e 4.

#### Lajedos de Calcário (Formação Jandaíra)

Calcários da Formação Jandaíra, com idade estimada entre 80 a 90 milhões de anos, afloram na base das falésias, sob a forma de pequenos lajedos ao nível da praia atual, sendo parcialmente recobertos pelas areias da praia,



**Figura 1 -** Falésia em Ponta Grossa formada por rochas sedimentares da Formação Barreiras fortemente deformadas (falhas normais em estrutura dominó), capeadas por sedimentos da Formação Potengi.

**Figure 1** - Ponta Grossa cliff formed by strongly deformed sedimentary rocks of the Barreiras Formation (normal faults in domino structure), covered by sediments of the Potengi.


Figura 2 - Mapa de localização com as principais vias de acesso a região das falésias de Ponta Grossa.Figure 2 - Location map with the main access roads to the region of Ponta Grossa cliffs.



**Figura 3** - Mapa geológico simplificado da região litorânea de Icapuí/CE. Modificado de Fortes (1987) e Sousa (2003). **Figure 3** - Simplified geological map of the Icapuí (CE) coastal region. Modified after Fortes (1987) and Sousa (2003).



**Figura 4 -** Perfil esquemático de ocorrência das unidades carbonática e siliciclásticas encontradas ao longo das falésias costeiras (Sousa, 2003).

Figure 4 - Sketch profile of the occurrence of carbonate and siliciclastic units along the coastal cliffs (Sousa, 2003).



Figura 5 - (a) Lajedo de calcário da Formação Jandaíra na Praia de Ponta Grossa, Icapuí/CE. Ao longo das falésias ocorrem rochas siliciclásticas das formações Barreiras e Potengi e (b) macrofósseis encontrados nas rochas carbonáticas da Formação Jandaíra. Figure 5 - (a) Limestone flagging of the Jandaíra Formation of Ponta Grossa beach, Icapuí/CE. Siliciclastic rocks of the Barreiras

and Potengi formations cropout along the cliff and (b) macrofossils observed in the carbonatic rocks of Jandaíra Formation.

em algumas épocas do ano (Fig. 5a). Esses lajedos são constituídos por calcários com aspecto maciço, localmente contendo macrofósseis (miliolídeos, gastrópodes, ostracodes e algas verdes) (Fig. 5b). Estudos micro e macroscópicos permitiram individualizar duas fácies para esta unidade (classificação de Dunham, 1962): *packstones* a *wackestones* bioclásticos com bioturbações e *wackestones* bioclásticos maciços. Tais fácies foram depositadas provavelmente em uma laguna, onde predominavam condições de energia moderada a baixa e com restrição à vida marinha, em virtude da baixa diversidade biótica. A presença de grãos siliciclásticos sugere uma contribuição fluvial na época de deposição dessas rochas.

# Falésias (Formações Barreiras e Tibau)

Dominando as exposições e dispondo-se no topo das rochas carbonáticas, ocorrem pacotes distintos de rochas siliciclásticas, formando as falésias da região.

O primeiro conjunto de rochas sedimentares, correlacionado à Formação Barreiras, ocorre em dois contextos distintos, sob a forma de estratos horizontalizados e não deformados (Fig. 6a), a situação mais usual, ou como camadas basculadas e afetadas por deformação de forte magnitude (Fig. 6b), em um trecho mais restrito do litoral entre Icapuí e Retiro Grande (Sousa, 2003). Nos trechos sem deformação, as falésias expõem principalmente o nível superior, ou o topo da Formação Barreiras, o qual é composto por arenitos médios a grossos, com intercalações de níveis conglomeráticos, de coloração avermelhada. Na maioria das vezes, não apresenta estrutura interna aparente, evidenciando um aspecto maciço. Localmente,





**Figura 6** - (a) Camadas subhorizontais da Formação Barreiras e (b) falhas normais de baixo ângulo afetando as rochas da Formação Barreiras, com acamamento  $(S_0)$  fortemente basculado, na localidade de Ponta Grossa.

**Figure 6 - (a)** Subhorizontal beds of the Barreiras Formation and **(b)** low angle normal faults affecting the strongly tilted bedding  $(S_0)$  of the Barreiras Formation of Ponta Grossa locality.

a oeste de Ponta Grossa, algumas falésias exibem a porção inferior da Formação Barreiras, sobreposta aos carbonatos da Formação Jandaíra. Todavia, é nas falésias com rochas deformadas (basculadas) que o nível inferior da Formação Barreiras está melhor exposto, sendo representado por arenitos médios a finos, com coloração variando de amarelo, roxo e vermelho, em alguns casos mostrando-se bastante oxidados. Essas rochas de diferentes cores são aquelas usadas na confecção das tradicionais garrafinhas de areias coloridas, típicas desta região.

Uma outra unidade de rochas siliciclásticas, associadas à Formação Tibau, aflora no extremo oeste da área, entre as localidades de Lagoa do Mato e Sítio Retirinho, sendo caracterizada por arenitos médios a grossos (Fig. 7a), por vezes sem estrutura interna aparente, com coloração amarelada a esverdeada contendo níveis de argila (Fig. 7b), possíveis marcas de raízes e grânulos de quartzo dispersos. As semelhanças nos aspectos composicionais, texturais e nas estruturas sedimentares encontradas nas rochas desta unidade, com a seção tipo da Formação Tibau na cidade homônima, foram os critérios que conduziram a tal correlação. As rochas desta formação mostram uma passagem lateral para os litotipos da Formação Barreiras.

