



**CONTRIBUIÇÃO À ANÁLISE MORFOESTRUTURAL DOS PLANALTOS DO PARAITINGA E DE CAMPOS DO
JORDÃO – SP 1**

Deuzimar Lopes da Silva – DEPLAN – IGCE – UNESP / Rio Claro. 2
deuzlsrc@ig.com.br

Leandro de Souza Pinheiro – DEPLAN – IGCE – UNESP / Rio Claro. 3
bandopinheiro@yahoo.com.br

Iandara Alves Mendes – DEPLAN – IGCE – UNESP / Rio Claro. 4
planreg@rcunesp.br

Palavras-chave: geomorfologia estrutural; paleosuperfície; epirogênese.

Eixo temático: Análises e Diagnósticos de Processos Erosivos.

Introdução

Este trabalho está inserido no Projeto Temático “História da Exumação da Plataforma Sul-americana, o Exemplo da Região Sudeste Brasileira: Termocronologia Por Traços de Fissão e Sistemas Ar/Ar e Sm/Nd”, financiado pela FAPESP, sob a coordenação geral do Prof. Dr. Peter Christian Hackspacher sendo a coordenação na geomorfologia efetuada pela Profa. Dr^a Iandara Alves Mendes. Este projeto temático objetiva reconstruir o processo de exumação de parte da Plataforma Sul-americana, na região Sudeste do Brasil, entre o norte do estado de São Paulo e sul de Minas Gerais. O trabalho aqui focado foi desenvolvido junto ao grupo de estudos do Laboratório de Geomorfologia do DEPLAN – IGCE / UNESP - Rio Claro / SP e objetiva contribuir para a compreensão da gênese e evolução dos Planaltos do Paraitinga (na Serra do Mar - SP) e de Campos do Jordão (na Serra da Mantiqueira - SP), ambos pertencentes à província geomorfológica paulista denominada Planalto Atlântico.

Objetivo

O objetivo deste trabalho é fornecer subsídios para compreensão da estruturação do relevo nos Planaltos do Paraitinga e de Campos do Jordão. Para isso, é necessário compreender os diversos processos geológicos e geomorfológicos atuantes a partir da era Mesozóica. Dessa forma, os estudos geológicos realizados através da Termocronologia Por Traços de Fissão e Sistemas Ar/Ar e Sm/Nd e os estudos geomorfológicos, como os realizados através do Método das Paleosuperfícies, são fundamentais para o entendimento do relevo desses planaltos.

Caracterização geomorfológica e geológica

Para compreender-se a origem e evolução dos Planaltos de Campos do Jordão e do Paraitinga, se faz necessário o entendimento da Plataforma Brasileira e da estrutura e origem do relevo paulista, principalmente aquela relativa à evolução do Planalto Atlântico. Essa compreensão engloba conhecimentos geomorfológicos e geológicos das áreas a serem estudadas.

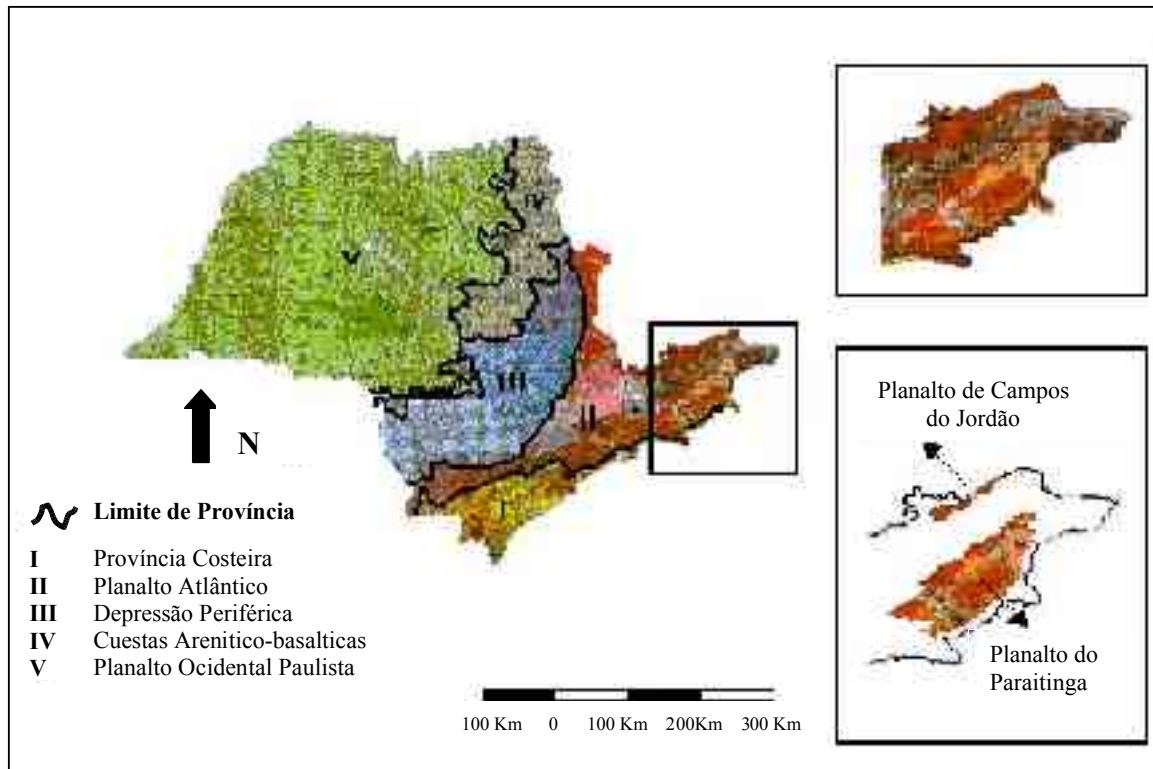
1 – Projeto financiado pela Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP).

