

2277711



## Levantamentos geoelétricos no planalto de Campos do Jordão, São Paulo, Brasil

Fabio Taioli<sup>1</sup>, May Christine Modenesi-Gauttieri<sup>2</sup>, Alexandre de Silvio Russo<sup>1</sup>, Maria Cristina Motta de Toledo<sup>1</sup>, Hélio Shimada<sup>2</sup>.

<sup>1</sup> Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, <sup>2</sup> Instituto Geológico - SMA

Copyright 2005, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 9<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, 11-14 September 2005.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 9<sup>th</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Ideas and concepts of the text are authors' responsibility and do not necessarily represent any position of the SBGf, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

### Abstract

Geoelectrical methods were used to define depth of the weathering mantle and topography of the basal surface in each of the four step-like topographical levels recognized in the Campos de Jordão Plateau between Morro do Itapeva and Vila Capivari, São Paulo state, Brazil. After the geophysical survey, drillings were carried out aimed at comparing the results and to sample the weathering profile material. Despite the initial apparent discrepancy between the SEVs and drillings results, it was possible to calibrate the interpretation of the geoelectrical results and to define the topography of the basal weathering surface (bedrock surface) in the different compartments.

In general, the thickness of the regolith varies in all compartments but the topography of the basal weathering surface becomes more irregular with the altitude increase.

### Introdução

Os fenômenos de intemperismo têm numerosas implicações geomorfológicas, sendo a um só tempo reflexo e motor da morfogênese (Modenesi 1980, 1983). Principalmente nas áreas tropicais úmidas, onde o intemperismo é generalizado e pode atingir grandes profundidades, as características texturais, mineralógicas e geoquímicas do manto de intemperismo constituem importante fonte de informação sobre as condições de evolução da paisagem. Em adição, tal conhecimento interessa diretamente aos estudos de estabilidade do terreno, principalmente em área onde durante a estação chuvosa grandes escorregamentos de encostas têm ocasionando perda de vidas e prejuízos materiais

Estudos geomorfológicos prévios (Modenesi 1980, 1983, 1988) permitiram identificar no Planalto de Campos do Jordão três níveis topográficos escalonados (1640/60 m, 1710/40 m, 1800/20 m), prováveis níveis de erosão embutidos na superfície cimeira (acima de 1900 m). O levantamento geofísico efetuado representa a primeira etapa de um estudo detalhado da estratigrafia do manto de intemperismo no topo dos morros correspondentes aos três níveis. Sondagem exploratória, com a aplicação dos métodos geofísicos de sondagem elétrica vertical (SEV) e caminhamento elétrico (CE), teve por objetivo determinar a espessura do regolito e a topografia da frente de intemperismo em cada um dos níveis; os resultados obtidos deveriam também ajudar a escolher os sítios das sondagens mecânicas.

### Contexto geológico e geomorfológico

O Planalto de Campos do Jordão está inserido na Região de Dobramentos Sudeste e localizado na porção sudoeste do bloco principal da Serra da Mantiqueira. É composto principalmente por rochas formadas, em parte, durante o Ciclo Brasiliano, e rochas mais antigas que foram retrabalhadas durante esse período (Almeida 1964, 1976).

O embasamento cristalino pré-cambriano da região compreende rochas metamórficas, rochas ígneas e migmatitos com estruturas variadas; intrusões de diabásio, sob forma de diques e soleiras são comuns, e marcam a primeira fase de magmatismo relacionada à Reativação Wealdeniana (Riccomini 1989 e 1993).

Duas grandes falhas transcorrentes reativadas, de direção NE, com idades pré-cambrianas a eopaleozóica delimitam o planalto; as falhas de Jundiuvira e do Pão Grande, (Hasui et al 1978). Uma análise de lineamentos e morfoestruturas indica as seguintes direções: NE – SW, ENE – WSW, N – S, NW – SE; as duas últimas coincidem com a estruturação pré-cambriana, representada pelas foliações metamórficas e bandamentos, e pelas zonas de

cisalhamento de Jundiuvira, Paiol Grande e Buquirá (Hiruma et al 2001). As bordas do planalto acompanham as direções dos principais lineamentos de direções NE – SW, ENE – WSW e NW – SE (Modenesi 1988, Hiruma et. al 2001).

