

Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí, SP

Imponente paisagem e registro
de eventos tectônicos e denudacionais
pós-ruptura continental

SIGEP 055*

Silvio Takashi Hiruma^{1a}
Antonio Luiz Teixeira^{1b}

Resumo - A Pedra do Baú, situada no Município de São Bento do Sapucaí (SP), na borda sudoeste do Planalto de Campos do Jordão, é uma imponente feição geomorfológica de grande beleza cênica, que se destaca na paisagem da Serra da Mantiqueira. Abrange um conjunto de cristas rochosas, denominadas Ana Chata, Bauzinho e Pedra do Baú, sendo a última a mais famosa, com ponto culminante a 1.905 m de altitude, de onde se pode avistar o sul de Minas, parte do Vale do Rio Paraíba do Sul e o Planalto de Campos do Jordão. Constituída por gnaisses do Complexo Varginha-Guaxupé, esta feição está alinhada segundo a direção NE-SW, concordante com a estruturação pré-cambriana. A evolução geológica da Pedra do Baú está intimamente relacionada aos processos tectônicos e denudacionais que se seguiram à ruptura continental, em especial, à origem e evolução do *rift* continental do sudeste do Brasil, durante o Paleógeno. Sucessivas reativações ao longo de antigas zonas de cisalhamento, evidenciadas por feições morfotectônicas e estruturas rúpteis, mostram o importante condicionante tectônico na individualização da Pedra do Baú. Esta feição e seu entorno estão protegidos e disciplinados, legalmente, por unidades de conservação de proteção integral (Monumento Natural Estadual da Pedra do Baú) e de uso sustentável (Área de Proteção Ambiental Estadual de Sapucaí-Mirim e Área de Proteção Ambiental Federal da Serra da Mantiqueira).

Palavras-chave: Pedra do Baú; Planalto de Campos do Jordão; Serra da Mantiqueira; denudação; tectônica rúptil; *Rift* Continental do Sudeste do Brasil

Pedra do Baú, São Bento do Sapucaí, State of São Paulo – An impressive landscape and record of the post-continental breakup tectonic and denudation events

Abstract - The Pedra do Baú, located in the São Bento do Sapucaí Municipality (State of São Paulo), on the southwestern edge of the Planalto de Campos do Jordão, is an impressive geomorphological feature of great scenic beauty in the landscape of the Serra da Mantiqueira. It comprises a series of rocky ridges called Ana Chata, Bauzinho and Pedra do Baú, the latter being the most famous, which reaches an altitude of 1,905 m, from where one can see the south of the Minas Gerais State, part of the Paraíba do Sul River Valley and the Campos do Jordão Plateau. They are constituted by gneisses of the Varginha-Guaxupé Complex and aligned according to the NE-SW direction, the same of the precambrian structures. The geological evolution of the Pedra do Baú is closely related to the tectonic and denudation processes that followed the continental breakup, especially the origin and evolution of the continental rift of southeastern Brazil (Paleogene). Successive reactivations along ancient shear zones, as evidenced by morphotectonic features and brittle structures, show the important tectonic control on the individualization of the Pedra do Baú. This area and its surroundings have been legally protected and regulated by conservation units of integral protection (State Natural Monument of the Pedra do Bau) and of sustainable use (State Environmental Protection Area of Sapucaí-Mirim and Federal Environmental Protection Area of Serra da Mantiqueira).

Key words: Pedra do Baú; Campos do Jordão Plateau; Serra da Mantiqueira; denudation; brittle tectonics; continental rift of southeastern Brazil

INTRODUÇÃO

A Pedra do Baú (Fig. 1), Município de São Bento do Sapucaí, é uma imponente feição geomorfológica situada na borda sudoeste do Planalto de Campos do Jordão, Serra da Mantiqueira. Constitui uma paisagem de grande beleza cênica, representativa das regiões elevadas e acidentadas do sudeste do Brasil. Considera-se aqui, de modo genérico, como Pedra do Baú, o conjunto de três formações ou cristas rochosas popularmente conhecidas, de nordeste para sudoeste, como Bauzinho, Pedra do Baú e Ana Chata.

Este conjunto encontra-se alinhado segundo a direção NE-SW que, por sua vez, é concordante com a estruturação geológica pretérita herdada do Neoproterozoico (*ca.* 600 Ma). A Pedra do Baú é a mais elevada delas; de seu ponto culminante a 1.905 metros de altitude, é possível avistar uma grande extensão do Planalto de Campos do Jordão, parte do Vale do Rio Paraíba do Sul e a porção sul do Estado de Minas Gerais (Fig. 2). A formação do Bauzinho, situada imediatamente a nordeste da Pedra do Baú, atinge 1.835 metros, enquanto Ana Chata, situada 0,5 km a sudoeste, 1.738 metros de altitude. Este conjunto de cristas rochosas constitui uma importante atração turística, visitada por praticantes de esportes radicais (alpinismo e vôo livre) ou pelos que buscam apenas lazer, constituindo-se importante atividade econômica para a região, em especial para o Município de São Bento do Sapucaí.

De acordo com a historiografia local, a Pedra do Baú foi denominada pelos primeiros habitantes de “Embahú” que, em tupi-guarani, significa “ponto de vigia”. Recebeu ainda o nome de Canastra (baú grande, onde se guardavam pertences), utilizado pelos tropeiros e caboclos da região. Os primeiros a escalarem seu cume foram os irmãos João e Antônio Teixeira de Sousa, em 1940. Dois anos mais tarde, o empresário Luiz Dumont Villares patrocinou a instalação das escadarias de ferro nas suas faces sul (Fig. 3) e norte, facilitando seu acesso. No topo da Pedra foi construído o primeiro abrigo de montanha do Brasil, do qual restou apenas sua fundação (Fundação Florestal, 2010).

Menções sobre a Pedra do Baú podem ser encontradas em trabalhos clássicos de geomorfologia (De Martonne, 1944; Ab’Sáber, 1954; Almeida, 1964), que, em geral, salientam o caráter de relevo residual dessa feição. A história evolutiva da Pedra do Baú está intimamente associada à do Planalto de Campos do Jordão, que registra importantes eventos tectônicos e denudacionais que se seguiram à ruptura continental entre Brasil e África, com destaque para a formação do *rift* continental do sudeste do Brasil durante o Paleógeno.

Recentemente, considerando a importância deste sítio geológico, o Conselho Estadual do Meio Ambiente

aprovou a criação do Monumento Natural da Pedra do Baú (Deliberação CONSEMA 26, de 26/10/2010), com vistas à sua maior preservação e uso sustentável. Em paralelo, o Conselho Estadual de Monumentos Geológicos (CoMGeo-SP), em outubro de 2011, aprovou a criação do Monumento Geológico da Pedra do Baú, o sexto do Estado de São Paulo.

LOCALIZAÇÃO

A Pedra do Baú está localizada no Município de São Bento do Sapucaí, região leste do Estado de São Paulo, entre as coordenadas 22° 41’ 02’’ e 22° 41’ 38’’ de latitude Sul e 45° 39’ 14’’ e 45° 40’ 16’’ de longitude Oeste (Fig. 4).

Partindo-se de São Paulo, o acesso é feito pelas rodovias Airton Senna/Carvalho Pinto (SP-070) ou Pres. Dutra (BR-116) até a altura de Taubaté; deste ponto toma-se a Rodovia Floriano Peixoto (SP-123) rumo Campos do Jordão. Para se acessar a face norte da Pedra do Baú toma-se a Rodovia Oswaldo Barbosa Guisardi (SP-046) até Santo Antônio do Pinhal e daí, segue-se pela Rodovia Monteiro Lobato (SP-050/MG-173) até São Bento do Sapucaí, donde, através de estrada vicinal pavimentada pelo Vale do Ribeirão do Paiol Grande, atinge-se a localidade de mesmo nome. O acesso à face sul da Pedra do Baú é feito através de estrada vicinal parcialmente pavimentada que parte do Bairro Jaguaribe, em Campos do Jordão. Em ambos os casos, o acesso ao topo da Pedra do Baú é feito por caminhadas em trilhas até a base das cristas rochosas. Deste ponto em diante, a subida é feita por meio de escadarias de ferro cravadas na rocha (Fig. 3).

DESCRIÇÃO DO SÍTIO

Contexto Geológico Regional

A região da Pedra do Baú está inserida no Setor Central da Província Mantiqueira (Almeida & Hasui, 1984), província estrutural que se estende pela região costeira, desde o sul da Bahia até o Uruguai. Na última versão do Mapa Geológico do Estado de São Paulo, escala 1:750.000, Perrotta *et al.* (2005) situaram as rochas da região no contexto do Terreno Socorro-Guaxupé e da Província Tocantins, aqui entendido como uma região de transição entre ambas as províncias. Neste setor estão expostos terrenos de natureza e idades variadas, dobrados e justapostos por zonas de cisalhamento transcorrentes de direção geral NE-SW, e abrigados no Orógeno Socorro-Guaxupé (Perrotta *et al.*, 2005). O Orógeno Socorro-Guaxupé (Fig. 5) expõe terrenos que se agregaram e se amalgamaram durante o Neoproterozoico (*ca.* 630-610 Ma), como resul-