## Paleodunas (Formação Potengi)

Na porção superior das falésias, capeando de forma discordante as formações Barreiras e Tibau, ocorrem os

sedimentos que integram as paleodunas, correlacionados à Formação Potengi. Tais sedimentos são caracterizados por areias exibindo coloração branca, amarela e vermelha (Fig.8a), relacionadas a uma sedimentação eólica. O contato inferior dos litotipos da Formação Potengi com as rochas da Formação Barreiras é erosional (marcado pela diferença no grau de litificação dos sedimentos), na maioria dos casos. No entanto, tal contato torna-se nítido quando os estratos sotopostos encontram-se basculados e falhados, caracterizando uma discordância angular (Fig. 8b).

Por fim, ainda são observados, ao longo da região, sedimentos de dunas (móveis e fixas) e aqueles ligados à dinâmica costeira (cordões litorâneos holocênicos, planícies de maré e praias atuais), todos nitidamente posteriores à Formação Potengi.

# Deformação nas Rochas da Formação Barreiras

Ao longo do litoral, mais especificamente entre Ponta Grossa e Vila Nova, devem ser destacadas as feições estruturais afetando as camadas da Formação Barreiras, que incluem estruturas frágeis (falhas, fraturas, juntas) e estruturas com comportamento "dúctil" (hidroplástica), equivalentes àquelas geradas em condições de pressão e temperatura mais elevadas (dobras, estruturas S-C).

A identificação de uma gama tão diversificada de estruturas, bem como a sua magnitude, leva esta região a uma situação bem particular, bastante peculiar no território brasileiro, no tocante às rochas da Formação Barreiras.





Figura 7 - (a) Aspecto do modo de ocorrência das rochas da Formação Tibau na localidade de Lagoa do Mato/CE. (b) Nível de argila com espessura centimétrica, encontrado na Formação Tibau em Lagoa do Mato/CE.

**Figure 7 - (a)** Common aspect of rocks of the Tibau Formation in the Lagoa do Mato/CE locality. **(b)** cm-thick clay level of the Tibau Formation at Lagoa do Mato/CE.



**Figura 8 - (a)** Aspecto das rochas sedimentares da Formação Potengi na localidade de Barreiras. **(b)** Discordância angular evidenciada entre as rochas das formações Barreiras e Potengi, em afloramento vizinho ao povoado de Ponta Grossa.

**Figure 8** - (a) Sedimentary rocks of the Potengi Formation in the locality of Barreiras. (b) Angular unconformity between the rocks of the Barreiras and Potengi formations, outcropping close to the Ponta Grossa village.

As feições estruturais, identificadas ao longo das falésias, podem ser resumidamente descritas em dois estilos distintos:

 (i) na localidade de Ponta Grossa, ocorre um enxame de falhas distensionais com direção N-S e mergulhos de alto a baixo ângulo (Sousa *et al.* 1999, 2001).
 Normalmente são falhas planares com arranjo em dominó (Fig.9), ou falhas lístricas com desenvolvimento de estruturas do tipo *roll-over*, envolvendo espessamento de camadas em direção ao plano de falha, o que atesta uma cronologia em parte sin-sedimentar, para esta deformação. Ocorrem ainda zonas de descolamento paralelas ao acamamento, desenvolvendo feições de deformação hidroplástica. Este padrão deformacional é explicado por



**Figura 9** - Falhas planares pós-deposicionais (em vermelho), com arranjo em dominó, com acamamento  $(S_0)$  basculado, na localidade de Ponta Grossa.

Figure 9 - Domino-style post-depositional planar faults (in red), with bedding (S<sub>0</sub>) tilted, in the Ponta Grossa locality.

uma distensão E-W/WNW, sendo caracterizada como o "evento tectônico principal" na região; e

(ii) na localidade de Vila Nova, as rochas da Formação Barreiras são marcadas por estruturas de encurtamento e transcorrência, com o desenvolvimento de dobras suaves com eixo mergulhando para SSW e planos incipientes de clivagem de dissolução (Fig. 10). Neste caso, as feições estruturais sugerem um campo de tensões associado a um sítio transpressivo.

As estruturas acima referidas estão posicionadas geograficamente entre dois setores do denominado Lineamento Ponta Grossa-Fazenda Belém (o LPGFB, com *trend* NE), caracterizando sítios e regimes em transpressão ou transtração, por sua vez conectados com estruturas transcorrentes E-W ao longo da Margem Equatorial.

# SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

A paisagem natural da costa do Brasil, principalmente nas regiões Norte, Nordeste e Leste, caracteriza-se pela presença de escarpas íngremes conhecidas como falésias, onde expõem, em sua maioria, rochas sedimentares da Formação Barreiras.

Os sedimentos das rochas da Formação Barreiras acumularam-se em uma extensa planície aluvial que se estendia continente adentro, confirmada principalmente pelas ocorrências de rochas desta formação ainda serem encontradas no interior do Brasil.