2 e 3 – Estagiários do Laboratório de Geomorfologia do DEPLAN – IGCE / UNESP – Rio Claro.

4 – Professora do DEPLAN – IGCE / UNESP – Rio Claro.



Figura 01: Localização das áreas de estudo no contexto dos compartimentos geomorfológicos do estado de São Paulo.



(Adaptado do mapa geomorfológico do estado São Paulo, IPT, 1981).

Ao estudar a origem e evolução da Plataforma Brasileira, ALMEIDA (1967) faz as seguintes afirmações:

“A Plataforma Brasileira originou-se com a consolidação resultante da tectono-rogênese do ciclo Baicaliano que afetou extensos geossinclíneos Rifeanos, do início do Neogêico. Em sua evolução distinguem-se claramente grandes etapas. No Cambro-Ordoviciano comportou-se como vasta paraplataforma, acumulando sedimentos em bacias tectônicas locais e assistindo a vulcanismo ácido a intermediário, subsequente à orogênese Baicaliana. Seguiu-se a fase de ortoplataforma, que assistiu, no restante do Paleozóico, a sedimentação em extensas bacias intercratônicas, de modesto tectonismo. A progressiva quietação da plataforma, no decorrer dessa etapa, conduziu ao recuo definitivo do mar Paleozóico, ele que, sobretudo no Devoniano, praticara vastas transgressões nas faixas de dobramentos Baicalianos. Tal calma tectônica deixou de propiciar condições à fixação de sedimentos sobre a plataforma no Triássico e particularmente no Jurássico”.

O autor (op. cit) define como Plataforma Brasileira, uma antiga ortoplataforma de longa duração, constituída a partir da consolidação que sobreveio ao ciclo Tecto-orogênico Baicaliano. Segundo ele o território brasileiro acha-se todo compreendido nessa grande ortoplataforma, que se estende além de nossas fronteiras para constituir quase toda a área extra-andina da América do Sul.

FREITAS (1951), ao tratar das inferências tectônicas, considera que todo o ciclo de erosão regional corresponde necessariamente a um levantamento epirogênico seguido de uma fase estática. Assim, esse autor afirma que a presença de três ciclos erosivos no escudo



brasileiro permite inferir a existência de três levantamentos epirogênicos, seguidos naturalmente de três fases estáticas, de equilíbrio isostático. O autor (op. cit) considera os depósitos cretáceos como um plano de erosão do cristalino, fonte da sedimentação que entulhava a bacia tectônica cretácea, esse levantamento do escudo brasileiro teria sido um tanto mais remoto no Mesozóico.

O relevo e o traçado da drenagem paulista dependem fundamentalmente de uma série de fatores cuja natureza deve ser previamente apreciada para que se compreenda e interprete (ALMEIDA, 1964). Nesse sentido, o autor (op. cit) chama atenção para a posição geotectônica do estado de São Paulo, estendendo-se sobre um escudo cristalino pré-cambriano banhado pelo oceano e, para o interior, tem-se a grande bacia sedimentar paleozóica do Paraná. O autor considera que no decorrer dos tempos geológicos o maciço cristalino vem atuando como elemento positivo da crosta, sofrendo movimentos ascensionais que levaram a erosão a expor suas mais profundas estruturas, entre as quais grandes áreas de batólitos graníticos.

Ao tratar da evolução geológica e geomorfológica do relevo paulista, ALMEIDA (1964), afirma que ao longo de toda a faixa costeira apresentam-se rochas graníticas e gnáissicas que muito concorrem para suportar o relevo montanhoso das Serras do Mar e Paranapiacaba, bem como dos maciços litorâneos como o de Itatins e outros menores. O autor (op.cit) afirma que nas serras que margeiam o rio Paraíba - Serra da Mantiqueira e do Mar - voltam a ocorrer rochas gnáissicas. Segundo ALMEIDA (1964) é graças à presença de batólitos que se deve a preservação de numerosas serras do Planalto Atlântico.

DE MARTONNE (1943), ao se referir ao relevo da Serra do Mar, considera que os traços gerais desse relevo sugerem a idéia de um bloco antigo levantado e fraturado. Ele afirma que essa serra aparece como uma alta escarpa, que lembra, de acordo com o autor (op. cit), a frente SE do Maciço Central Francês. Com relação aos alinhamentos das serras litorâneas - Serra do Mar e da Mantiqueira - o autor afirma que elas não apresentam cristas, mas sim degraus. Além disso, para DE MARTONNE (1943) a predominância de gnaisses menos resistentes ao longo do Paraíba, não explicam o degrau da Mantiqueira. De acordo com o autor, os micaxistos menos resistentes da série de Minas estão na vertente oposta, 1000 m mais acima, e é por uma lenta subida que se chega à borda do planalto da Serra do Mar.

Para FREITAS (1951), a escarpa da Serra do Mar, da Mantiqueira e do Espinhaço, bem como outros falhamentos de tensão do escudo brasileiro, são contemporâneos do segundo levantamento epirogênico ocorrido no Cenozóico, que ele considera o mais importante de todos, uma vez que os caracteres fisiográficos desses relevos mostram o caráter recente de sua tectônica. O autor (op. cit) chega a conclusão de que a existência de vários níveis de superfícies de erosão permitem concluir que o escudo brasileiro sofreu epirogênese positiva, pelo menos a partir do final do Mesozóico. Para Freitas (op.cit) tais relevos policíclicos constituem prova geológica da ocorrência deste tipo de tectonismo.