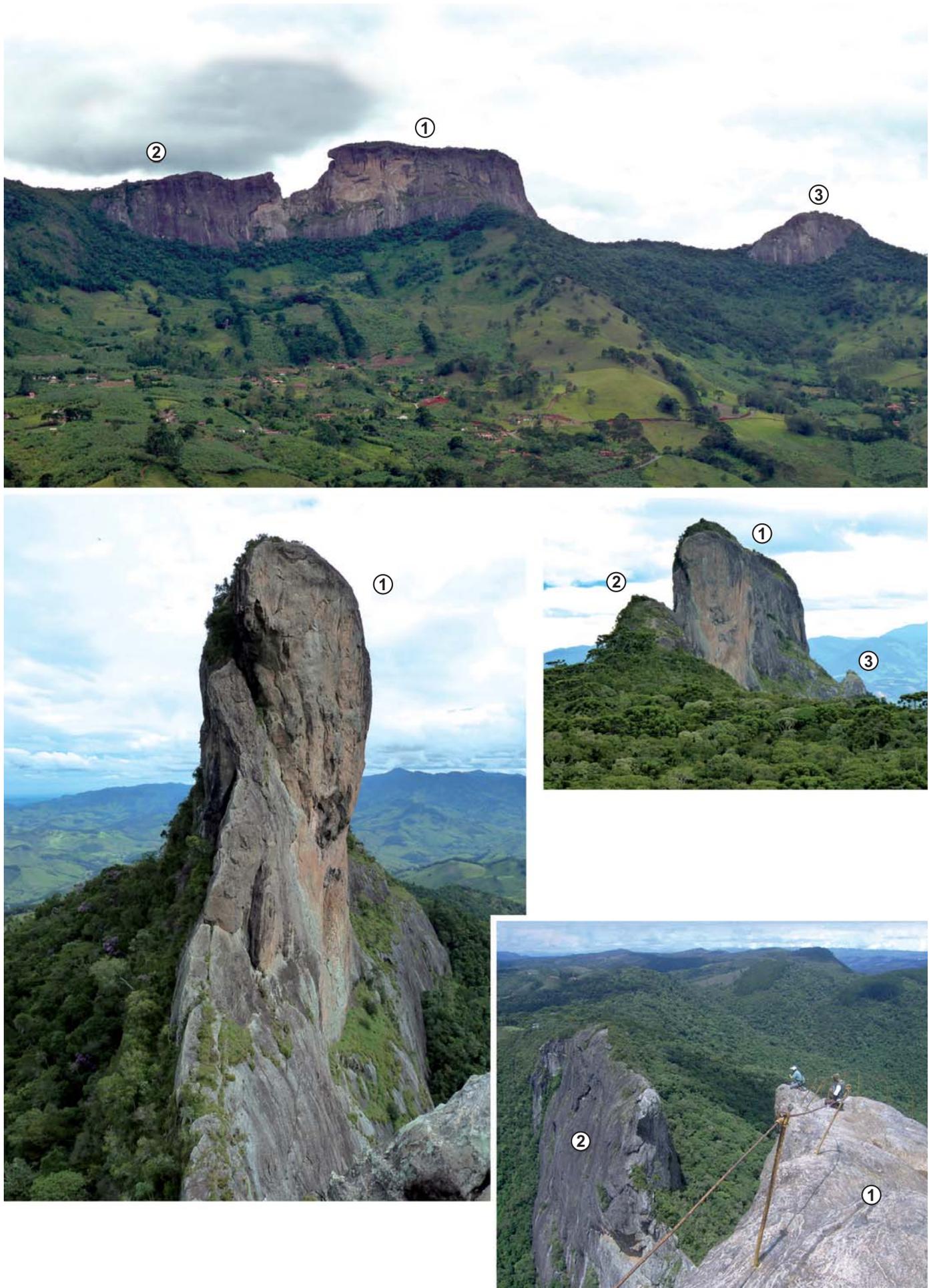


Figura 1 - Diferentes vistas da Pedra do Baú (1), Bauzinho (2) e Ana Chata (3). Fotos de S.T. Hiruma.
Figure 1 - Different views of the Pedra do Baú (1), Bauzinho (2) and Ana Chata (3). Photos by S.T. Hiruma.

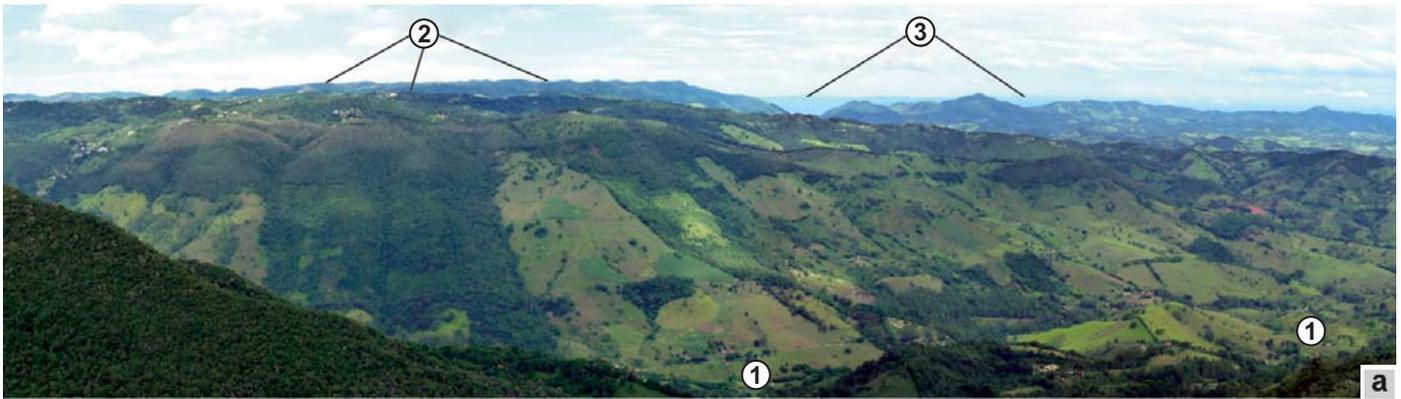


Figura 2 - (a) Vista do Vale do Ribeirão do Baú (1). Ao fundo, à esquerda, o Planalto de Campos do Jordão (2) e, à direita, a Serra do Mar (3). **(b)** Vista do Vale do Ribeirão do Paíol Grande (1) e da Serra da Coimbra (2). Fotos de S.T. Hiruma.

Figure 2 - (a) A view of the Ribeirão do Baú Valley (1). In the middle and background, on the left side of the photo, the Campos do Jordão Plateau (2) and in the background, on the right side, the Serra do Mar (3). **(b)** A view of the Paíol Grande Ribeirão Valley (1) and of the Serra da Coimbra (2). Photos by S.T. Hiruma.

Figura 3 - Escadas de ferro na face sul da Pedra do Baú. Foto de S.T. Hiruma.

Figure 3 - Iron steps on the south face of the Pedra do Baú. Photo by S.T. Hiruma.

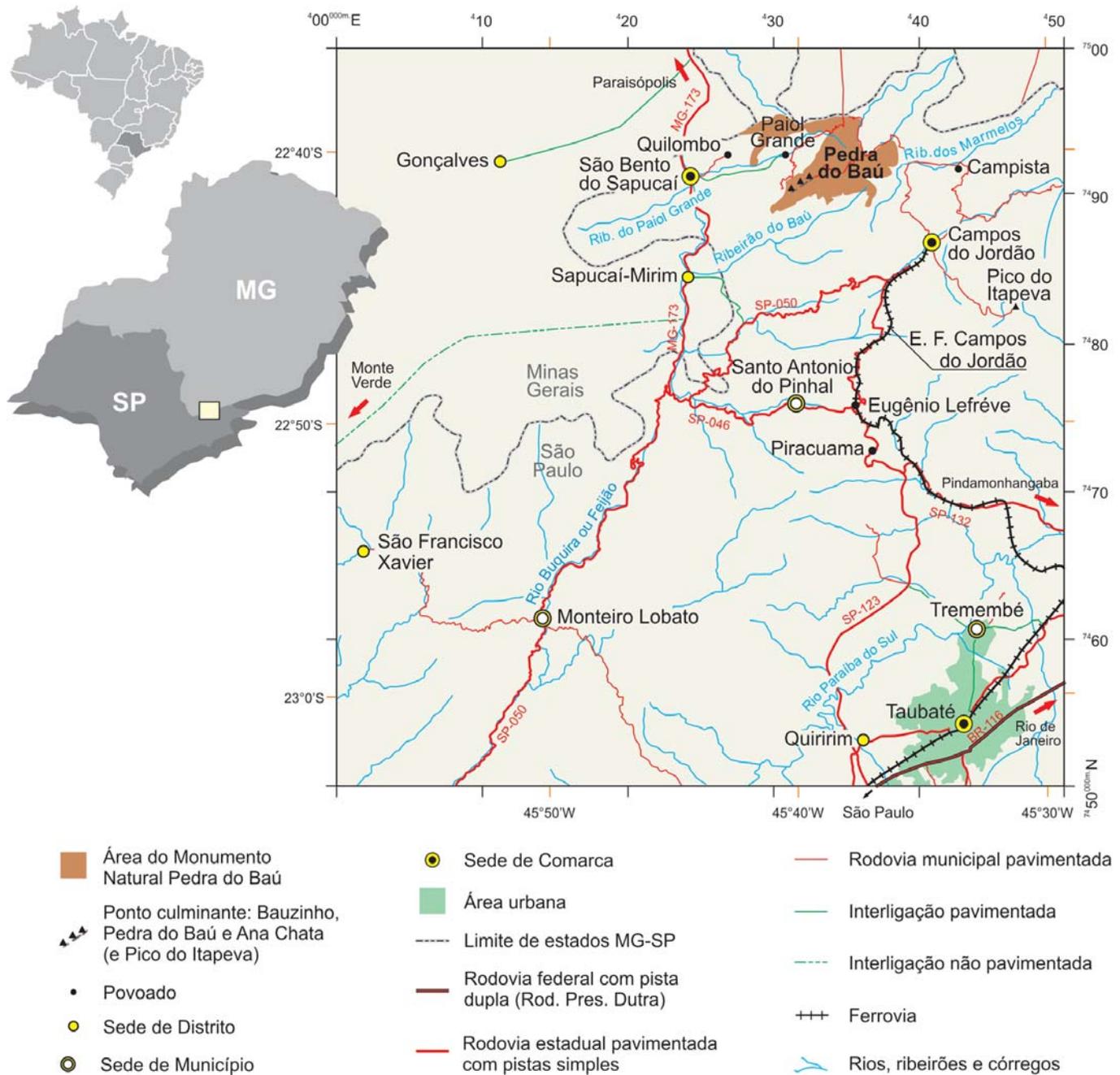


Figura 4 - Localização e acessos à região da Pedra do Baú.