Estudos faciológicos nesses litotipos, principalmente no extremo Nordeste do Brasil, realizados por Alheiros & Lima Filho (1991), mostram que os sedimentos que





Figure 10 - Gentle folds (black traces along bedding) with incipient surfaces of dissolution (green traces).

deram origem a essas rochas foram depositados em um sistema fluvial entrelaçado, associado com leques aluviais e com fácies de influência litorânea (Fig. 11).

Segundo Lima et al. (2007) e Lima (2008) as rochas sedimentares da Formação Barreiras situadas no litoral do Ceará e Rio Grande do Norte apresentam idades do Mioceno. Os autores realizaram estudos em óxidos e hidróxidos de ferro detríticos e óxidos e hidróxidos de ferro e manganês autigênicos pelos métodos (U-Th)/ He e <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar para definir a idade desta formação. Os resultados <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar mostraram que os sedimentos da Formação Barreiras nas áreas estudadas já estavam depositados e intemperizando há 13,6±1,4 Ma e que este intemperismo se estendeu até 7,7±0,4 Ma. Já os resultados de (U-Th)/He revelaram que os sedimentos já estavam depositados há 17,8±1,8 Ma e que o processo de ferruginização se estendeu até 7,5±0,8 Ma, consistente com os resultados de 40 Ar/39 Ar. A mais antiga dessas idades (cerca de 18 Ma) fornece um limite mínimo para a deposição da Formação Barreiras. Já os pisólitos detríticos datados fornecem idades (U-Th)/He entre 43,2±4,3 e 21,6±2,2 Ma. A mais jovem dessas idades (cerca de 22 Ma) fornece um limite máximo para a deposição da Formação Barreiras nas áreas estudadas. Em resumo, as rochas da Formação Barreiras, no litoral leste do Ceará, teriam idades do Mioceno inferior, entre 18 Ma (Burdigaliano) e 22 Ma (Aquitaniano).

As fases de erosão que se seguiram à deposição dos sedimentos que deram origem às rochas da Formação Barreiras, resultaram na dissecação da superfície pós-Barreiras em modelados residuais de topos planos e en-



**Figura 11 -** Desenho esquemático de seções colunares para a Formação Barreiras no Nordeste brasileiro (Alheiros & Lima Filho, 1991). (a) Fácies de leques aluviais; (b) Fácies fluvial entrelaçado e (c) Fácies flúviolagunar. attura de 4-5 metros na 5.000 anos A.P. Esta transgressão foi responsável pelo retrabalhamento dos terraços pleistocênicos, podendo ter alcançado as paleofalésias, já que

**Figure 11** - Sketch sections of the Barreiras Formation in the Brazilian Northeastern (Alheiros & Lima Filho, 1991). (a) alluvial fan facies; (b) interlaced fluvial facies and (c) fluvial-lagoonal facies.

costas íngremes, dos quais os denominados Tabuleiros Costeiros são os representantes mais importantes. Estes representam as falésias de topo plano com uma suave inclinação em direção ao oceano. Vale salientar que nesses tabuleiros ocorre ocupação antrópica com atividades agrícolas e intensa prática de turismo. Cuidados devem ser tomados pois essas atividades são potenciais causadoras de desequilíbrio do meio ambiente.

As falésias na região da Praia de Ponta Grossa fazem parte de um complexo conjunto de unidades morfológicas decorrentes das mudanças do nível relativo do mar e flutuações climáticas durante o Quaternário. Esse conjunto é formado, além das falésias, por terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos, dunas móveis e fixas, estuários (canais de maré, manguezal e planície hipersalinas), lagoas costeiras, lagunas, delta de maré e praias rochosos e arenosas (Meireles et al. 2005; Meireles & Santos, no prelo). De acordo com os autores supracitados, a planície de Icapuí revela um dos melhores conjuntos morfológicos que registram as flutuações relativas do nível do mar desde o Pleistoceno até os dias atuais. Essa evolução é sumarizada em cinco estágios evolutivos (Fig. 12), a saber:

i) transgressão marinha há 123.000 anos A.P. (antes do presente), durante o Pleistoceno Superior, com o nível do mar atingindo cotas superiores a 6-8 metros do nível atual. Este estágio foi inicialmente responsável pela construção das paleofalésias (falésias mortas), com algumas se distanciando cerca de 4 km da linha de preamar. Existem desníveis altimétricos de 30-35 metros entre a crista das falésias e o início dos terraços marinhos;

> ii) regressão subseqüente há cerca de 18.000 anos A.P., originando os terraços marinhos pleistocênicos e possivelmente a primeira geração de dunas. A disponibilidade de areia para a formação de campos de dunas certamente está relacionada com períodos regressivos e climas áridos e semi-áridos. Provavelmente nesta época o mar alcançou níveis de até 120 metros abaixo do atual;

Argila Garbonosa
Argila Garbonosa
Argila Garbonosa
Argila Garbonosa
Fácies
a) Fácies
b) Fácies
c) Fácies
<lic) Fácies</li>
c) Fácies
<li



**Figura 12 -** Modelo de evolução geológica das planícies costeiras das regiões leste e nordeste do litoral brasileiro durante o Quaternário, com destaque para a sedimentação das rochas das formações Barreiras e Pós-Barreiras (na área conhecidas como Formação Potengi). Adaptado de Suguio *et al.* (2005).