Com relação a epirogênese e a origem das Serras do Mar e da Mantiqueira, FREITAS (1951) faz as seguintes considerações:

“A epirogênese deu-se em três etapas, a partir do fim do mesozóico, sendo a segunda a mais importante pelos resultados morfológicos, pois acarretou a fraturação e falhamentos do Escudo Brasileiro em blocos escalonados, muralhas e fossas, vales de afundimento, surgindo os principais acidentes tectônicos do relevo do país como sejam a Serra do Mar, a Mantiqueira, o Espinhaço, a Borborema, fossas como a do Salvador e Itaboraí, vales de afundimento como os do Paraíba e São Francisco, etc., cuja idade é cenozóica (período terciário)”.



O autor (op. cit) considera que o terceiro levantamento foi mais aparente no sul do Brasil que no norte, constituindo uma via tectônica extremamente susceptível de reativação.

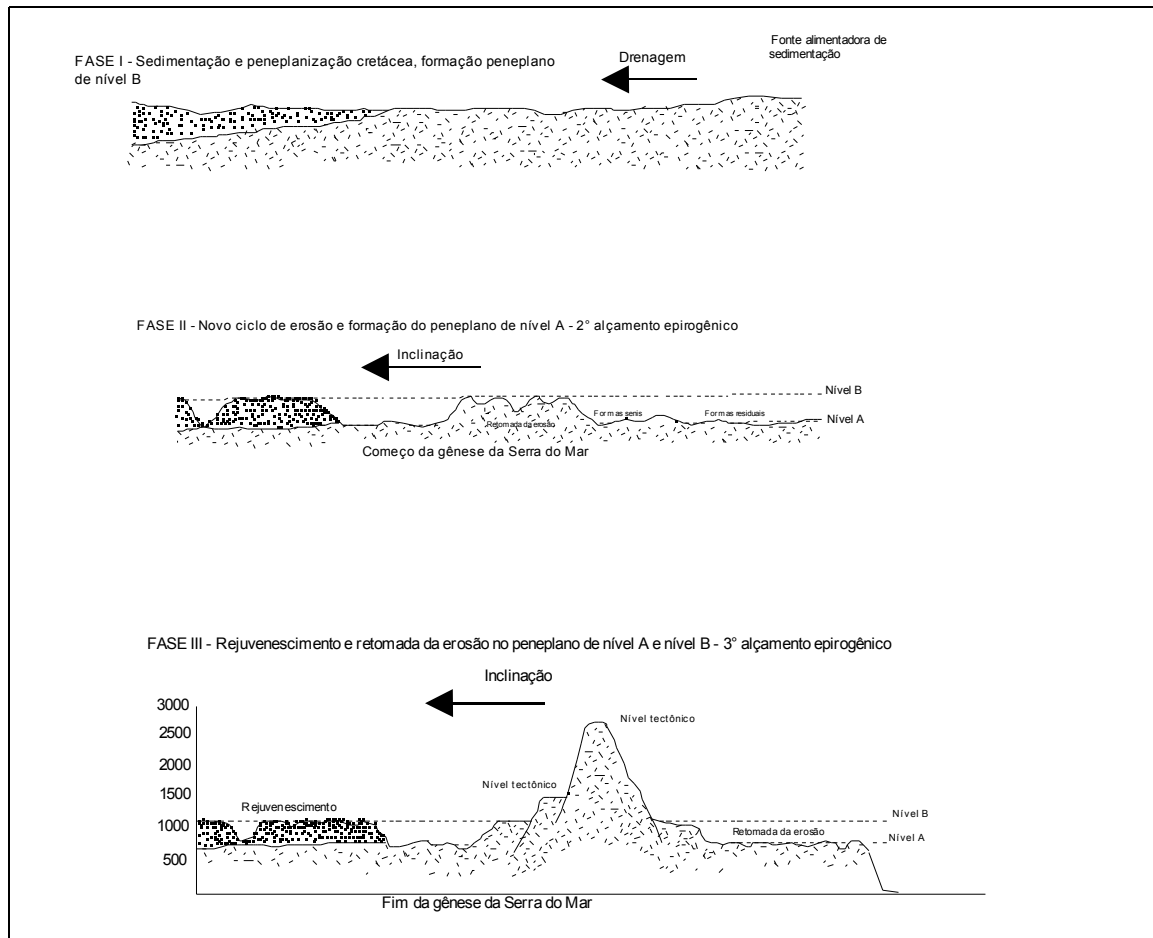
De acordo com FREITAS (1944) a Serra da Mantiqueira e o vale do Paraíba reproduzem a mesma topografia da Serra do Mar de orientação NE-SW, reforçando os argumentos a favor do falhamento escalonado da Serra do Mar. O autor (op. cit) considera que o falhamento escalonado sugere um levantamento recente por epirogênese, para ele todo o ciclo de erosão regional está necessariamente associado a um levantamento epirogênico, seguido de uma fase estática. FREITAS (1951) ressalta que a ausência de uma fase estática, devido à contínua elevação do nível de base, resultaria na conservação de uma superfície de erosão sempre jovem. Acredita ainda o autor (op. cit) que devido ao fato da dificuldade de serem encontrados testemunhos estruturais e estratigráficos no campo, os argumentos geológicos são de ordem geomorfológica e fisiográfica. Para DE MARTONNE (1943) há uma íntima conexão entre as superfícies de erosão, no modelado do Brasil e os movimentos epirogênicos. Com relação a Serra do Mar, DE MARTONNE (1943) afirma que “Do alto mar aproximando-se para a costa, a Serra do Mar aparece como uma alta escarpa cujos traços gerais sugerem, com bastante evidência, a idéia de um bloco antigo levantado e fraturado”.