Figure 4 - Location and routes to the Pedra do Baú region.

tado da convergência de blocos continentais cratônicos, situados do lado africano e do lado sul-americano ao largo do Oceano Adamastor (Hartnady *et al.*, 1985). Esse processo de convergência continental com fechamento oceânico foi acompanhado de subducção, com consumo de crosta e empilhamento de *nappes* e lascas crustais nas áreas continentais, acompanhado de granitogênese generalizada e espessamento crustal, que resultou, ao final, na amalgamação e consolidação do continente Gondwana Ocidental (Brito Neves & Cordani, 1991; Brito Neves *et al.*, 1999 e Campos Neto, 2000).

Entre o final do Jurássico e início do Cretáceo, o Gondwana Ocidental, já consolidado e estabilizado como parte do Supercontinente Pangea, entra em

processo de ruptura ao longo das antigas linhas de fraquezas proterozoicas (zonas de cisalhamentos) com direções NE-SW, permitindo a abertura do que hoje é o Oceano Atlântico, entre os continentes sul-americano e africano. Assim, os processos de convergência deram lugar aos divergentes, estabelecendo regimes de esforços eminentemente distensivos nas bordas das placas sul-americana e africana.

Do lado sul-americano, na região continental do sudeste do Brasil, com a continuidade da deriva continental e abertura oceânica, o basculamento de blocos atinge seu ápice com o rifteamento de boa parte da região da crosta onde se consolidara o Orógeno Mantiqueira (e, mais especificamente, o Orógeno Socorro-Guaxupé),

configurando-se, no Paleógeno, o *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Esta feição tectônica, desenvolvida como depressão alongada de direção ENE, paralelamente à linha de costa, estende-se de Curitiba (PR) a Barra de São João (RJ). No quadro atual, o *rift* pode ser subdividido em três segmentos (Riccomini *et al.*, 2004): (1) ocidental, que engloba a Bacia de Curitiba, as áreas de ocorrências das formações Alexandra e Pariqüera-Açu e os grábens de Guaraqueçaba, Sete Barras e Cananéia; (2) central, compreendendo as bacias de São Paulo, Taubaté, Resende e Volta Redonda, além das ocorrências menores de Bonfim e do Cafundó; (3) oriental, que encerra o Gráben da Guanabara, com as bacias de Itaboraí, Macacu e o gráben de Barra de São João. No segmento central do *rift*, este evento diastrófico cunhou como feição mais imponente o Gráben do Paraíba, que, em suas regiões ascendentes (*horsts*) deu lugar às serras da Mantiqueira, a noroeste, e do Mar, a sudeste, e, em sua região subsidente (*graben*) instalou-se a Bacia de Taubaté, preenchida por sedimentos erodidos das regiões alçadas, e, mais tardiamente, a calha fluvial meandrante do Rio Paraíba do Sul.

Concomitantemente, o sudeste do Brasil também foi afetado por pulsos de magmatismo alcalino durante o Cretáceo Inferior (estágio *rift* nas bacias marginais atlânticas), Cretáceo Superior (estágio oceânico da margem atlântica) e Paleógeno (evolução do *rift* continental no sudeste do Brasil). Conforme Riccomini *et al.* (2005), a distribuição das rochas alcalinas mostra um

nítido controle tectônico do magmatismo por antigas descontinuidades crustais, por onde ocorreria a subida de material mantélico.

O Planalto de Campos do Jordão.

O Planalto de Campos do Jordão (Fig. 6), situado no leste de São Paulo e sul de Minas Gerais, constitui um planalto cristalino tectonicamente alçado a mais de 2.000 m de altitude (Almeida, 1964). Em suas porções mais elevadas, De Martonne (1944) reconheceu remanescentes da superfície dos *campos*, também identificada nos altos da Bocaina (Ab'Sáber & Bernardes, 1958), e considerada mais antiga que a superfície das *cristas médias* (Japi). Freitas (1951) e Almeida (1964) consideraram que essa superfície corresponderia, na realidade, à superfície Japi, deformada e soerguida em vários níveis - ideia incorporada em trabalhos posteriores. Ressalta-se, no entanto, que a origem, distribuição e idade dessas superfícies são temas ainda muito controversos. Idades de traços de fissão em apatitas de amostras coletadas em altitudes semelhantes, nos flancos opostos do *rift* continental do sudeste do Brasil (Hiruma *et al.*, 2010), nos planaltos de Campos do Jordão (92 ± 10 e 112 ± 12 Ma, 1.939 e 1.785 m respectivamente) e da Bocaina (222 ± 23 e 268 ± 58 Ma, 1.885 e 1.892 m), mostraram-se muito contrastantes, evidenciando histórias denudacionais distintas. Embora as idades em Campos do Jordão ainda sejam preliminares, os resultados indicam idades

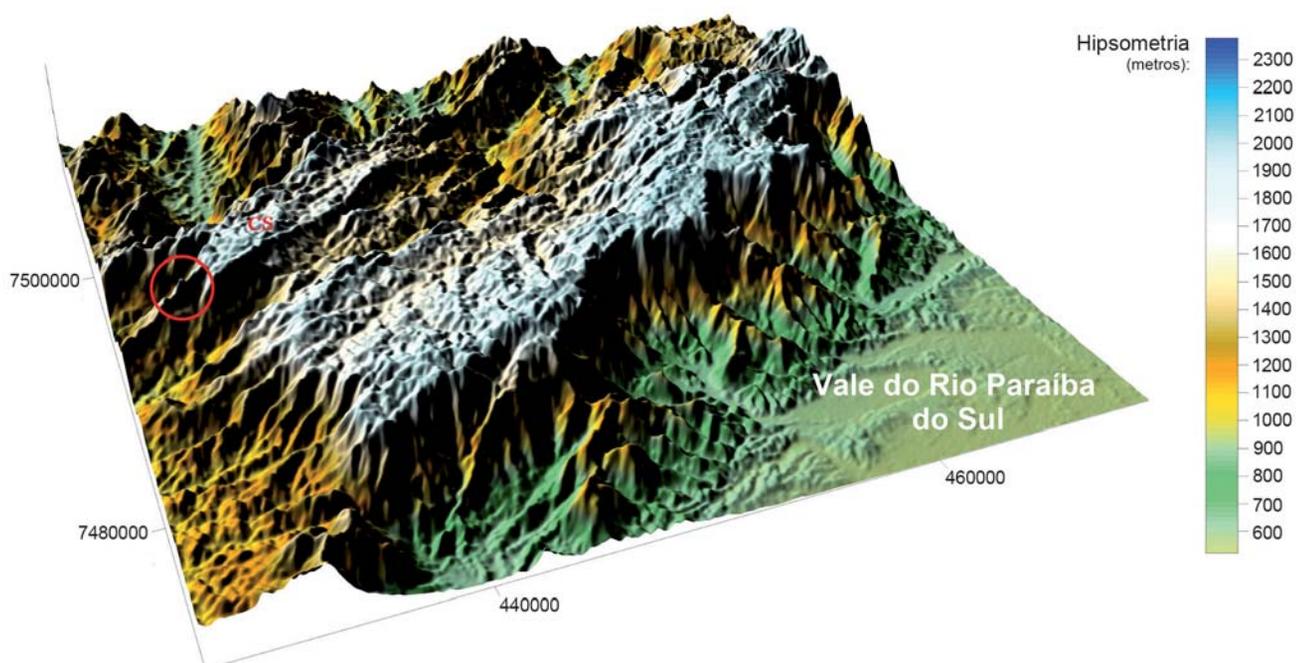


Figura 6 - O Planalto de Campos do Jordão e os campos do Serrano (cs). O círculo vermelho destaca a região da Pedra do Baú.

Figure 6 - The Campos do Jordão Plateau and the campos do Serrano (cs). The red circle indicates the Pedra do Baú region.

muito mais antigas na Bocaina. Os limites do planalto são essencialmente tectônicos (Hasui *et al.*, 1978, Modenesi, 1988), determinados por falhas transcorrentes neoproterozoicas a eopaleozoicas com direção ENE, reativadas durante o Cenozoico. A borda sudeste do planalto, ao longo da escarpa da Serra da Mantiqueira, coincide, aproximadamente, com a Zona de Cisalhamento de Jundiuvira (Hasui *et al.*, 1978), enquanto sua borda noroeste é marcada pelo traçado da Falha do Paiol Grande (Hasui *et al.*, 1978) ou de São Bento do Sapucaí (Cavalcante *et al.*, 1979). Almeida (1964) relata que os principais coletores do planalto, como o Rio Sapucaí-Mirim, apresentam traçados quase normais às estruturas regionais, fluindo de sul para norte, enquanto a drenagem de menor hierarquia é essencialmente subsequente, concordante com os principais lineamentos estruturais de direção ENE.

A individualização do planalto está relacionada com os processos de instalação e evolução do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Paleógeno), que tiveram início a partir da reativação de antigas zonas de cisalhamento, que passaram a atuar como falhas rúpteis de componente normal.

O planalto foi submetido a sucessivos pulsos de soerguimento até atingir sua posição atual, acima de 2.000 m. A análise morfotectônica do frontão sudeste do planalto (Hiruma *et al.*, 2001; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002) evidenciou uma superposição de regimes de esforços neotectônicos semelhantes aos observados em áreas vizinhas, como o Vale do Rio Paraíba do Sul e a região do Alto Estrutural de Queluz. Um regime inicial compressivo NW - SE, compatível com um binário transcorrente destal de direção E - W (Neopleistoceno a Holoceno), teria sido sucedido por outro distensivo E - W a NW-SE, evidenciado por falhas normais de direção NE - SW (Holoceno). Esta sucessão seria fechada por um regime de esforços compressivos de direção E-W a NW-SE, compatível com o regime atual de esforços, identificado a partir de dados geofísicos (Assumpção, 1992). A atividade neotectônica é expressa no relevo por fenômenos de captura de drenagem, rios em gancho, vales assimétricos, escarpas retilíneas, facetas triangulares e trapezoidais, anfiteatros suspensos, *shutter ridges* e divisores pouco nítidos (Modenesi, 1988; Hiruma *et al.*, 2001; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002). Para Almeida (1976), o soerguimento final da Mantiqueira teria ocorrido durante o Quaternário, concomitante ao incremento dos rejeitos verticais ao longo do *rift*, entulhamento das bacias, acentuação do basculamento dos testemunhos da Superfície Japi e à importante dissecação erosiva, tanto das vertentes meridional da Serra do Mar e setentrional da Mantiqueira, quanto da borda sudeste da Bacia do Paraná. Histórias térmicas obtidas a partir da

análise termocronológica de traços de fissão em apatitas seriam condizentes com episódios de soerguimento e de denudação, associados às fases de magmatismo alcalino e à formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Hiruma *et al.*, 2010).