**Figure 12** - Geological evolution model of coastal plains of the eastern and northeastern Brazilian coasts during Quaternary, with emphasis on the sedimentation of the rocks of Barreiras and post-Barreiras formations (locally known as Potengi Formation). Adapted from Suguio et al. (2005).





**Figura 13 -** Feições da geodiversidade da região de Icapuí. (**a**) Praia da Peroba e (**b**) Praia de Picos.

**Figure 13 -** Geodversity aspects of the Icapuí region. **(a)** Peroba beach and **(b)** Picos beach.

iv) nova regressão subseqüente, por volta dos 3.000 anos A.P., dando origem aos terraços holocênicos (estes datados de 2.000 anos A.P., Meireles & Santos, no prelo) e a segunda geração de dunas. Nesse estágio desenvolveram-se o canal estuarino, a planície de maré e o complexo sistema de flechas de areia, promovendo materiais para a formação do setor emerso do delta de maré; e

 v) morfologia atual; nesse estágio o mar alcança a cota atual, havendo continuidade do aporte de sedimentos até o delta de maré, a formação das dunas de terceira geração e da faixa de praia e diferentes atividades de uso e ocupação do solo.

# **GEOTURISMO**

Embora o segmento sol e praia defina o produto turístico básico do Ceará (e também do Nordeste), não se deve usar este apenas com a finalidade de banho de sol e/ou fazer caminhadas na praia. O litoral cearense apresenta uma variada geodiversidade, com destaque para as dunas e as falésias (Fig. 13), onde é possível praticar o geoturismo, que utiliza feições geológicas como principais atrativos turísticos (Hose, 1995; 2000).

É através da geodiversidade, termo que representa a variedade de ambientes, fenômenos e processos geológicos, geradores de paisagens (relevo), rochas, minerais, fósseis e solos que constituem a base para a vida na Terra (Stanley, 2000), que o litoral de Icapuí também pode se destacar no cenário do turismo cearense. As falésias e dunas encontradas na região são importantes e mostram uma beleza incomparável, fato comprovado pelas empresas de ecoturismo do Ceará e do Rio Grande do Norte, que fazem paradas obrigatórias em tais paisagens. Todavia, em alguns casos, não existe uma conscientização por parte das empresas sobre o segmento geoturístico. O entendimento, por exemplo, dos guias de turismo a respeito da geodiversidade da área possibilitaria ao turista uma maior compreensão e conseqüentemente um melhor aproveitamento do passeio, sem falar da importância que os mesmos (guias e turistas) dariam para a conservação de tal patrimônio geológico.

No turismo convencional utiliza-se a paisagem apenas como mera contemplação. A intenção de utilizar a paisagem (e seu relevo) como um atrativo geoturístico vem da necessidade de cobrir uma lacuna do ponto de vista da informação. A idéia é permitir que o turista não só

contemple essas paisagens, mas entenda um pouco a respeito dos processos geológicos responsáveis pela sua formação, o que levaria a uma maior valorização do cenário e, em paralelo, das geociências.

# MEDIDAS DE PROTEÇÃO

# **Medidas Existentes**

A região, com beleza geológica rara, foi transformada em 17 de fevereiro de 1998, por intermédio da Lei Municipal N°. 002/98, em Área de Proteção Ambiental da Praia de Ponta Grossa, com 558,67 ha., cuja finalidade é a de preservar as formações naturais de notório valor paisagístico, representadas pelas falésias e dunas que se revestem de grande importância ecológica e acentuada fragilidade natural. Uma parceria entre a SEMACE (Superintendência Estadual do Meio Ambiente do Ceará) e a Prefeitura de Icapuí permite a proteção desta APA.

# Sugestões dos Autores

Sugere-se que seja dada a mesma atenção que foi repassada à região de Beberibe, cerca de 25 km a NW do local, onde foi criada, através de Lei Estadual nº 27461/04, o Monumento das Falésias de Beberibe, justificada pela necessidade de proteção e conservação das formações naturais, falésias e dunas, de notório valor paisagístico que se revestem de grande importância (geo)ecológica e acentuada fragilidade natural.

# AGRADECIMENTOS

Os autores são gratos ao Programa de Recursos Humanos da Agência Nacional de Petróleo – PRH 22/ ANP pelo suporte financeiro, ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (PPGG/UFRN) pelo apoio logístico e ao PROSET/CT-Petro/CNPq pelo apoio no projeto desenvolvido na área deste trabalho.