Segundo ALMEIDA (1964) o nivelamento das cristas das serras residuais de erosão do Planalto Atlântico, entre 1050 e 1300 metros de altitude, evidencia claramente a presença de uma antiga superfície de erosão senil, que nivelou as mais complexas e resistentes estruturas pré-cambrianas do estado de São Paulo. O autor (op. cit) ressalta que De Martonne identificou essa superfície antiga como “Superfície de Cristas Médias” considerando-a de idade paleogênica e concordante com a cuesta de Botucatu diferenciando-a daquela por ele denominada de “Superfície dos Campos”, que seria mais elevada e violentamente fraturada na Serra da Mantiqueira. Para a “Superfície de Cristas Médias” de De Martonne, Almeida propôs em 1958 a designação de “Peneplanície do Japi ou Superfície Japi”, tomada da toponímia da serra onde ela se expressa melhor. Segundo ALMEIDA E CARNEIRO (1998) “a Superfície de Aplainamento Japi foi deformada por flexuras e grandes falhamentos”. DE MARTONNE (1943) considerou a “Superfície dos Campos” como resultante de superelevação por movimentos terciários. ALMEIDA (1964) afirma que Ab’ Sáber em diversos de seus trabalhos distinguiu a “Superfície Japi” da “Superfície dos Campos”, no entanto, ele concorda com FREITAS (1951) considerando as duas superfícies como sendo uma só que foi deformada e erguida a vários níveis.

Analisando o Planalto Atlântico, FREITAS (1951) identificou dois níveis topográficos na superfície de erosão, o nível inferior foi designado por nível A, e o nível superior por nível B. A superfície de nível A localiza-se junto à escarpa da Serra do Mar e à da Mantiqueira variando sua altitude entre 800 e 900 metros, e por ser o peneplano inferior, constitui-se cronologicamente, na mais recente das superfícies de erosão (Plioceno ou Pleistoceno), sendo sua atual posição topográfica fruto de uma elevação epirogênica bem moderna (FREITAS, 1951). Segundo o autor (op.cit) acima do peneplano de nível A encontram-se restos de um peneplano mais antigo (Cretáceo) e já maturamente dissecado pela erosão, designado de nível B, cujas altitudes variam entre 1200 e 1400 metros e, apesar de estar bem marcado na topografia, seus testemunhos não apresentam a mesma continuidade do que os do nível A, no entanto apresenta nivelamento dos topos dos interflúvios. Freitas (op.cit) ressalta que o nível B apresenta-se como uma superfície plana, truncando dobras de estruturas isoclinais constituídas de rochas resistentes aos processos denudacionais. Para FREITAS (1951) a existência de altas superfícies peneplanadas, acima do nível B, indica uma prova de que o alçamento foi acompanhado de falhamento de tensão. A figura 02 ilustra os níveis topográficos designados pelo autor.



Figura - 02 Brasil Meridional – Esquema de elevação epirogênica do escudo brasileiro seguindo o testemunho dos relevos policíclicos



Fonte: FREITAS (1951).

ALMEIDA E CARNEIRO (1998) ao tratarem da origem da Serra do Mar dizem que:

“Uma conclusão importante a se tirar do nivelamento dos cimos da Serra do Mar pelas superfícies de aplainamento do Japi e Alto Tietê é que quando elas foram elaboradas, o Planalto Atlântico se estendia bem mais para leste da área hoje ocupada pela plataforma continental interna. Uma superfície de aplainamento com a extensão da do Japi, identificada em vasta região do sudeste do país necessariamente prosseguia em sua origem para a área hoje ocupada por parte da plataforma continental”.

Analisando as histórias térmicas SIQUEIRA RIBEIRO (2003) sugere que a idade de origem da Serra da Mantiqueira seria de ± 120 Ma, através de um rápido soerguimento e aponta que:

“Na região de Pouso Alegre e Itajubá (MG) situadas na Serra da Mantiqueira Ocidental e Oriental, a variação da amplitude topográfica entre ambas variou de acordo com o maior desenvolvimento de seus sistemas de drenagem. De acordo com o reconhecimento e análise realizada nos níveis planálticos, a maioria destes níveis estão limitados por falhas que favoreceram o desenvolvimento dos sistemas fluviais e área de



sedimentação nos níveis planálticos inferiores. Dados referentes à análise de traços de fissão em apatitas juntamente com evidências geológicas (falhas) e geomorfológicas, apontaram que o desenvolvimento dos níveis planálticos estão associados com uma tectônica em blocos.”

RIBEIRO (2003) baseado nos trabalhos de Guedes et. al., (2000a, b); Tello et. al., (2003a, b) afirma que datações por traços de fissão em apatitas também indicaram soerguimentos, ocorridos paralelamente à abertura oceânica, que estão relacionados à origem da Serra da Mantiqueira com histórias térmicas iniciadas a 40 °C (1,3 Km de profundidade) e idades corrigidas em torno de 121 ± 7 Ma. Segundo RIBEIRO (op. cit) estes dados foram corroborados por Brown et. al., (1990), no lado oeste africano e por Vigñol – Lelarge et. al., (1994), no Arco de Ponta Grossa.

Este autor (op. cit) cita que existem duas hipóteses para a origem da Serra do Mar. A primeira hipótese inicialmente proposta por Weissenl & Karner (1989), estabelece que a Serra do Mar é um remanescente erosional de um flanco do rifte inicial que deu origem ao Atlântico Sul, onde este foi soerguido pelo recuo flexural isostático causado pelo descarregamento mecânico durante a contínua denudação e erosão lateral e sedimentação, o que induziu um soerguimento constante. Para este autor, a segunda hipótese foi proposta por Pigeon (1985) e parte do princípio de que quando as litosferas continental e oceânica estão em contato (para Ribeiro, esse fenômeno ocorre na margem leste brasileira) existe uma forte distorção térmica marcada por uma subsidência generalizada das bacias marginais. O autor afirma que esta anomalia origina perturbações no balanço térmico e isostático, criando soerguimentos epirogênicos positivos e termiais (denominados de convexidades marginais). Baseado nos trabalhos de Guedes et al., (2000a), Tello et. al., (2003a) e Hackspacher et. al., (2003a) RIBEIRO (2003) afirma que esta hipótese foi aprimorada por traços de fissão.