Análises mineralógicas e micromorfológicas de perfis de intemperismo profundo evidenciaram fases de laterização de diferentes intensidades, que refletem os ajustes às mudanças ambientais provocadas pelo ritmo de soerguimento do planalto até sua posição atual (Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2011). A fase de laterização mais intensa (alitização), reconhecida nos materiais mais superficiais e antigos, estaria relacionada a climas tropicais existentes antes da formação do *rift*, em altitudes menos elevadas. Por outro lado, a fase de monossilitização, observada nos materiais mais profundos, corresponderia a climas menos agressivos, vigentes após a acentuação do soerguimento do planalto (Neógeno). Lateritas aluminoferruginosas, observadas acima de 1.800 m, e latossolos vermelhos retrabalhados nas vertentes do nível topográfico de 1.800-1.820 m corresponderiam a remanescentes de um manto ferralítico, formado sob condições e processos vigentes antes da acentuação do soerguimento do planalto (Modenesi, 1983).

Durante o Quaternário, a sobrelevação do planalto a altitudes acima de 2.000 m propiciou condições de clima de altitude, originando um sistema de paisagem típico - os *altos campos* (Modenesi, 1983, 1988) -, caracterizado por um mosaico de mata e campo adaptado às formas de relevo e à distribuição dos materiais superficiais. Os campos recobrem os topos de interflúvio e o setor convexo das vertentes, enquanto a mata ocupa as vertentes retilíneas e os anfiteatros de erosão. Variações associadas a diferenças litológicas e ao grau de dissecação do relevo permitiram individualizar três unidades nesse geossistema: campos do Jordão, campos do Serrano e campos de São Francisco. Nesse contexto, a Pedra do Baú situa-se no extremo sudoeste dos campos do Serrano.

A Pedra do Baú

• Geologia Local

Os estudos pioneiros e com abordagem pormenorizada sobre a geologia da região do sul de Minas Gerais e leste de São Paulo foram realizados por Heinz Ebert, no início da década de 1950, com síntese dos resultados publicados em Ebert (1968, 1971). Resumidamente, o autor enfeixou as rochas da região da Pedra do Baú no que denominou de Grupo Paraíba, constituído de *metagrauvas*, *paragnais* e *metarcóseos*. Em trabalho clássico sobre os fundamentos do relevo paulista, Almeida (1964)

descreveu, no vale do Rio Sapucaí-Mirim, gnaisses graníticos com estruturas planares orientadas entre N50-55°E, com mergulhos verticais a subverticais e sugestivos de dobramentos cerrados. Hasui *et al.* (1978) mantiveram a denominação Grupo Paraíba de Ebert (1968, 1971) e identificaram, na região, migmatitos complexos com predomínio de estruturas estromatíticas dobradas e redobradas. Cavalcante *et al.* (1979) discriminaram, nesta região, uma faixa essencialmente migmatítica, limitada entre as falhas do São Bento do Sapucaí (ou do Paiol Grande, Hasui *et al.*, 1978), a noroeste, e a do Sapucaí-Mirim, a sudeste, onde ocorreriam migmatitos predominantemente estromatíticos (do tipo “São Bento do Sapucaí”), que incluíram no Complexo Paraisópolis. Outra faixa, limitada tectonicamente a sudeste com esta última pela Falha do Sapucaí-Mirim, e que se prolonga até a Falha de Campos do Jordão, seria constituída por biotita-gnaisses, quartzitos e mármorees parcialmente migmatizados, incluídos no Complexo Campos do Jordão. Campos Neto (1991) incluiu as rochas da região na *Nappe* de Empurrão Socorro-Guaxupé, constituída de terrenos alóctones cavalgados e empilhados. Morais *et al.* (1999) incluíram as rochas da região no Domínio (da *nappe*) Socorro-Guaxupé e identificaram nos complexos Paraisópolis e Campos do Jordão (Cavalcante *et al.*, 1979) o predomínio de (granada)-hornblenda-biotita gnaisses e de (granada)-biotita gnaisses protomiloníticos, respectivamente. Morais *et al.* (1999), entretanto, incluíram as rochas do Complexo Campos do Jordão (Cavalcante *et al.*, 1979) no Complexo Piracaia (Campos Neto & Basei, 1983). Perrotta *et al.* (2005), por sua vez, agruparam as unidades rochosas da região em uma única Unidade Ortognáissica Migmatítica Intermediária, pertencente ao Complexo Varginha-Guaxupé, no contexto do Orógeno Socorro-Guaxupé.

Neste trabalho, a Unidade Ortognáissica Migmatítica Intermediária (NPvog, Fig. 5, 7a) foi subdividida em outras duas: (NPvog₁) - ortognaisses com predomínio de anfibólitos (hornblenda) sobre os minerais micáceos (biotita) e (NPvog₂) - ortognaisses com predomínio de biotita sobre a hornblenda, com frequentes intercalações de ortoquartzitos, rochas máficas/ultramáficas e calciossilicatadas.

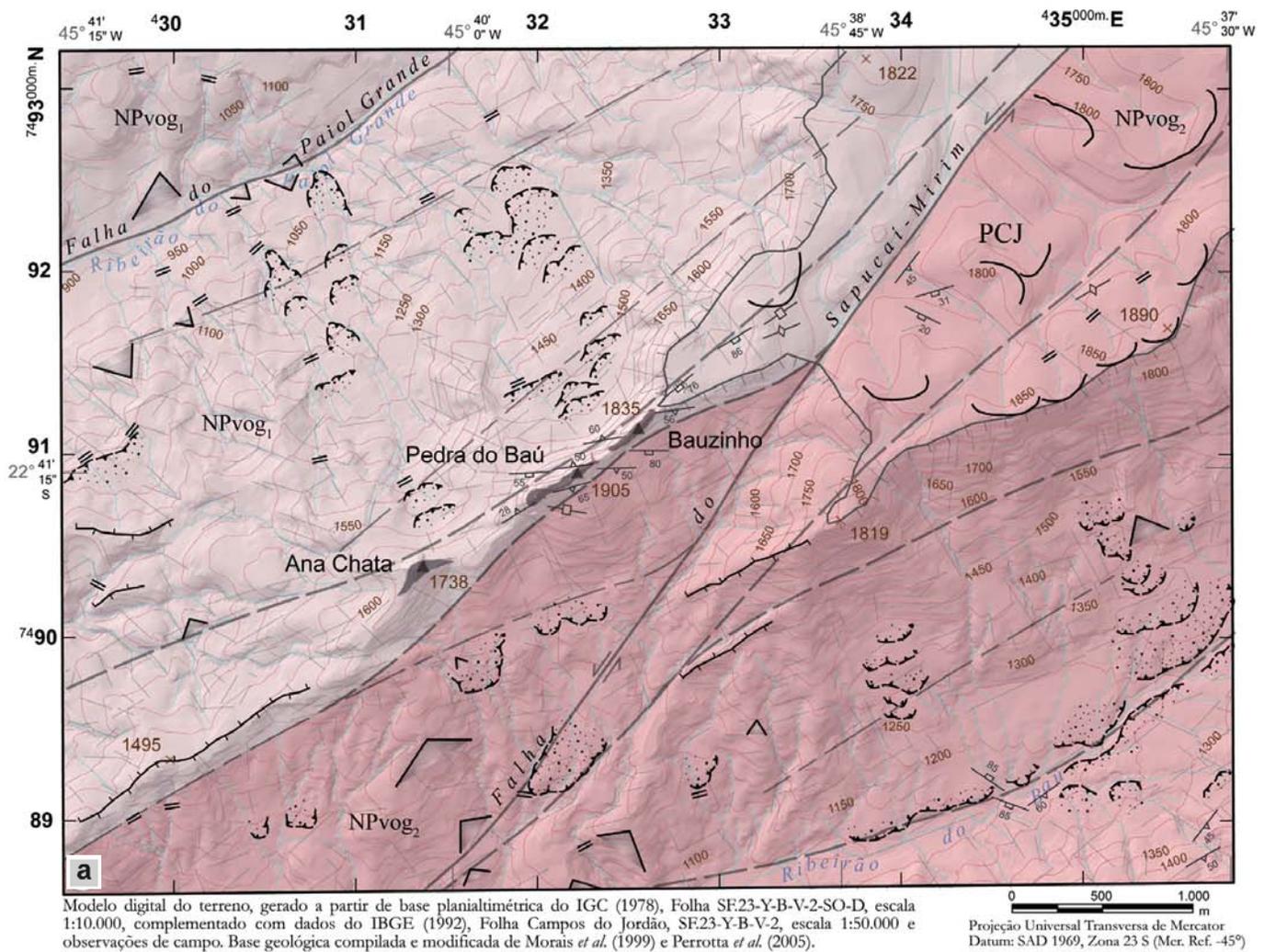
A primeira subunidade (NPvog₁) ocorre em toda a porção noroeste da área, incluindo o conjunto de cristas rochosas do Baú e parte do Planalto de Campos do Jordão. Constitui-se de (granada)-hornblenda-biotita gnaisses bandados, estromáticos a localmente nebulíticos, dobrados e redobrados, transpostos e milonitizados; apresentam composição granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica, com níveis anfibolíticos e, localmente, de rochas ultrabásicas. A segunda subunidade (NPvog₂) ocorre imediatamente a sudeste do conjunto de cristas,

limitada pela Falha do Sapucaí-Mirim e suas ramificações, e se estende por toda porção sudeste da área. Constitui-se de (granada)-biotita-hornblenda gnaisses protomiloníticos bandados, estromáticos a nebulíticos de composição granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica; frequentemente, apresentam intercalações de ortoquartzitos, anfibolitos, hornblenda gnaisses e rochas calciossilicatadas.