# **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- Alheiros, M.M.; Lima Filho, M.F. 1991. A Formação Barreiras. *Revisão geológica da Faixa Sedimentar Costeira de Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte*. Recife, UFPE/CT/DG. Estudos Geológicos - Série B, Estudos e Pesquisas, **10**: 77-88.
- Dunham, R.J. 1962. Classification of Carbonate Rocks According to Depositional Texture. In: Ham, W. E. (eds.). *Classification de Carbonate Rocks*, Tulsa, 108-121. (AAPG, memoir 1).
- Fortes, F.P. 1987. Mapa geológico da Bacia Potiguar (escala 1:100.000) – a origem da bacia mesozóica de Apodi em decorrência do ciclo orogênico brasiliano. Natal, PETROBRAS/DEBAR/DINTER, 116p. (Relatório interno).
- Hose, T.A. 1995. Selling the Story of Britain's Stone. Environmental Interpretation, 2: 16-17.
- Hose, T.A. 2000. European Geotourism geological interpretation and geoconservation promotion for tourists. Barettino D.; Wimbledon W.A.P.; Gallego E. (eds). Geological Heritage: Its Conservation and Management. Madrid, Sociedad Geologica de Espana/Instituto Technologico GeoMinero de Espana/ProGEO, 127-146.
- Lima, M.G.; Vasconcelos, P.M.; Farley, L.; Jardim de Sá, E.F. 2007. Datação do intemperismo impõe limites na idade da Formação Barreiras, Bacia Potiguar Nordeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Estudos Quaternário, Belém, em CD-Rom.
- Lima, M.G. 2008. A História do Intemperismo na Província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: Implicações

*Paleoclimáticas e Tectônicas.* Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Tese de Doutorado, 251p.

- Meireles, A.J.A.; Arruda, M.G.C.; Gorayeb, A.; Thiers, P.L. 2005. Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense. Revista Mercator, 8: 109-134.
- Meireles, A.J.A.; Santos, A.M.F. no prelo. Evolução geomorfológica da planície costeira de Icapuí, extremo leste do Ceará, Nordeste do Brasil. 17p.
- Sousa, D.C. 2003. Litoestratigrafia e deformação Cenozóica na região de Icapuí, Ceará, e implicações para a estruturação de campos de petróleo na borda ocidental da Bacia Potiguar (NE do Brasil). PPGG/UFRN, Tese de Doutorado, 192p.
- Sousa, D.C.; Jardim de Sá, E.F; Matos, R.M.D.; Oliveira, D.C. 1999. Deformação sin- e pós-Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí/CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, Lençóis : SBG, p. 90-93.
- Sousa, D.C.; Jardim de Sá, E.F.; Matos, R.M.D. 2001. Caracterização da deformação na Formação Barreiras na região de Ponta Grossa (Icapuí, CE), litoral ocidental da Bacia Potiguar. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 8, Recife: SBG, p. 355-357.
- Stanley, M. 2000. Geodiversity. *Earth Heritage*, 14: 15-18.
- Suguio, K.; Martin, L.; Bittencourt, A.C.S.P.; Dominguez, J.M.L.; Flexor, J.M.; Azevedo, A.E.G. 1998. Flutuações do nível relative do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. Revista Brasileira de Geociências, 15(4): 273-286.

<sup>1</sup> Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e Laboratório de Geologia e Geofísica de Petróleo (PPGG/LGGP/UFRN), Bolsista CTPetro/CNPq, debora@geologia.ufrn.br;

<sup>2</sup> Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e Laboratório de Geologia e Geofísica de Petróleo (PPGG/LGGP/UFRN); Depto. Geologia/UFRN, emanuel@ccet.ufrn.br;

<sup>3</sup> Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e Laboratório de Geologia e Geofísica Marinha e Monitoramento Ambiental (PPGG/GGEMMA/ UFRN); Depto. Geologia/UFRN; Pesquisadora CNPq, helenice@geologia.ufrn.br;

- <sup>4</sup> Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Caixa Postal 1678, CEP 59078-970, Natal, RN, Brasil, e-mail: marcos@geologia.ufrn.br
- Trabalho divulgado no site da SIGEP
   <a href="http://www.unb.br/ig/sigep">http://www.unb.br/ig/sigep</a>>, em 24/9/2008.



#### DEBORA DO CARMO SOUSA

Bacharel em geologia (1998) pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN) e Doutora (2003) pelo Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN (PPGG-UFRN). Atualmente é professora colaboradora do Departamento de Geologia (DG) da UFRN, tendo lecionado as disciplinas de Sedimentologia, Estratigrafia, Fundamentos de Sedimentologia e Estratigrafia, Elementos de Geologia e Relatório de Graduação. Foi orientadora ou co-orientadora de alunos de graduação e mestrado no DG-PPGG/UFRN Possui experiência na área de Geociências, com ênfase em Estratigrafia, Sedimentologia, Geologia Estrutural e Geologia do Petróleo.



# EMANUEL FERRAZ JARDIM DE SÁ

Geólogo (em 1973) pela UFPE, Mestre em Geociências pela UFBA (1979) e Doutor em Geologia (1994) pelo Instituto de Geociências da UnB. Professor do Departamento de Geologia da UFRN, Titular desde 2006, lecionando Geologia Estrutural, Geotectônica, Geologia do Brasil, Geologia de Campo e Relatório de Graduação. Integra o corpo docente e foi coordenador da Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, na UFRN, desde 1996, lecionando Geodinâmica e Análise da Deformação Frágil. Foi orientador ou co-orientador de alunos de graduação, mestrado e doutorado na UFRN, e colaborador em outras instituições. Foi pesquisador do CNPq e consultor de várias empresas/órgãos de Geologia e Exploração Mineral. As atividades de pesquisa englobam Geologia Estrutural e Tectônica, nas áreas de terrenos cristalinos e bacias sedimentares.