A evolução das vertentes dos altos campos do planalto reflete, a partir do Pleistoceno médio, uma sucessão de fases de maior ou menor atividade morfogenética. O caráter cíclico desta evolução sugere controle climático, com alternância de fases de maior ou menor atividade morfodinâmica nas vertentes. Por outro lado, um condicionamento a estímulos tectônicos é indicado pelas evidências morfológicas encontradas ao longo dos lineamentos estruturais de Campos do Jordão com vales assimétricos e profundos, vertentes retilíneas e vales suspensos com facetas trapezoidais e triangulares (Modenesi 1988, Modenesi et al 2002).

A cimeira do planalto de Campos do Jordão (1900/1950m) ocorre subnivela a altitudes que decrescem para norte e noroeste em três níveis escalonados, representados por morros e altitudes de 1800/20m, 1710/40m e 1640/60m. No topo desses morros, os perfis do regolito são caracterizados por solos rasos, com linha de seixos basal e rocha muito alterada. Estudos efetuados na porção sudeste do planalto reconheceram variações no tipo de evolução geoquímica e grau de intemperismo dos materiais superficiais (solos, depósitos e parte superior do saprolito) relacionadas à compartimentação geomorfológica e à dinâmica morfogenética (Modenesi 1980, 1983). Entre o vale do Capivari e o Mirante do Itapeva, a profundidade da alteração é grande, a rocha sã aflora apenas em alguns setores incisos das vertentes. A alteração é maior em topo e borda de interflúvio, com diminuição pouco nítida no setor mamelonado das vertentes e, mais marcada, nos setores dissecados – vertentes retilíneas e anfiteatros de erosão. No topo dos níveis, as características mineralógicas da parte superior do saprolito permitiram separar os materiais situados acima e abaixo de 1800 m. Acima desta altitude, restos de lateritas alumino-ferruginosas ocorrem *in-situ*, na borda do topo dos morros, representando o último estádio de

evolução das rochas do planalto. Nos dois níveis inferiores, o grau de intemperismo é menor.

### Método e resultados

Utilizou-se o método da eletrorresistividade nas técnicas de sondagem elétrica vertical e de caminhamento (ou imageamento) elétrico. Ambas técnicas consistem na injeção de uma corrente elétrica ( $I$ ) no subsolo por intermédio de dois eletrodos (denominados de A e B) e a concomitante medida da respectiva diferença de potencial ( $\Delta V$ ) gerada pela passagem desta corrente através de outros dois eletrodos (M e N). O valor da resistividade elétrica aparente ( $\rho_a$ ) é dado pela expressão,

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I}$$

onde  $\rho_a$  é a resistividade elétrica aparente e  $K$  é um fator geométrico que depende apenas da disposição dos eletrodos A,B,M e N em superfície. A geometria utilizada, definida pelas distâncias entre os pares de eletrodos, associa-se à profundidade de investigação ou seja, quanto maior a distância entre os pares de eletrodos, maior é a profundidade de investigação. Para as sondagens elétricas verticais utilizou-se o arranjo Schlumberger, enquanto para os caminhamentos elétricos foram usados arranjos dipolo-dipolo. Os dados obtidos no campo foram processados utilizando-se softwares comerciais, sendo que para as inversões dos resultados das sondagens elétricas utilizou-se o ResixIP e para as inversões dos dados de caminhamento elétrico foi utilizado o Res2DInv. A calibração dos resultados foi efetuada utilizando-se os dados da investigação direta, efetuada por sondagem rotativa com amostragem total.

No topo dos morros de 1640/60 m foram realizadas três SEVs, porém não foi possível atingir o embasamento cristalino devido à falta de espaço físico motivada pela ocupação urbana. A SEV que melhor caracterizou a área foi a MI-3 (Figura 1), interpretada como uma camada de solo superficial com menos de 2 m de espessura, seguido de solo saturado até cerca de 8 m de

profundidade, onde a resistividade volta a crescer, podendo indicar a presença de solo residual.