O bandamento gnáissico, na região da Pedra do Baú, é dado por bandas claras e escuras alternadas, com espessuras milimétricas a centimétricas. As bandas claras, geralmente mais delgadas e róseas, são ricas em quartzo, K-feldspatos, além de biotita, hornblenda e minerais escuros como acessórios. Apresentam-se com texturas pegmatíticas ou graníticas, quando evoluem para lentes ou bolsões, preferencialmente alongados segundo a direção do bandamento, podendo atingir comprimentos de alguns metros e espessuras decimétricas. As bandas escuras, geralmente mais espessas, exibem coloração cinza-escuro esverdeado, são mais ricas em plagioclásios que feldspatos potássicos, ao lado do quartzo, hornblenda, biotita e, mais raramente, granada. Apenas localmente, “filmes” de rochas de composição básica ou diorítica restam preservados e alinhados com a foliação principal. A textura predominante é granolepidoblástica porfirítica, com destaque para megacristais de K-feldspatos, que se sobressaem na matriz rica em plagioclásios. O bandamento gnáissico apresenta estruturas estromatíticas predominantes (Fig. 8a), com feições nebulíticas localizadas e raras. Apresenta-se dobrado e redobrado (Fig. 8a, b), com dobras cerradas de pouco espessamento apical, fechadas até abertas, quando redobradas. Os eixos das dobras apresentam caimentos entre 30-40° para SW e, secundariamente, para NE. Seus planos axiais caem entre 50-90°, ora para SE, ora para NW, com predomínio desta última direção nas cristas do Baú. O pacote é frequentemente cortado por veios quartzo-feldspáticos (Fig. 8a, b), às vezes com texturas aplíticas, com espessuras milimétricas a centimétricas, oblíquos ou até ortogonais ao bandamento gnáissico, discriminando-se uma fase em estado rúptil-dúctil, parcialmente concordante com os dobramentos, e, pelo menos outras duas, eminentemente rúpteis, associadas a fraturas conjugadas, cujas relações indicam vetores máximos compressivos, ora subverticais e ora subhorizontais.

• Geologia Estrutural

A região da Pedra do Baú é atravessada por dois sistemas de falhas principais de direção geral N50-60°E. A noroeste do conjunto de cristas do Baú (Fig. 7a) ocorre a Falha do Paiol Grande (ou do São Bento do Sapucaí), onde se encaixa a drenagem de mesmo nome, que corta o



LEGENDA

UNIDADES LITOLÓGICAS

Complexo Varginha-Guaxupé

Unidade ortognáissica intermediária (NPvog)

NPvog₁ Predomínio de (granada)-hornblenda-biotita gnaisses bandados, estromáticos a nebulíticos, dobrados e redobrados, transpostos e milonitizados; de composição granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica, com níveis anfibolíticos e, localmente, de rochas ultrabásicas.

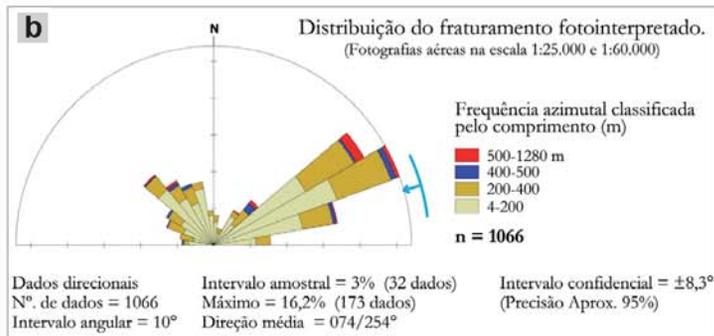
NPvog₂ Predomínio de (granada)-biotita-hornblenda gnaisses protomiloníticos bandados, estromáticos a nebulíticos de composição granodiorítica, granítica, sienítica e monzonítica; frequentemente com intercalações de ort quartzitos, anfíbolitos, hornblenda gnaisses e rochas calciossilicatadas.

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- Bandamento gnáissico inclinado, com valor do mergulho, ou vertical; geralmente associado à foliação milonítica ou fraturamento sub-paralelo
- Fratura inclinada, com valor do mergulho, ou vertical. Compreendem falhas com rejeitos centimétricos e juntas, localmente abertas
- Falha direcional comprovada ou inferida, quando tracejada
- Fratura fotointerpretada
- Lineamento fotogeológico

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

- Rios, ribeirões e córregos
- Curva de nível com equidistância de 50 metros
- × 1495 Ponto cotado e seu valor altimétrico (m)
- ▲ Ponto culminante da crista e seu valor altimétrico (m)



CONVENÇÕES GEOMORFOLÓGICAS

- Limite escarpado do Planalto de Campos do Jordão (PCJ)
- Cristas rochosas, com destaque para o conjunto de cristas da Pedra do Baú
- Anfiteatro de erosão
- Faceta triangular
- Knickpoint
- Depósitos de tálus, geralmente superpostos e suspensos

Figura 7 - (a) Mapa morfotectônico da região da Pedra do Baú. **(b)** Distribuição das fraturas fotointerpretadas.
Figure 7 - (a) Morphotectonic map of the Pedra do Baú region. **(b)** Distribution of the photointerpreted fractures.



Figura 8 - (a) Gnaiss bandado cortado por veios quartzo-feldspáticos (Baú). **(b)** Gnaiss com dobras fechadas a cerradas (Bauzinho). **(c)** Facetas triangulares ao longo do Vale do Ribeirão do Baú. **(d)** Depósitos de tálus no sopé da Pedra do Baú. **(e)** Latossolos vermelhos retrabalhados (campos do Serrano). Fotos de S.T. Hiruma.

Figure 8 - (a) Banded gneiss cut by quartz-feldspar veins (Baú). **(b)** Banded gneiss with close to tight folds (Bauzinho). **(c)** Triangular facets along the Ribeirão do Baú Valley. **(d)** Talus deposits on the footslope of the Pedra do Baú. **(e)** Reworked red latosols (campos do Serrano). Photos by S.T. Hiruma.

domínio de ortognaisses com predomínio de hornblenda (NPvog₁). Imediatamente a sudeste do conjunto de cristas ocorre a Falha do Sapucaí-Mirim, com suas ramificações, que corta o domínio dos ortognaisses com predomínio de biotita (NPvog₂), e limita esta unidade com a anterior (NPvog₁). Em um contexto regional, essas falhas e suas ramificações situam-se entre duas zonas de cisalhamento: Jundiuvira, a sudeste de Campos do Jordão (Fig. 5) e direção N60-70°E, coincidente, grosso modo, com o limite do Planalto de Campos do Jordão, e a de Camanducaia, imediatamente a noroeste da cidade de mesmo nome, em Minas Gerais, de direção N40-50°E, que limita as rochas do Grupo Paraíba com aquelas do Complexo Amparo, ao norte (Almeida *et al.*, 1981).

De acordo com a análise de sensores remotos, fotografias aéreas nas escalas 1:25.000 (Secretaria de Agricultura – SP, 1973) e 1:60.000 (USAF, 1966), o fraturamento nas unidades rochosas da região da Pedra do Baú é bem marcado pelas direções ENE-WSW e NW-SE (Fig. 7b). A primeira direção, com máximos entre N50-70°E, reflete o *trend* regional e, mais especificamente, a direção das principais falhas que cortam a área. Por outro lado, esta direção pode-se confundir com a foliação metamórfica ou com o bandamento gnáissico, uma vez que, na maioria dos casos, o bandamento ocorre associado a uma foliação milonítica pretérita. Esta foliação constituiu planos de fraqueza para que reativações tardias ou mais jovens fossem instaladas subparalelamente, como fraturas com espaçamentos centimétricos a decimétricos e, por vezes, milimétricos. A segunda direção tem máximos situados entre N30-50°W e é bastante evidenciada no padrão de drenagem retangular e, também, no padrão levemente sinuoso das cristas rochosas, que se desenvolvem principalmente de NE para SW. Apesar de menos evidentes que as direções NE-SW, herdadas de processos neoproterozoicos, as direções NW-SE devem ter se tornado mais expressivas durante os processos de rifteamento, concomitantes à abertura do Oceano Atlântico (final do Triássico), reativadas/neoformadas quando da instalação e deformação do *rift* continental.

O conjunto de cristas que se estende de NE para SW, a partir do Bauzinho e à frente dos limites do Planalto de Campos do Jordão, serpenteia suavemente, ora para NW e ora para SE, até que se desfaz nos fundos do vale do Rio Sapucaí-Mirim, ao norte da cidade de mesmo nome, em Minas Gerais, a altitudes pouco superiores a 850 metros. Enquanto as direções NE-SW determinaram a disposição espacial dos litotipos, como o alto empinamento das camadas e sua direção preferencial ao redor de N50-70°E, as direções NW-SE foram responsáveis por inflexões locais dessas direções, geralmente associadas com planos de falhas oblíquas e com rejeitos destrais,

que também provocaram variações sobre o mergulho e direção de caimento originais das camadas. Feição marcante associada a esta direção refere-se ao desmantelamento da crista, que resultou na individualização das formações rochosas da Pedra do Baú, Bauzinho e Ana Chata. Este fato é mais notável nas encostas voltadas para noroeste, onde grandes anfiteatros foram palco para a deposição de detritos associados a processos gravitacionais (coluviões e tálus), oriundos das porções mais altas, onde ocorreu a desagregação e erosão de segmentos edentados (Fig. 1a) pelo arranjo de fraturas NW-SE e NE-SW.

Os frontões voltados para NW da Pedra do Baú e Bauzinho têm superfície ondulada, desenvolvendo um perfil sigmóide (Fig. 1b, d). Esta feição resultou da interseção entre o bandamento subvertical e um sistema de fraturas conjugadas de direção subparalela a este último e caimento entre 60-80°, para NW, e entre 80-90°, para SE. Nos frontões voltados para o lado oposto, o deslocamento ou isolamento de blocos ocorre preferencialmente acompanhando o bandamento gnáissico. Quando observados à distância, os frontões parecem apresentar bandamento gnáissico subhorizontal, com mergulhos suaves para SW. Esta feição, aparente e enganosa, é devida à interseção entre as paredes dos frontões com os flancos das dobras, cujos eixos têm direção preferencial de caimento para SW.