RIBEIRO (2003) concorda com Almeida & Carneiro, (1998), quando admitem que as ilhas oceânicas são vestígios da antiga Serra do Mar que recuou pela erosão constante. O autor (op. cit) afirma que estudos recentes utilizando análise de traços de fissão em apatitas, no Planalto Atlântico e Serra do Mar realizados por Guedes et al., (2000a, b); Tello et al., (2003a) e somente na Serra do Mar realizados por Hadler et al., (2001); Hackspacher et. al., (2003b); Tello et. al., (2003b), enfatizam que a Serra do Mar surgiu no final do Cretáceo por volta 80 Ma, seguido de um Soerguimento até o Oligoceno (30 Ma), precedido por soerguimento tectônico com ascensão das isothermas (soerguimento tectônico) até o Mioceno (20 Ma). A presença de discordâncias (períodos de erosão ou não deposição) nas Bacias de Santos e Campos enfatiza esta hipótese Davison, 1999; Ribeiro et. al., 2003, apud RIBEIRO (2003).

Para HACKSPACHER; HADLER NETO (2001) as reconstruções da história térmica, tectônica e geomorfológica indicam influência de fontes de calor, soerguimento/subsidência, tectônica e erosão de unidades pré-cambrianas. Segundo eles, dados da Serra da Mantiqueira, Serra do Mar e norte da Bacia do Paraná indicam histórias térmicas distintas mostrando a necessidade de abordagens específicas para a compreensão global do quadro evolutivo. Esses autores afirmam que idades absolutas de traços de fissão em apatita têm valores bem definidos, principalmente entre 120 Ma, na Serra da Mantiqueira, e 60 Ma, na Serrado Mar.



O Planalto do Paraitinga

Segundo ALMEIDA (1964) o Planalto do Paraitinga é uma zona da província geomorfológica do Planalto Atlântico e tem como subzonas a Morraria do Paraitinga, a Morraria do Paraíbuna e a Serrania de Natividade-Quebra-Cangalha, uma área com cerca de 6.000 Km², que compreende a região drenada pela bacia do rio Paraíba a montante de Guararema, estendendo-se até ao Planalto da Bocaina. O autor (op.cit) afirma que se trata de um planalto cristalino de estrutura complexa, maturamente dissecado, com relevo de “mar de morros” e longas serras longitudinais. Almeida destaca que esse Planalto possui rios jovens, com numerosas corredeiras e cachoeiras extremamente adaptável às estruturas.

ALMEIDA (1964) considera que no Planalto do Paraitinga há o predomínio do relevo de espigões com cimos ondulados e traçados sinuosos, com orientação no sentido ENE dos lineamentos estruturais. O autor (op. cit) afirma que os rios principais, o Paraíba, Paraitinga, Paraíbuna, Jacuí e outros menores, da rede hidrográfica do planalto adotam orientação geral ENE para seus traçados, que estão adaptados às faixas de gnaisses menos resistentes e de micaxistos. No entanto, Almeida (op. cit) ressalta que a estrutura e o relevo deste Planalto são pouco conhecidos, sabendo-se que predominam gnaisses de diversos tipos: uns são facoidais, grandemente granitizados; outros, de estrutura média a fina, são micáceos, bem fitados e passam a micaxistos. Segundo ALMEIDA (1964), existem diques de diabásio em diversos lugares, alguns com extensões quilométricas.

O autor (op. cit) chama atenção com relação a uma hipótese, proposta por Aziz Nacib Ab’Saber, ainda não comprovada para a interpretação da evolução do Planalto do Paraitinga: a da captura, pelo Paraíba, das águas desse planalto que outrora fluíam para o Tietê. Porém, ALMEIDA (1964) destaca que existe também a hipótese de simples adaptação estrutural por erosão regressiva, porque no cotovelo de Guararema o rio tem seu traçado condicionado à direção NW, onde contorna a terminação afilada de uma vasta estrutura anticlinal gnáissica.

A área deste Planalto particularizada neste trabalho encontra-se na província geomorfológica do Planalto Atlântico, compartimento do Planalto do Paraitinga, sendo limitado ao norte por uma linha que segue o divisor de águas das bacias do rio Paraitinga e Paraíba que compreende a Serra do Quebra-Cangalha e ao sul pelo rio Paraitinga, à leste pela área de nascente do rio Paraitinga em sentido N-S e a oeste pela parte inicial à oeste da Serra do Quebra-Cangalha em sentido N-S. A área compreende as sub-zonas Serrania de Natividade-Quebra-Cangalha e Morraria do Paraitinga e se insere nas cartas do IBGE a 1:50.000, São Luiz do Paraitinga SF-23-Y-D-III-1, Lagoinha SF-23-Y-D-III-2 e Guaratinguetá SF-23-Y-B-VI-4. A escolha da área para o estudo deve-se ao fato de ser uma área pouco investigada pela geomorfologia.

O Planalto de Campos do Jordão

O Planalto de Campos do Jordão localiza-se na província geomorfológica denominada Planalto Atlântico, conforme a divisão geomorfológica do estado de São Paulo proposta por ALMEIDA (1964). Esse autor define essa área como um “Planalto tectonicamente elevado, de estrutura cristalina complexa, maturamente dissecado a partir de uma superfície de aplainamento que nivela seus cimos a cerca de 2000 m de altitude”. O autor reconhece o planalto como uma antiga superfície de erosão soerguida na antéclise da Mantiqueira.