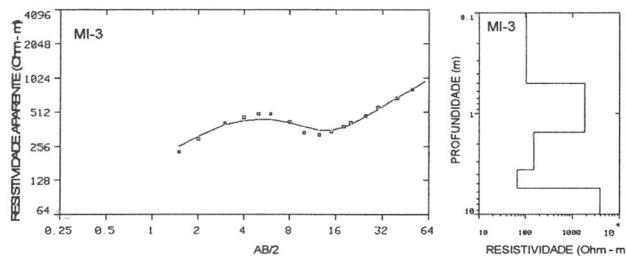


Figura 1 – SEV do patamar entre as altitudes 1640/60 m

O caminhamento elétrico realizado (Figura 2) indicou um aumento contínuo da resistividade, principalmente a partir dos 10m de profundidade, porém com valores de resistividade inferiores a 1.000  $\Omega$ m. A camada de solo saturado ocorre a até aproximadamente 20 metros de profundidade quando começa, com o aumento da resistividade, um solo de alteração seco. O pico de resistividade obtido é superior a 3500  $\Omega$ m a partir dos 25m, contudo, esse valor não indica ainda o topo rochoso que possivelmente está presente a partir dos 35-40m, conforme os dados da sondagem direta. A alteração de rocha é bem uniforme, e possivelmente apresenta uma topografia de topo rochoso relativamente regular, plana e horizontal. As duas sondagens mecânicas executadas indicaram o topo rochoso a profundidades de 46m e superior a 50m nas duas sondagens executadas.

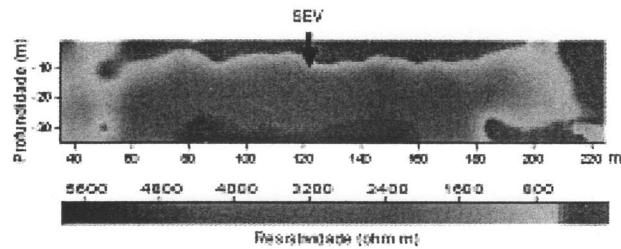


Figura 2 – Caminhamento elétrico realizado no patamar entre as altitudes 1640/60 m

Nos morros de 1710/40 m foram realizadas duas SEVs, também com grandes restrições do espaço físico. As curvas obtidas mostram um primeiro nível de solo, com umidade decrescente até cerca de 8 m de profundidade,

quando a resistividade cresce, podendo ser correlacionada a solo residual. Uma das SEVs (MI-4B – Figura 3) atingiu o embasamento a 17 m de profundidade. A sondagem mecânica indicou um aterro nos primeiros 2m de solo, um solo de alteração de rocha a até 32m de profundidade e o nível de água a 30,55m. A disparidade entre os valores obtidos com os estudos geofísicos e geotécnicos pode ser explicada pelo comportamento da eletroresistividade do perfil do caminhamento elétrico (Figura 4), que apresenta profundidade do topo rochoso variando entre 17m e superior a 33m, fazendo com que, dependendo da localização da sondagem mecânica, diferentes espessuras de solo de alteração de rocha sejam obtidas. Desta forma, pode-se afirmar que a topografia do contato solo-rocha é bastante irregular.

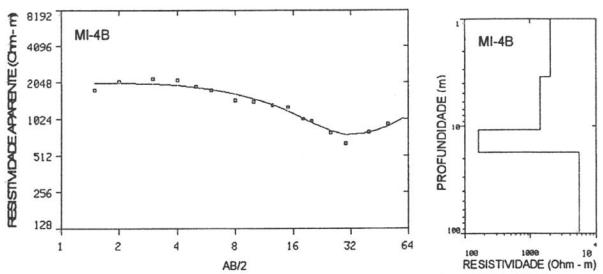


Figura 3 - SEV do patamar entre as altitudes 1710/40 m

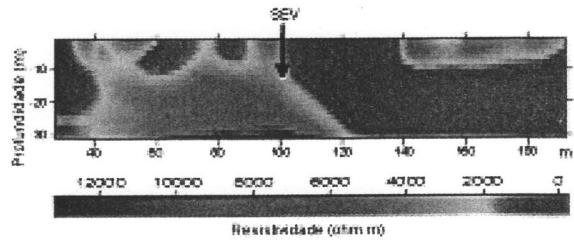


Figura 4 – Caminhamento elétrico realizado no patamar entre as altitudes 1710/40 m