#### HELENICE VITAL

Geóloga pela UFRN (em 1986), Mestre em Geologia e Geoquímica pela UFPA (em 1988) e Doutora em Geologia e Geofisica Marinha pela Universidade Christian Albrechts Kiel, Alemanha (em 1996). Atualmente é professora da UFRN, atuando em ensino e pesquisa. É pesquisadora do CNPq e coordenadora do Programa PRH 22/UFRN (Formação em Geologia, Geofísica e Informática para o Setor Petróleo e Gás) da ANP. Tem atuado como coordenadora ou pesquisadora de projetos nacionais e internacionais financiados por diversos agentes e como *reviewer* de periódicos nacionais e estrangeiros. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Geologia e Geofísica Marinha, atuando principalmente em evolução costeira e plataformal, sísmica de alta resolução, geologia ambiental, estudos de proveniência, dinâmica sedimentar e erosão costeira.



#### MARCOS ANTONIO LEITE DO NASCIMENTO

Possui graduação em Geologia (1998) pela Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Mestrado (2000) e Doutorado (2003) pela Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da Universidade Federal do Rio Grande do Norte, desenvolvendo pesquisas na área de Petrologia Ígnea. Foi geólogo do Serviço Geológico do Brasil – CPRM (2007-2009), atuando como Chefe do Projeto Folha Currais Novos (1:100.000), coordenador do Projeto Monumentos Geológicos do Rio Grande do Norte e membro da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP) pela CPRM. Atualmente é Professor Adjunto I do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Tem experiência na área de Geociências, com ênfase em Petrologia Ígnea, Geologia de Campo, Geodiversidade, Geoconservação e Geoturismo.

# Breves Notas Sobre os Editores

# MANFREDO WINGE



Nascido em Porto Alegre/RS (1939), possui graduação em Geologia pela Escola de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1962), cursos diversos de processamento de dados, especialização em Sensoriamento Remoto com ênfase em Geologia pelo Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (1982), mestrado em Prospecção e Geologia Econômica, pela Universidade de Brasília (1981) e doutorado em Geologia Regional, com ênfase em terrenos de alto grau, pela Universidade de Brasília (1995). Realizou mapeamento geológico sistemático em vários estados (PI, CE, PB, PE e BA) como geólogo da SUDENE (1963-1968). Junto ao DNPM (1968-1978) atuou em direção, supervisão de projetos e assessoria, destacando-se a coordenação de Projeto Sistema de Informações

Geológicas-PROSIG. Professor da Universidade de Brasília (1978-1996) lecionou instrumentação geológica básica, geologia de campo, fotogeologia e sensoriamento remoto, petrologia metamórfica.., desenvolveu pesquisas (*greenstone belts*, terrenos de alto grau, termobarometria), foi sub-chefe e coordenador do curso de geologia. Foi consultor *ad hoc* do CNPq em cartografia geológica. Atualmente é aposentado, tendo montado e gerenciado o *website* do Instituto de Geociências da UnB, realizando cadastro de Teses em Geociências no Brasil entre outras ações. É representante da Sociedade Brasileira de Geologia – SBG junto à SIGEP desde a sua criação em 1997. Atualmente gerencia os *sites* do Glossário Geológico Ilustrado e da SIGEP entre outras atividades correlacionadas, destacando-se a coordenação do corpo editorial da SIGEP para o segundo Volume de SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL.



# **CARLOS SCHOBBENHAUS**

Geólogo pela Universidade Federal do Rio Grande do Sul (1964) e doutor pela Albert-Ludwigs Universität, Freiburg, RFA (1993). Executou pela Superintendência de Desenvolvimento do Nordeste-Sudene mapeamento geológico na Bahia e Minas Gerais (1965-1971). Em 1972 ingressou no Departamento Nacional de Produção Mineral-DNPM, onde foi chefe da Seção de Cartografia Geológica e da Divisão de Geologia e Pesquisa Mineral. Membro do Grupo de Gerenciamento do Programa Antártico Brasileiro-Proantar (1985-1989) e supervisor técnico do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (DNPM-CPRM, 1986-1989) e do Projeto Mapas Geológicos dos Estados e Territórios do Brasil (DNPM, 1980-1989). Entre 2001 e 2004 foi chefe do Departamen-

to de Geologia do Serviço Geológico do Brasil-CPRM e atualmente é assessor técnico da Presidência dessa empresa. Entre 2000 e 2006 foi secretário-geral para a América do Sul da *Commission for the Geological Map of the World* e atualmente é vice-presidente dessa entidade internacional. É membro fundador da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos-SIGEP (1997) e desde 2006 é presidente dessa entidade. Participou da coordenação de grandes projetos nacionais e sul-americanos de integração geológica e de recursos minerais: Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (DNPM, 1974-1979; CPRM, 2004), Mapa Geológico do Brasil, 1:2.500.000 (DNPM, 1981; CPRM, 2001), Mapa Geológico da América do Sul, 1:5.000.000 (CGMW-DNPM-CPRM-Unesco, 2000, 2001), Geologia do Brasil (DNPM, 1984), Principais Depósitos Minerais do Brasil em 6 volumes (DNPM- CVRD-CPRM, 1985-1997), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, mapas 1:2.500.000 e livro (CPRM, 2001, 2004), Metalogênese do Brasil em coautoria com M. A. Dardenne (CPRM-Ed.UnB, 2001) Mapa de Integração Geológica, Recursos Minerais e Hidrogeológica da Bacia do Prata, 1:2.500.000 (Mercosul, 2000), Mapa Metalogenético da América do Sul, 1:5.000.000 (Segemar-CGMW-Unesco-ASGMI, 2005), entre outros. Participa do corpo editorial da SIGEP, desde sua criação.