ALMEIDA (1964), afirma que área deste planalto pertencente ao estado de São Paulo apresenta constituição geológica idêntica à de seu rebordo, a Serra da Mantiqueira. Segundo o autor (op. cit) gnaisses graníticos, provavelmente representantes de eruptivas



tectonicamente laminadas, ocorrem localmente, como no vale do rio Sapucaí-Mirim pouco ao sul de São Bento do Sapucaí / SP. O mesmo autor relata que frequentemente as rochas metamórficas do Planalto mostram-se injetadas de veios de material granítico.

Para ALMEIDA (1964), o Planalto de Campos do Jordão apresenta um relevo de longos espigões orientados a ENE, muito recortado por intenso ravinamento, desfeito em morros de variadas dimensões, que sempre guardam acentuada suavização de seus perfis convexos. As superfícies mais elevadas são sustentadas pelas rochas mais resistentes constituindo um relevo muito acidentado, caracterizado por desníveis locais entre os altos espigões e o fundo dos vales que segundo o autor (op. cit) excedem valores de 300 m. A origem das feições observadas no Planalto de Campos do Jordão parece que deve ser buscada no soerguimento de uma superfície de erosão muito evoluída que possivelmente seja uma penepalanície da superfície Japi (ALMEIDA, 1964). O autor (op. cit) descreve que o relevo do planalto acha-se perfeitamente adaptado à rede hidrográfica subsequente, que ele afirma ser mais jovem que a superfície de aplainamento. Além disso, Almeida (op. cit) destaca que esse relevo acha-se entalhado centenas de metros pela rede de drenagem da alta bacia do rio Sapucaí e restam testemunhos da antiga superfície de erosão, elevados a quase 2000 m que são mantidos por quartzitos ou gnaisses quartzosos.

MODENESI (1988) identifica indícios de uma antiga superfície de aplainamento nos topos nivelados e subnivelados do Planalto de Campos de Jordão. Para a autora a referida superfície seria a “Superfície dos Campos”, De Martonne, 1940. FREITAS (1951) e ALMEIDA (1964) consideram essa superfície resultante da deformação tectônica da superfície de aplainamento Japi.

Ao tratar da sobrelevação da Mantiqueira e do Planalto de Campos do Jordão MODENESI (1988), considera que essa sobrelevação iniciou-se no Oligoceno e acentuou-se no Plioceno, e que esse fenômeno no planalto não deve ter sido contínuo, uma vez que, um soerguimento inicial responderia pela compartimentação regional, pela formação da Fossa do Paraíba, do Horst da Serra do Mar e do Semi-Horst da Mantiqueira. A mesma autora afirma que as fases mais recentes teriam acentuado as diferenças altimétricas entre os compartimentos, determinando a influência orográfica responsável pela caracterização do sistema de montanha tropical.

Ao estudar esse planalto, MODENESI (1988), afirma que o levantamento à posição que hoje ocupa e seu retrabalhamento terciário-quadernário, sob climas de altitude, originou um complexo paisagístico em franco contraste com as regiões tropicais circunjacentes, uma paisagem singular em região tropical, dotado de características próprias de clima, formas de relevo, formações superficiais e vegetação. A autora (op. cit) considera que as feições geomórficas características e a presença, na estrutura superficial da paisagem, de depósitos com significado paleoclimático registram a ação mais importante de certos processos ocorridos durante o quadernário. Para MODENESI (1988), os anfiteatros de erosão, de ocorrência generalizada, testemunham fases pretéritas de maior agressividade morfogenética na evolução das vertentes.

Para autora (op. cit) o sistema de paisagem e suas características fisionômicas no Planalto de Campos do Jordão enquadram-se na categoria dos geossistemas definidos por Bertrand, 1968. A autora reconhece dois geossistemas no planalto que constituem unidades da paisagem fisionomicamente heterogêneas, nas quais se acentuam o complexo geográfico e a dinâmica de conjunto. Para ela, os Campos do Jordão, do Serrano e de São Francisco formam o “Geossistema dos Altos Campos”. As áreas profundamente dissecadas pelos ribeirões dos Marmelos, do Jacu e Coxim, caracterizam o “Geossistema Serrano”. Modenesi afirma que as variações observadas nos dois geossistemas e em cada um deles, dependem essencialmente das propriedades do substrato e do grau de dissecação do relevo.



MODENESI (1988) com base nos trabalhos de De Martonne -1940, Freitas -1951, Almeida -1964, Ab'Sáber & Bernardes -1958 afirma que o relevo do Planalto de Campos do Jordão tem sido freqüentemente associado, por esses autores, à presença da “Superfície dos Campos”. No entanto, a autora (op. cit) ressalta que não se pode esquecer o estado significativo de degradação dos resíduos deste aplainamento, uma vez que, remanescentes de um relevo com pequenas amplitudes topográficas podem ser reconhecidos apenas nas bordas do planalto, no frontão sudeste da Mantiqueira, e nas demais áreas enfatiza a autora (op. cit) intensos fenômenos de dissecação e degradação (Segundo Modenesi, documentados por numerosas evidências morfológicas e estratigráficas) apagaram os vestígios da antiga superfície, remodelando-a. Assim para essa autora, a superfície dos “Altos Campos” comporta-se na paisagem como uma cimeira subnívelada.

HIRUMA (1999), afirma que a evolução da paisagem desse planalto resulta da interação de controles climáticos e tectônicos. Esse autor considera que os controles tectônicos refletem principalmente na compartimentação e no padrão de drenagem do planalto. Segundo o autor (op. cit) foram identificados três regimes neotectônicos superpostos: inicialmente, um regime de compressão NW-SE, compatível com um binário transcorrente dextral E-W com falhas transcorrentes dextrais ENE-WSW / WNW-ESE e sinistrais NNW-SSE, seguido por um de extensão E-W a NW-SE, caracterizado por falhas normais de direção NE-SW, e finalmente, de compressão E-W, registrados por juntas neotectônicas em colúvios e horizontes superficiais.