Nos tops de 1800/20 m foram realizadas quatro SEVs, sendo que duas delas (e.g. Figura 5) apresentaram altas resistividades já nos primeiros metros, enquanto as outras duas mostraram resistividades compatíveis a solo seco e saturado até cerca de 8 m, passando então, provavelmente, a um solo residual, sem que se tenha atingido o contato solo-rocha (e.g. Figura 6).

O caminhamento elétrico (Figura 7) demonstra claramente a grande variação da profundidade do contato

solo-rocha, praticamente aflorante em alguns locais e superior a 50 metros em outros.

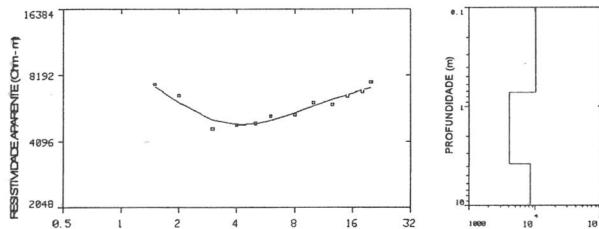


Figura 5 - SEV do patamar entre as altitudes 1800/20 m, com rocha sã praticamente aflorante

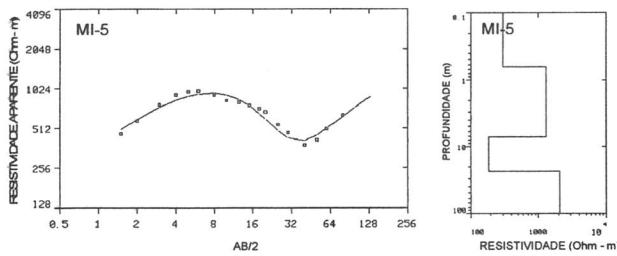


Figura 6 - SEV do patamar entre as altitudes 1800/20 m, com contato solo/rocha sã profundo.

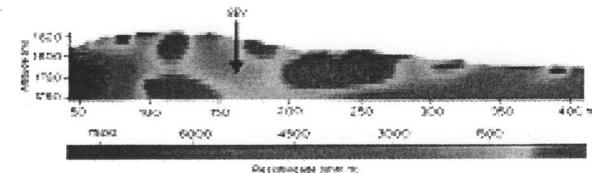


Figura 7 - Caminhamento elétrico realizado no patamar entre as altitudes 1800/20 m

Em altitudes superiores a 1900 m foram realizadas seis SEVs, todas elas demonstrando pequena espessura de solo de alteração seco, variando de 0,5 a 4 m e resistividades acima de 3000  $\Omega$ m (e.g. Figura 8).

O perfil do caminhamento elétrico (Figura 9) indica, no entanto, irregularidade na espessura do solo de alteração de rocha, com maior variação. Esse comportamento irregular pode ser devido à litologia presente nessa área, caracterizada por milonitos, que facilita a percolação de água em suas zonas de fraturamento mais intenso, diminuindo, desta forma, o valor da resistividade.

Infelizmente não foi possível realizar sondagem mecânica nessa cimeira.

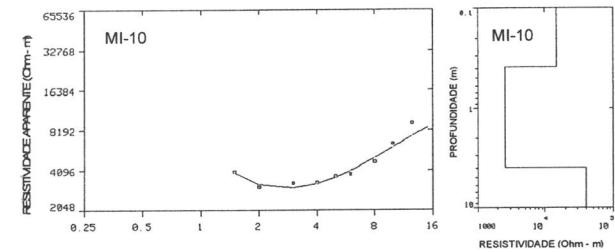


Figura 8 - SEV do patamar com altitudes acima de 1900.