• Geomorfologia

Trabalhos clássicos de geomorfologia já citavam a Pedra do Baú, geralmente condicionando sua preservação e imponência à presença de rochas mais resistentes e caracterizando-a como um relevo residual. De Martonne (1944), em seu trabalho “Problemas morfológicos do Brasil Atlântico”, compara a Pedra do Baú a feições do tipo “pão-de-açúcar”. Tais feições derivariam de rochas menos sensíveis à decomposição química e à desagregação mecânica; a preservação dependeria também de sua posição geográfica em relação aos talwegues. Na Pedra do Baú, em especial, o cume em forma de plataforma suspensa estaria relacionado à presença de “gnaisses sub-horizontais dos quais um banco mais resistente forma como que um solidéu” (De Martonne, 1944). Ab’Sáber (1954), ao discutir a geomorfologia do Estado de São Paulo, refere-se à Pedra do Baú como uma “crista de rochas granitizadas, de granulação fina resistente”. Almeida (1964), em sua obra “Fundamentos geológicos do relevo paulista”, considera que os cimos mais elevados do Planalto de Campos do Jordão, representados pela Pedra do Baú e pelos picos do Imbirí e Itapeva, corresponderiam a remanescentes da superfície Japi, preservados em rochas mais resistentes.

Ressalta-se que o fator litológico não é o preponderante na preservação e imponência da Pedra do Baú, uma vez que não existe variação significativa entre as rochas presentes na feição e em seu entorno. O controle tectônico e estrutural, aliado a sua posição geográfica de borda de planalto, seriam os principais fatores para sua individualização.

A Pedra do Baú, em sentido amplo, constitui um conjunto de cristas rochosas, que engloba, de nordeste para sudoeste, as formações denominadas de Bauzinho, Pedra do Baú e Ana Chata, cujos pontos culminantes atingem, respectivamente 1.835, 1.905 e 1.738 m, de acordo com a Carta Topográfica de Campos do Jordão, escala 1:50.000 (IBGE, 1984). Apresentam paredões rochosos íngremes, com declividades superiores a 45° e setores com declividade negativa, podendo atingir desníveis de, aproximadamente, 200 m. A Pedra do Baú caracteriza-se como um prolongamento rochoso da borda escarpada sudoeste do Planalto de Campos do Jordão (unidade dos campos do Serrano), intensamente dissecada pela drenagem subsequente dos ribeirões Paiol Grande e do Baú, afluentes do Rio Sapucaí-Mirim. Nos campos do Serrano (Modenesi, 1988), situado a noroeste das cabeceiras dos ribeirões dos Marmelos e do Baú, a paisagem típica dos *altos campos*, representada pelo mosaico de mata e campo, está presente apenas nas porções menos dissecadas, acima de 1.750 m. Nas vertentes do nível topográfico de 1.800-1.820 m ocorrem perfis de latossolos retrabalhados (Fig. 8e), que evidenciam a presença pretérita de um manto ferralítico (Modenesi, 1983), formado sob condições mais intensas de laterização em altitudes menos elevadas.

O desnível topográfico entre o topo da Pedra do Baú e o fundo dos vales dos córregos do Paiol Grande e do Baú é acentuado, da ordem de 800-900 m. Nas vertentes desses vales, espessos depósitos de tálus (Fig. 7a, 8d) e de colúvios, geralmente superpostos e suspensos, testemunham a recorrência dos movimentos de massa. Tais depósitos gravitacionais, caracteristicamente mal selecionados e com blocos e matações métricos, são mais expressivos na base da face norte da Pedra do Baú, onde o arranjo das estruturas rúpteis e do bandamento gnáissico favoreceram sua deposição.

Feições morfotectônicas como facetas triangulares (Fig. 7a, 8c) e *knickpoints*, ao longo dos vales dos ribeirões do Baú e Paiol Grande, e anfiteatros de erosão suspensos nos campos do Serrano, alinham-se segundo a direção NE-SW. No frontão sudeste do Planalto de Campos do Jordão, tais feições estão, geralmente, associadas a falhas com componente normal, geradas sob regimes de esforços distensivos NW-SE, atuantes durante a evolução do *rift* (Hiruma *et al.*, 2001; Modenesi-Gauttieri *et al.*, 2002). Nesse mesmo setor do planalto, capturas de

drenagem, *shutter ridges* e divisores pouco nítidos estão associados a falhas transcorrentes de direção NW-SE, provavelmente também responsáveis pela fragmentação da crista rochosa e individualização das formações da Pedra do Baú, Bauzinho e Ana Chata.

SINOPSE SOBRE A ORIGEM, EVOLUÇÃO GEOLÓGICA E IMPORTÂNCIA DO SÍTIO

A região da Pedra do Baú está situada no Setor Central da Província Mantiqueira, onde estão expostos terrenos de natureza e idades variadas, dobrados e justapostos por zonas de cisalhamento transcorrentes, de direção geral NE-SW, e abrigados no Orógeno Socorro-Guaxupé. Este orógeno é constituído de terrenos que se agregaram e se amalgamaram durante o Neoproterozoico (*ca.* 630-610 Ma), como resultado da convergência de blocos continentais cratônicos, situados do lado africano e do lado sul-americano, resultando na amalgamação e consolidação do continente Gondwana, como parte do supercontinente Pangea. As macrofeições do relevo do sudeste do Brasil refletem essa estruturação antiga de direção NE-SW, associada às zonas de cisalhamento e às foliações metamórficas, que constituíram zonas de fraqueza preferenciais para as reativações tectônicas cenozoicas.

Entre o final do Jurássico e início do Cretáceo, o supercontinente Pangea entra em processo de ruptura ao longo das antigas linhas de fraquezas proterozoicas. Na região sudeste do Brasil, durante o Paleógeno, com o continuar da deriva continental e abertura do Oceano Atlântico, parte da crosta continental entra em processo de rifteamento dando origem ao *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, em cujo segmento central se situa o Gráben do Paraíba. A individualização do Planalto de Campos do Jordão, como um bloco tectônico alçado a mais de 2.000 m, está intimamente relacionada a esses eventos.

Variações na intensidade dos processos de laterização no planalto registram as mudanças ambientais causadas pelos pulsos de soerguimento desde o Paleógeno. Durante o Neógeno e o Quaternário, sucessivas reativações tectônicas e fases de soerguimento são testemunhadas pela presença de estruturas rúpteis e feições morfotectônicas associadas, como facetas triangulares, *knickpoints*, *shutter ridges*, escarpas retilíneas, capturas de drenagem, entre outras. A evolução quaternária sob as novas condições de clima de altitude promoveram o surgimento de uma paisagem peculiar nos altos da Mantiqueira: o geossistema dos *altos campos*.

A mudança dos níveis de base promoveu intensa erosão remontante ao longo dos ribeirões subsequentes do Baú e do Paiol Grande, causando o festonamento da

borda sudoeste do planalto, condicionada principalmente pelo arranjo das estruturas rúpteis, e individualizando as cristas rochosas da Pedra do Baú. A sucessão de depósitos de tálus e de colúvios no sopé da Pedra do Baú registra a pujança dos processos gravitacionais responsáveis pela desnudação e exposição dessa feição.

A Pedra do Baú constitui uma paisagem de grande beleza cênica. Sua posição topográfica elevada, na borda do Planalto de Campos do Jordão, permite que ela seja vista de vários municípios. Trata-se de uma importante atração turística e de fácil acesso, com grande potencial para o geoturismo e que ilustra a atuação de diversos processos geológicos e geomorfológicos, desde o pré-cambriano até os dias atuais.

MEDIDAS DE PROTEÇÃO

A região da Pedra do Baú e seu entorno ainda encontram-se bem preservados. Ressalta-se, no entanto, o frágil equilíbrio dessa paisagem, registrado pela superposição de depósitos de tálus e de colúvios nas vertentes, principalmente em sua face norte. A preservação desse importante sítio geológico depende de um disciplinamento do uso e ocupação do solo, prevenindo a deflagração e/ou aceleração de processos geomorfológicos. Nesse sentido, o sítio geológico está inserido em unidades de conservação (UCs) de proteção integral e de uso sustentável, em níveis estadual e federal (Fig. 9), que regulamentam o uso e ocupação de setores da Serra da Mantiqueira, bem como da Pedra do Baú.

A área da Pedra do Baú e seu entorno está contida na Área de Proteção Ambiental Federal da Serra da Mantiqueira, criada pelo Decreto Federal nº 91.304 em 3 de junho de 1985, e que teve sua área estendida sobre todo o Município de São Bento do Sapucaí pela Lei nº 9.097, de 19 de setembro de 1995. Esta UC tem por finalidade conservar o conjunto paisagístico e a cultura regional, bem como proteger parte de uma das maiores cadeias montanhosas do sudeste brasileiro, a flora endêmica e andina, os remanescentes dos bosques de araucária, a continuidade da cobertura vegetal do espigão central e das manchas de vegetação primitiva e a vida selvagem, principalmente as espécies ameaçadas de extinção.

A Pedra do Baú também está integralmente contida na Área de Proteção Ambiental Estadual de Sapucaí-Mirim, criada pelo Decreto Estadual nº 43.285 de 3 de julho de 1998. Esta APA tem por finalidade proteger a Serra da Mantiqueira e os remanescentes de vegetação nativa e a fauna a ela associada e os recursos hídricos, em especial, as nascentes do Rio Sapucaí, que é responsável pelo abastecimento da região e de mais 40 municípios de Minas Gerais. Esta unidade de conservação faz divisa ao norte com a Área de Proteção Ambiental Fernão Dias.

Em nível municipal, foi criada a Área de Proteção Ambiental da Pedra do Baú, pela Lei 548, de 27 de outubro de 1987. Sua criação propiciou iniciativas para a proteção da área, tais como a recuperação e sinalização das trilhas de acesso.