RIBEIRO (2003) realizou análise termocronológica e análise por traços de fissão no “Domínio Morfoestrutural do Planalto de Campos do Jordão” e com base nos resultados afirma que as idades de traços de fissão indicam um soerguimento do Planalto de Campos do Jordão no Terciário Inferior (Paleoceno / Eoceno), porém ressalta que as histórias térmicas mostram uma reativação da falha do Paiol Grande em caráter normal.

Para o autor (op. cit.) a análise da história térmica para o “Domínio Campos do Jordão” mostra um aquecimento do Eoceno até o final do Oligoceno, seguido de um resfriamento lento até o Plioceno e posterior resfriamento, rápido, até os dias atuais. RIBEIRO (2003) demonstra que a idade corrigida (obtida através da história térmica) para este domínio é 58 ± 4 Ma e para o “Domínio da Mantiqueira Ocidental” é 109 ± 6 Ma. Ribeiro acredita que o resfriamento registrado durante o Plioceno possivelmente está relacionado com o soerguimento e erosão que preservou e modelou a paleosuperfície dos “Altos Campos” e a geração dos colúvios sobrepostos da região do Planalto de Campos do Jordão propostos por Modenesi, 1988a, e Modenesi – Gautieri et al., 2000.

A área deste planalto particularizada neste trabalho encontra-se na província geomorfológica do Planalto Atlântico, compartimento do Planalto de Campos do Jordão e insere-se nas cartas do IBGE a 1:50.000, Campos do Jordão folha SF-23-Y-B-V-2, Delfim Moreira folha SF-23-Y-B-VI-1, Pindamonhangaba folha SF-23-Y-B-VI-3, e Tremembé folha SF-23-Y-B-V- 4.

O método das Paleosuperfícies

DORANTI; CORRÊA; MENDES (2002) aplicaram o método das paleosuperfícies como contribuição ao estudo morfoestrutural do Planalto de Monte Verde-MG na Mantiqueira Ocidental.

Segundo DEFFONTAINES (1987) uma paleosuperfície está associada às relíquias de uma superfície que se desenvolveu em tempos passados. O método - partindo do princípio da teoria de Davis onde se elabora uma paleosuperfície durante longos períodos de estabilidade - toma como base, a seleção dos pontos cotados sobre uma superfície topográfica e posteriormente a sua digitalização. A paleosuperfície pode ser evidenciada, analisando as deformações superficiais existentes. Os limites entre as unidades estão



muitas vezes condicionados por lineamentos regionais, que se expressam, sobretudo a partir do controle que exercem sobre a rede de drenagem.

A escolha dos critérios de seleção dos pontos é essencial porque todos os resultados dependem dela. A seleção dos pontos cotados representa um limite intrínseco imposto pelo próprio método de paleosuperfícies. Foram selecionados todos os pontos cotados sobre as cartas topográficas do IBGE, correspondentes aos pontos cotados mais elevados e aqueles encerrados por uma curva de nível. Os pontos selecionados são digitalizados em planilha a fim de fornecer um modelo digital do terreno, a partir do qual são definidos os limites entre as paleosuperfícies e os blocos que as sustentam. A digitalização dos pontos gerou um modelo digital do terreno (MDT), o que possibilita a interpretação da compartimentação morfotectônica.

Eliminando-se as rugosidades mais epidérmicas da paisagem geomorfológica pode-se evidenciar a participação dos controles lito-estruturais sobre a compartimentação do relevo. DEFFONTAINES (1987) ressalta que não se deve chegar a conclusões apenas a partir da análise do Método das Paleosuperfícies. Assim, esse método é limitado porque não correlaciona os materiais associados aos topos, baseando-se apenas no modelado da superfície observada.

Os pontos coletados na carta topográfica do IBGE foram digitalizados em planilhas do software Microsoft EXCEL, em colunas de X,Y e Z, que representam respectivamente a latitude a longitude e a altitude. Posteriormente esses pontos foram passados para a planilha do programa SURFER 32, para a criação dos blocos diagramas. Para a confecção do bloco diagrama principal, uniu-se os diagramas seguindo os seguintes passos:

- 1) Tomou-se como ponto de origem (0,0), o canto inferior esquerdo das cartas topográficas;
- 2) Somou-se o valor do comprimento das cartas origens a todos os valores de X das outras cartas que compõem os blocos;
- 3) Acrescentou-se os valores de X,Y e Z das cartas aos valores X,Y e Z da carta de origem;
- 4) Geração do mapa de contorno e do mapa de superfície, no programa SURFER; para cada carta e bloco de cartas.

Para a formação dos blocos no programa Surfer32, testou-se 4 opções fundamentais de interpolação de dados: krigagem, inverso do quadrado da distância, vizinho mais próximo e triangulação. As vantagens e desvantagens dos métodos mais comuns de interpolação do programa Surfer32 estão bem detalhados em LANDIM (2002). Ao final optou-se pelo método da krigagem em virtude da representação final mostrar-se mais realista e adequada aos propósitos do método das paleosuperfícies, uma vez que esta elimina ao máximo a rugosidade do relevo deixando em evidência as cimeiras os blocos mais elevados. Após a formação do bloco diagrama principal, constatou-se que as linhas e colunas eram muito espaçadas não permitindo uma boa visualização dos blocos alçados e dos lineamentos, havendo a necessidade de duplicação do número de linhas e colunas.