#### CELIA REGINA DE GOUVEIA SOUZA

Nascida em São Paulo-SP (1959), geóloga pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (1983) com mestrado em Oceanografia Geológica pelo Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo (1990) e doutorado em Geologia Sedimentar pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo(1997). É Pesquisador Científico nível VI do Instituto Geológico – SMA (Secretaria de Meio Ambiente do Estado de São Paulo) desde 1992, atuando como especialista em Geomorfologia Costeira, Geologia do Quaternário e Gerenciamento Costeiro. Atua junto ao Plano Estadual de Gerenciamento Costeiro desde 1997 e coordenou o desenvolvimento do Sistema de Informações Geoambientais para o Litoral do Estado de São Paulo - SIIGAL (2000-2005). É

professora dos cursos de pós-graduação em Biodiversidade e Meio Ambiente do Instituto de Botânica – SMA/SP e de Geografia Física do Departamento de Geografia (FFLCH) da Universidade de São Paulo. Ocupou o cargo de Secretário da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário - ABEQUA entre 1985 e 2001 e de Presidente entre 2002 e 2005; é representante da ABEQUA junto à SIGEP desde o início de suas atividades.



#### ANTONIO CARLOS SEQUEIRA FERNANDES

Nascido no Rio de Janeiro/RJ (1951), é Licenciado e Bacharel em História Natural pela Universidade Gama Filho (1973), Licenciado em História pela Universidade Veiga de Almeida (2004), Mestre (1978) e Doutor (1996) em Ciências - Geologia pela Universidade Federal do Rio de Janeiro. Professor da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) de 1977 a 2005, lecionou Paleontologia e Neontologia nos cursos de Geologia e Oceanografia, respectivamente. Atualmente ocupa o cargo de Professor Associado da Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), lotado no Departamento de Geologia e Paleontologia do Museu Nacional. É professor do curso de especialização em Geologia do Quaternário e de pós-graduação em Ciências Biológicas (Zoologia) do Museu

Nacional/UFRJ, e de Geologia do Instituto de Geociências/UFRJ. Ocupou o cargo de presidente (1995/1997) e vice-presidente (1998-2001) da Sociedade Brasileira de Paleontologia, representando-a atualmente junto à SIGEP. Curador da coleção de paleoinvertebrados do Museu Nacional e Bolsista do CNPq, desenvolve pesquisas relacionadas a Icnologia, Paleontologia de Invertebrados e história das coleções paleontológicas do Museu Nacional.



# MYLÈNE LUÍZA CUNHA BERBERT-BORN

Nascida em Americana/SP (1967). Graduada em Geologia pela Universidade de Brasília (1990), mestre em Geoquímica Ambiental pela Universidade Federal de Ouro Preto (1998). Atua em exploração e cartografia de cavernas desde 1984. Iniciou carreira profissional como geóloga espeleóloga da Fundação Gorceix de Ouro Preto (1991-1994). Compõe o quadro técnico do Serviço Geológico do Brasil - CPRM desde 1994, com desempenho focado em sistemas cársticos e gestão ambiental. Coordenou a Comissão de Cadastro e Espeleometria da Sociedade Brasileira de Espeleologia, tendo implantado e gerenciado versão do Cadastro Nacional de Cavidades Naturais Subterrâneas (1995-1997), embrião do atual Cadastro Nacional de Informações Espeleológicas do Ibama –

Canie. Foi chefe do Setor de Manejo do Cecav-Centro Nacional de Estudo, Proteção e Manejo de Cavernas do Ibama (2001-2003) e coordenadora do programa de revitalização da bacia do rio São Francisco pelo Ministério da Integração Nacional (2005-2006).

#### EMANUEL TEIXEIRA DE QUEIROZ



Natural de Xique-Xique/BA (1944). Geólogo pela UFBA (1968). Em nível de mestrado tem os cursos "Advanced Geologic Field Methods" (USGS/CPRM – 1974) e "Geologia Econômica e Prospecção Mineral" (UnB/DF – 1988). Iniciou no DNPM em 1969, passando pela CPRM, Magnesita, ICAL e Secretaria de Minas e Energia da Bahia (SME/ BA). Tem experiência profissional em Mapeamento Geológico Sistemático e Detalhe (1969/1974 – DNPM/CPRM/ BH); Planejamento Operacional de Prospecção e Pesquisa Mineral e Desenvolvimento (1974/1982 – MAGNESITA S/A); Consultoria Técnica em Exploração Mineral (1982/1983 – ICAL S/A e SME/BA); Coordenação/Execução do Programa Nacional de Distritos Mineiros e de Projetos de Geologia Básica e de Exploração Mineral em escalas variadas (DNPM – 1983/2007). No DNPM, a partir de 1983, ocupou vários cargos: Chefe de Serviço de Explora-