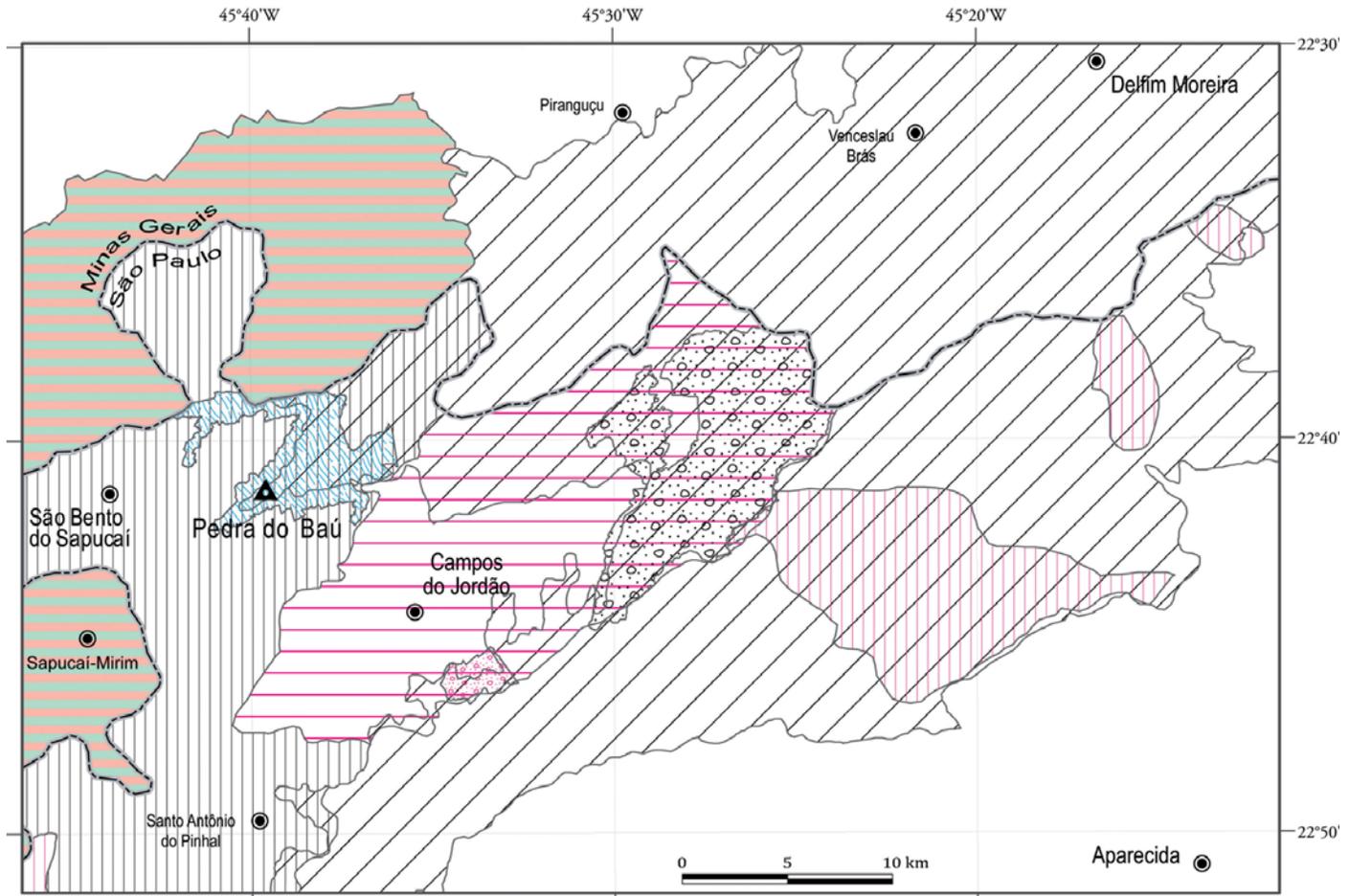
Mais recentemente, o Conselho Estadual do Meio Ambiente (Consema) aprovou a proposta de criação do Monumento Natural da Pedra do Baú (Deliberação CONSEMA - 26, de 26/10/2010), que abrange as partes mais elevadas da Serra do Baú e da Serra da Coimbra, abrigando diversas nascentes formadoras da bacia superior do Rio Sapucaí-Mirim. Trata-se de uma unidade de conservação de proteção integral, mas que mantém as propriedades particulares em posse de seus titulares, desde que o uso da terra esteja de acordo com seu plano de manejo. A criação dessa UC teve por objetivo “proteger a biodiversidade, os recursos hídricos, a paisagem local, por seu significado como marco cultural e histórico, sua relevância geológica e beleza cênica, bem como organizar a visitação turística e o uso esportivo do complexo rochoso, visando garantir a segurança do ambiente natural e dos usuários”.

Paralelamente, a partir de sugestão do Conselho Estadual de Monumentos Geológicos (CoMGeo-SP), os autores do presente sítio apresentaram a proposta de criação do Monumento Geológico da Pedra do Baú, aprovada por unanimidade durante a 7ª reunião do CoMGeo-SP em 23/10/2011, tornando-se a sexta unidade desta categoria no estado. A categoria de Monumento Geológico abrange locais com características geológicas únicas, representativas da diversidade geológica do Estado de São Paulo, cuja preservação é essencial para o conhecimento da evolução geológica de nosso planeta.

Sugestões dos Autores

A área de proteção do sítio e de seu entorno deve ser objeto de estudos multidisciplinares e de maior detalhe, a serem implementados na fase de elaboração do Plano de Manejo do Monumento Natural da Pedra do Baú. A área delimitada nesse trabalho (Anexo 1) compreende as três cristas rochosas (Bauzinho, Baú e Ana Chata) e seu entorno imediato, representando a área mínima a ser protegida, independente de quaisquer medidas que venham a ser adotadas no âmbito do Monumento Natural, no qual se insere.

O maciço rochoso da Pedra do Baú constitui a principal atração turística do Monumento Natural. De fácil acesso, apresenta grande potencial para a expansão do geoturismo na região. Uma grande variedade de processos geológicos e geomorfológicos, que remontam ao pré-cambriano até os dias atuais, pode ali ser estudada, assim como temas relacionados ao meio ambiente, como



Fontes de Dados - Unidades de Conservação: Coordenadoria de Planejamento Ambiental-CPLA. 2010. Limites das Unidades de Conservação do Estado de São Paulo. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, São Paulo. **Sítios eletrônicos:** Ministério do Meio Ambiente - Governo do Brasil. (<http://mapas.mma.gov.br>); Fundação para a Conservação Florestal do Estado de São Paulo. 2011. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. (<http://www.florestal.sp.gov.br>).

LEGENDA - Unidades de Conservação

Estado de São Paulo

Proteção Integral

Monumento Natural da Pedra do Baú

Parque Estadual Campos do Jordão

Parque Estadual Mananciais de Campos do Jordão

Uso Sustentável

Área de Proteção Ambiental Campos do Jordão

Área de Proteção Ambiental Sapucaí-Mirim

Estado de Minas Gerais

Uso Sustentável

Área de Proteção Ambiental Fernão Dias

Unidades Federais

Uso Sustentável

Área de Proteção Ambiental Bacia do Paraíba do Sul

Área de Proteção Ambiental Serra da Mantiqueira

Convenções

Limites de estados São Paulo-Minas Gerais

Ponto culminante da Pedra do Baú

Cidades

Figura 9 - Unidades de Conservação federais e estaduais da região da Pedra do Baú e adjacências.

Figure 9 - Federal and state conservation units of the Pedra do Baú region and surroundings.

a preservação de recursos hídricos, a análise dos processos geomorfológicos atuais na dinâmica e evolução do relevo, entre outros. Além dos aspectos físicos, é interessante resgatar os aspectos históricos da área, de igual relevância para a preservação do sítio.

REFERÊNCIAS

Ab'Sáber, A.N. 1954. A geomorfologia do Estado de São Paulo. In: CNG/IBGE (org.) *Aspectos Geográficos da Terra Bandeirante*. Rio de Janeiro, IBGE, p. 1-97.

Ab'Sáber, A.N.; Bernardes, N. 1958. Vale do Paraíba, Serra da Mantiqueira e arredores de São Paulo. In: CNG, Congr. Intern. Geografia, 18, *Guia de Excursão*, 302 p.

Almeida, F.F.M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, 41:169-263.

Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48 (Suplem.), 15-26.

Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. 1984. Introdução. In: Almeida, F.F.M.; Hasui, Y. (eds.) *O Pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blücher, p. 1-5.