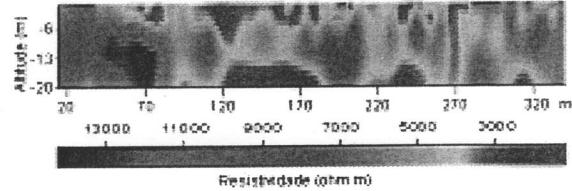


Figura 9 – Caminhamento elétrico realizado acima de 1900m

## Conclusões

A determinação das espessuras do solo de alteração de rocha, utilizando o método da eletrorresistividade com o arranjo Schlumberger para as Sondagens Elétricas Verticais (SEVs) e o arranjo Dipolo-Dipolo para os Caminhamentos Elétricos (CE), permite concluir que os três níveis de erosão quaternários embutidos na superfície cimeira do planalto apresentam variações na espessura do regolito e na topografia da superfície basal do intemperismo.

No topo dos morros mais baixos (1640/60 m) a alteração de rocha é superior a 35m, e a topografia do topo rochoso bem homogênea, relativamente horizontal. No entanto, a espessura do solo de alteração foi obtida a partir da sondagem mecânica realizada na área.

Os morros do nível intermediário (1710/40m) apresentaram valores de resistividade que indicam variação do solo de alteração de rocha entre 17m e superior a 35m. A sondagem mecânica, por sua vez, indicou que a rocha sã encontra-se no ponto explorado a 35m de profundidade.

Nos morros de 1800/20m a diferença de espessura do solo de alteração de rocha nas sondagens mecânicas é praticamente igual à esperada com as interpretações geofísicas, ou seja, varia entre 17 e mais de 50m de espessura, sendo que a sondagem mecânica realizada detectou o contato a 41 metros.

Na cimeira de 1900 m, devido ao caráter milonítico da rocha, encontram-se altas resistividades desde a superfície, porém, grandes variações são observadas motivadas provavelmente pela heterogeneidade no padrão de percolação de água característico dessa litologia.

Desta forma, a espessura do regolito varia grandemente em todos os níveis estudados, com leve tendência a diminuir nas cotas mais elevadas. A topografia do contato solo-rocha, por outro lado, apresentou-se mais plana nas cotas menores, tornando-se mais irregular nas altitudes mais elevadas.

#### Agradecimentos

Os autores agradecem à FAPESP (Processo 03/00203-7), ao Sr. Alexandre Gonçalves da Silva, na ocasião, Secretário do Meio Ambiente da Prefeitura de Campos do Jordão, pelo apoio em geral e na obtenção das autorizações e ao DAEE de Campos do Jordão.

#### Referências

- 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.
- Hasui Y., Ponçano W.L., Bistrichi C.A., Stein D.P., Galvão C.A.C.F., Gimenez A.F., 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*. Instituto de Pesquisas Tecnológicas, São Paulo, 78p (Publicação 1106).

**Hiruma S.T., Riccomini C., Modenesi M.C.** 2001. Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**(3):375-384.

**Modenesi M.C.** 1980. Intemperismo e morfogênese no Planalto de Campos do Jordão, São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **10**(3):213-225.

**Modenesi M.C.** 1983. Weathering and morphogenesis in a tropical plateau. *Catena*, Braunschweig, v. 10, n.3, p. 257-271.

**Modenesi M.C.** 1988. Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão – São Paulo: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas. *Boletim do Instituto Geológico*, São Paulo, V.7, p. 1-15.

**Modenesi M.C., Hiruma S. T., Riccomini C.** 2001 Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the continental rift of southeastern Brazil. *Geomorphology*, Amsterdam, v.43, n.3, p.257-271.

**Riccomini C.** 1989. *O rift continental do sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências, USP. São Paulo, Tese de Doutoramento, 256p.

**Riccomini C.** 1993. Origem, evolução e inversão da Bacia do Pico de Itapeva, Neoproterozóico – Cambriano, São Paulo, Brasil. In: Dinamige – Facultad de Agronomía, Simposio Internacional Del Neoproterozóico – Cambriano de la Cuenca Del Plata, 1, La Paloma – Minas (Uruguay), *Resumenes Extensos*, **1**(16), s/p.