ção Mineral e Metalogenia; Chefe de Divisão de Recursos Minerais e Hídricos Subterrâneos e; Diretor de Exploração Mineral. Tem significativa contribuição técnico-científica (relatórios, laudos, manuais, palestras) correspondendo a mais de meia centena de trabalhos entre publicados e inéditos. Participou de mais de sessenta eventos técnico-científicos, no Brasil e Exterior e, interinstitucionalmente, representa o DNPM nas entidades: SIGEP; CTAS/CNRH; UNEP/Projeto Aqüífero Guarani; e SECIRM/Programas LEPLAC, REMPLAC e GT *Ad Hoc* Áreas. Recebeu a Medalha de Reconhecimento Técnico da Magnesita S/A(1979) e o Diploma de Mérito Profissional pela Dedicação ao Desenvolvimento Mineral do País, pela SBG – Núcleo Brasília (1993). Atualmente é Líder de Grupo de Fiscalização da Pesquisa e Águas Minerais da DIFIS/DNPM. É representante do DNPM junto à SIGEP desde a sua criação em 1997, tendo participado do corpo editorial do Volume I e do volume II de SÍTIOS GEOLÓGICOS E PALEONTOLÓGICOS DO BRASIL.



# DIOGENES DE ALMEIDA CAMPOS

Naturalista e paleontólogo, nascido em Irará, BA, em 1943, formou-se em Geologia pela Universidade Federal da Bahia. Ingressou no DNPM em 1968. Na seção de Paleontologia do DNPM foi, desde o início, orientado por Llewellyn Ivor Price, que o estimulou a dedicar-se à Paleontologia de Vertebrados e à Estratigrafia do Cretáceo brasileiro. Responsável, desde 1977, por uma das mais importantes coleções de fósseis do Brasil, é Chefe do Setor de Paleontologia do DNPM. Vem procurando manter este acervo organizado, documentado e disponível para pesquisa. Sua obra científica segue a tradição de seus mentores, Price, Sommer e Simões Ferreira, sendo autor de mais de setenta trabalhos. É bolsista do CNPq, tendo como linha de pesquisa o estudo dos répteis fósseis e da estratigrafia do Cretáceo brasileiro. Sua dissertação de mestrado versou sobre as tartarugas fósseis do Brasil e,

atualmente, vem descrevendo os dinossauros, pterossauros e crocodilianos da formação Bauru e da bacia do Araripe. Foi um dos autores do Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2 500 000 (DNPM, 1981), *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo (DNPM, 1974-1979) e do* Mapa Geológico da América do Sul (CGMW-DNPM-CPRM-Unesco, 2000, 2001), bem como dos livros Geologia do Brasil (DNPM, 1984) e Léxico Estratigráfico Brasileiro (DNPM, 1984). *Presidente do Comitê Brasileiro do Ano Internacional do Planeta Terra (2007-2009) e Presidente da Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos - SIGEP, 1997-2006.* 

e paleobiológicos do Brasil que devem ser preservados ou conservados devido a: (1) importância na caracterização de processos geológicos-chave regionais ou globais, períodos geológicos e registros expressivos na história evolutiva da Terra e da vida, (2) singularidade em sua tipologia, (3) expressão cênica, (4) potencial geoturístico, (4) utilidade pedagógicodidática e/ou qualquer outro critério relevante que apresentam. Por conseqüência, o reconhecimento do seu valor fomentará o interesse da sociedade e do poder público, conferindo-lhes maior responsabilidade em sua preservação ou conservação.

O cadastro da SIGEP constitui-se pela caracterização dos sítios segundo artigos científicos reunidos em livro e disponibilizados na Internet. Em cada artigo (capítulo de livro) estão formatados tópicos descritivos, destacando-se a indicação e sugestões de medidas de proteção que garantam ao sítio proteção compatível à designação de Patrimônio ou Monumento Natural Geológico.

A formulação de propostas está vinculada ao compromisso da sua descrição pelos pesquisadores que os têm estudado. A partir das propostas, a SIGEP realiza a seleção daqueles que devem compor o cadastro geral de sítios a serem protegidos. Esse cadastro geral tem a pretensão de ser a base para a seleção e indicação dos sítios naturais brasileiros mais importantes junto à UNESCO, com vistas ao Patrimônio Mundial (World Heritage).

Os critérios que norteiam a aprovação de propostas e outras informações importantes são encontrados no website http://www.unb.br/ig/sigep, destacando-se os artigos em texto integral já aprovados pela Comissão, em versões nos idiomas português e inglês, e que podem ser facilmente localizados a partir de um mapa índice do Brasil.

Corpo Editorial da SIGEP







Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos

ABC-ABEQUA-CPRM-DNPM-IBGE-IBAMA-IPHAN-PETROBRAS-SBE-SBG-SBP





Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação Mineral Ministério de Minas e Energia