- Almeida, F.F.M.; Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Dantas, A.S.L.; Carneiro, C.D.R.; Melo, M.S.; Bistrichi, C.A. 1981. *Mapa geológico do Estado de São Paulo, escala 1:500.000*. São Paulo, IPT/Pró-Minério, v. 1 (Nota Explicativa), 126 p.
- Assumpção, M. 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, **97**(B8): 11.889-11.903.
- BRASIL - MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. 2011. Unidades de Conservação do Brasil. Download de dados geográficos. Cadastro Nacional de Unidades de Conservação - CNUC/MMA. Disponível em: <http://mapas.mma.gov.br/i3geo/datadownload.htm>. Acessado em 17 de abril de 2011.
- Brito Neves, B.B.; Cordani, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 34-40.
- Brito Neves, B.B.; Campos Neto, M.C.; Fuck, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, **22**(3): 155-166.
- Campos Neto, M.C. 1991. *A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 210 p.
- Campos Neto, M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana. An approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In: Cordani *et al.* (eds.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 335-365
- Campos Neto, M.C.; Basei, M.A.S. 1983. Evolução estrutural brasileira no nordeste de São Paulo: dobramentos superpostos e esboço estratigráfico e tectônico. In: SBG, Simp. Reg. Geol., 4, *Atas*, v.1, p. 61-78.
- Cavalcante, J.C.; Cunha, H.C.S.; Chierigati, L.A.; Kaefer, L.Q.; Rocha, J.M.; Daitx, E.C.; Coutinho, M.G.N.; Yamamoto, K.; Drumond, J.B.V.; Rosa, D.B.; Ramalho, R. 1979. *Projeto Sapucaí (Relatório Final de Geologia)*. Brasília, DNPM/CPRM, Série Geologia, 5 (Seção Geologia Básica, 2), 299 p.
- Coordenadoria de Planejamento Ambiental - CPLA. 2010. *Limites das Unidades de Conservação do Estado de São Paulo*. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo, São Paulo.
- De Martonne, E. 1944. Problemas morfológicos do Brasil Tropical Atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, **6**(2): 155-178.
- Ebert, H. 1968. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipótese sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **40**(supl.): 215-229.
- Ebert, H. 1971. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Itapira, São Paulo e a bifurcação entre Paraibides e Araxáides. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 25, *Resumo das Comunicações* (Boletim Especial, 1), p. 177-178.
- Freitas, R.O. 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo, Geologia*, **6**: 130 p.
- Fundação Florestal. 2010. *Proposta para criação do Monumento Natural da Pedra do Baú*. São Paulo, Secretaria do Meio Ambiente, 64 p.
- Fundação Florestal. 2011. Criação do Monumento Natural da Pedra do Baú - Downloads. Secretaria do Meio Ambiente do Estado de São Paulo. Disponível em: <http://www.fflorestal.sp.gov.br/bauApresentacao.php>. Acessado em 14 de outubro de 2010 e 20 de abril de 2011.
- Hartnady, C.J.H.; Joubert, P.; Stowe, C. 1985. Proterozoic crustal evolution of Southwestern Africa. *Episodes*, **8**: 236-244.
- Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Bistrichi, C.A.; Stein, D.P.; Galvão, C.A.C.F.; Gimenez Filho, A.; Almeida, M.A.; Pires Neto, A.G.; Melo, M.S.; Santos, M.C.S.R. 1978. *Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral) do Estado de São Paulo*. São Paulo, IPT, *Monografias*, 1, 78 p.
- Heineck, C.A.; Leite, C.A.S.; Silva, M.A.; Vieira, V.S. 2003. *Mapa Geológico do Estado de Minas Gerais*. Belo Horizonte, CPRM, mapa geológico, escala 1:1.000.000.
- Hiruma, S.T.; Riccomini, C.; Modenesi-Gauttieri, M.C. 2001. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3): 375-384.
- Hiruma, S.T.; Riccomini, C.; Modenesi-Gauttieri, M.C.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Franco-Magalhães, A.O.B. 2010. Denudation history of the Bocaina Plateau, Serra do Mar, southeastern Brazil: Relationships to Gondwana breakup and passive margin development. *Gondwana Research*, **18**: 674-687.
- Modenesi, M.C. 1983. Weathering and morphogenesis in a tropical plateau. *Catena*, **10**(3): 237-251.
- Modenesi, M.C. 1988. *Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão - São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas*. São Paulo, Instituto Geológico, Boletim 7, 155 p.
- Modenesi-Gauttieri, M.C.; Hiruma, S.T.; Riccomini, C., 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, **43**(3/4): 257-271.
- Modenesi-Gauttieri, M.C.; Toledo, M.C.M.; Hiruma, S.T.; Taioli, F.; Shimada, H. 2011. Deep weathering and landscape evolution in a tropical plateau. *Catena*, **85**(3): 221-230.
- Morais, S.M.; Dehler, M.D.; Rodrigues, J.B.; Sachs, L.L.B. 1999. *Carta Geológica Guaratinguetá, SF.23-Y-B. Projeto Integração Geológico-Metalogenética, Folha Rio de Janeiro*. São Paulo, CPRM, carta geológica, escala 1:250.000.
- Perrotta, M.M.; Salvador, E.D.; Lopes, R.C.; D'Agostino, L.Z.; Peruffo, N.; Gomes, S.D.; Sachs, L.L.B.; Meira, V.T.; Lacer-

- da Filho, J.V. 2005. *Mapa Geológico do Estado de São Paulo - Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil*. São Paulo, CPRM, escala 1:750.000.
- Riccomini, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 256 p.
- 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.; Neves, B.B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 383-405.
- Riccomini, C., Velázquez, V.F., Gomes, C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline mag-

matism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Gomes, C.B.; Comin-Chiaramonti, P. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, EDUSP-FAPESP, p. 31-55.

¹ Instituto Geológico-Secretaria do Meio Ambiente/SP, Avenida Miguel Stéfano, 3900 – Água Funda – CEP 04301-903 – São Paulo - SP.

^a sthiruma@gmail.com

^b antonioluz.teixeira@gmail.com

* Publicado na Internet em 30/06/2011 no endereço <http://sigep.cprm.gov.br/sitio055/sitio055.pdf>



SILVIO TAKASHI HIRUMA

Graduado em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo em 1991, Mestre em Ciências em 1999 (Programa de Geologia Sedimentar) e Doutor em Ciências em 2007 (Programa de Geoquímica e Geotectônica) pela mesma instituição. Pesquisador Científico do Núcleo de Geomorfologia do Instituto Geológico da Secretaria de Estado do Meio Ambiente de São Paulo desde 1993. Tem desenvolvido trabalhos nas áreas de Geomorfologia e Neotectônica.

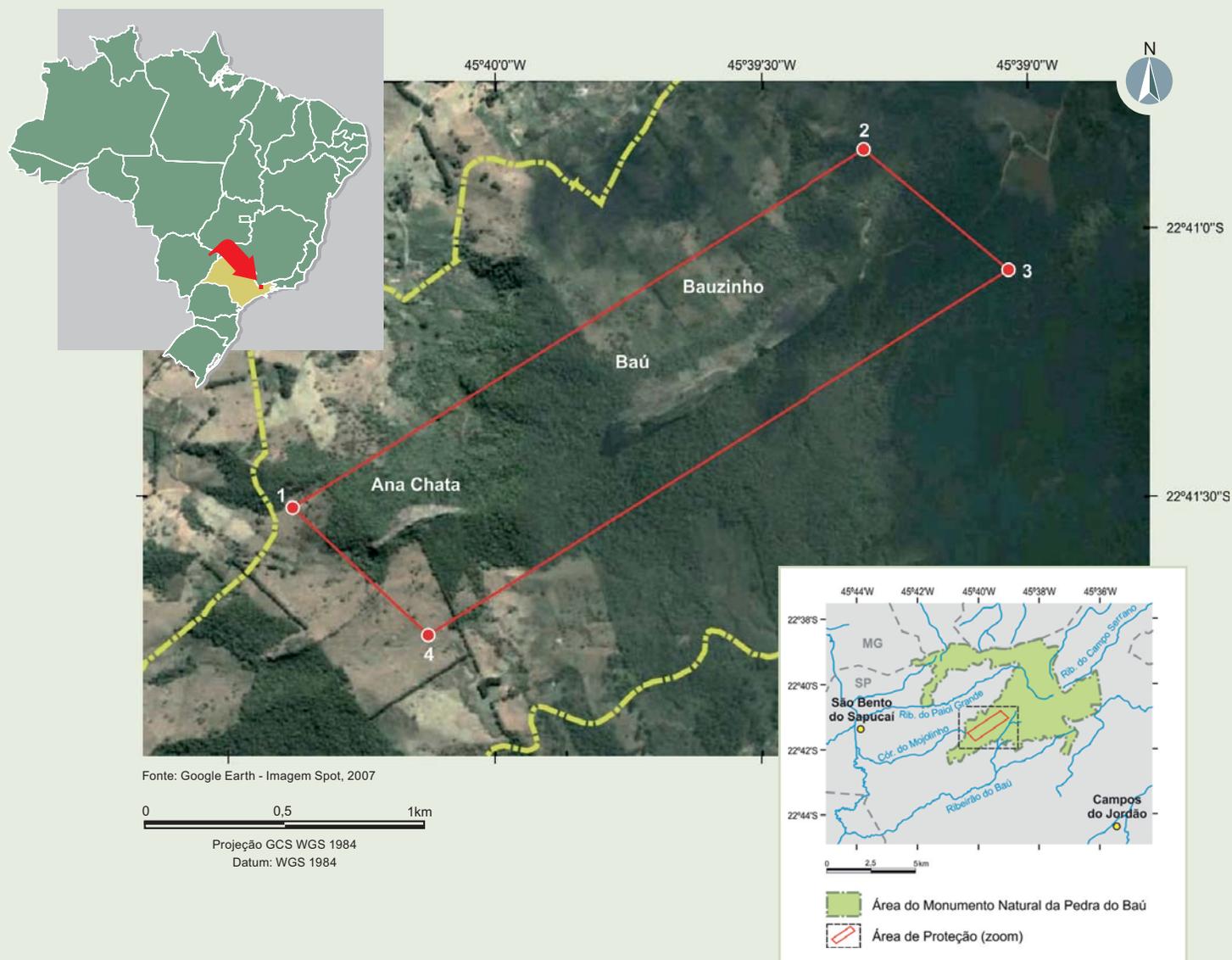


ANTONIO LUIZ TEIXEIRA

Graduou-se em Geologia pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, em 1979, onde também obteve os títulos de Mestre e Doutor em Ciências no âmbito do Programa de Geologia Sedimentar deste instituto, em 1995 e 2000, respectivamente. Ingressou no Instituto Geológico do Estado de São Paulo em 1988, onde é Pesquisador Científico do Núcleo de Geologia Geral. Atua na área de Geologia Regional, com enfoque nos temas Estratigrafia, Geologia Estrutural e Sedimentação e Tectônica.

SIGEP 055 - PEDRA DO BAÚ, SÃO BENTO DO SAPUCAÍ, SP

PROPOSTA DA ÁREA DE PROTEÇÃO



A área de proteção proposta está inserida no Monumento Natural da Pedra do Baú e abrange as três cristas rochosas (Baú, Bauzinho, e Ana Chata) e parte de seu entorno.

VÉRTICE	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		ÁREA DA POLIGONAL (m ²)
1	45°40'24,0816"S	22°41'31,6104"W	1.402.454,48256
2	45°39'18,4464"S	22°40'50,9016"W	
3	45°39'01,8504"S	22°41'04,6860"W	
4	45°40'08,5440"S	22°41'46,1796"W	

Polígono da área de proteção proposto por: Silvio Takashi Hiruma (sthiruma@gmail.com)
e Antonio Luiz Teixeira (antonioluiz.teixeira@gmail.com)

Data da proposta: 15/03/2012