Apresentação e discussão dos resultados

Partindo-se desses dados procurou-se particularizar algumas áreas chave dentro de cada bloco gerado a partir da carta topográfica do IBGE na escala de 1:250 000 (bloco regional), onde foram elaboradas paleosuperfícies a partir da carta topográfica do IBGE na escala de 1:50 000 (bloco local). Assim procurou-se observar se os comportamentos dos blocos locais apresentam-se em conformidade com os dos blocos regionais. Os blocos analisados foram:



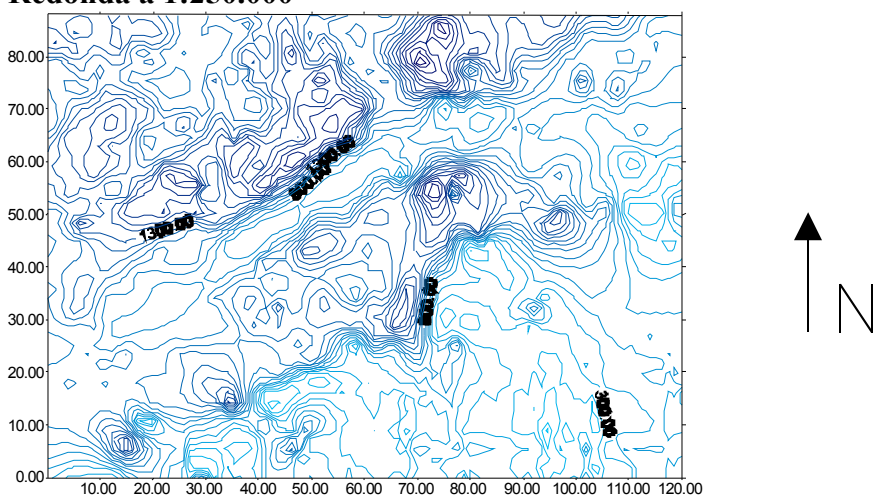
Bloco regional e bloco local pertencente ao Planalto do Paraitinga.

Os blocos para essa área da Serra do Mar foram criados a partir das cartas Santos, Ilha Grande, Guaratinguetá e Volta Redonda a 1:250.000 (Figura 03) para o bloco regional e as cartas Pindamonhangaba, São Luiz do Paraitinga, Guaratinguetá e Lagoinha a 1:50.000 para o bloco local (Figura 04).

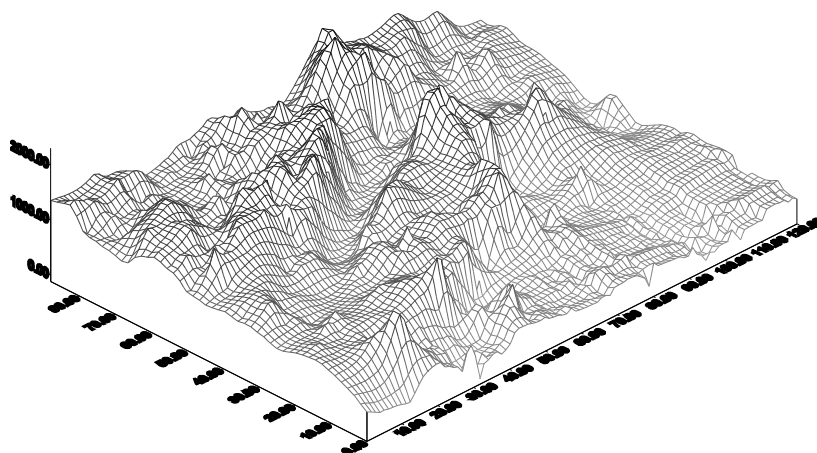
Observa-se na figura 03 (bloco regional) e figura 04 (bloco local) que os dois blocos apresentam relevos escalonados. Evidenciando o “Rift Valley” do Paraíba, bem como o direcionamento geral dos alinhamentos em sentido NE–SW concordando com ALMEIDA (1964) e FREITAS (1944).

Observa-se na figura 04 (bloco local) um relevo compartimentado. A Serra do Quebra-Cangalha divide o bloco em duas feições principais uma que se relaciona diretamente com a drenagem que flui para o rio Paraíba do Sul e outra que se relaciona com a drenagem que flui para o rio Paraitinga. Nota-se de maneira menos expressiva uma pequena feição da Mantiqueira a NW e da Serra de Natividade a SE.

Figura 03 – Bloco regional, folhas: Santos, Ilha Grande, Guaratinguetá e Volta Redonda a 1:250.000

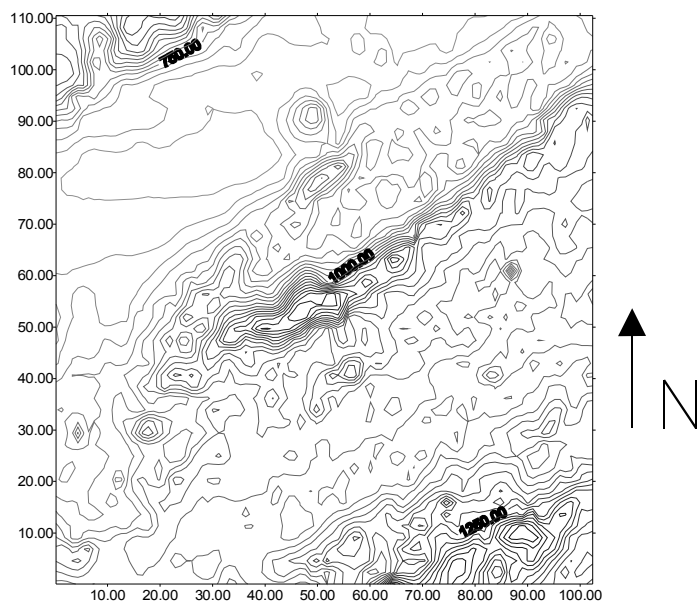


Mapa de contorno, gerado no SURFER a partir da interpolação dos pontos cotados.

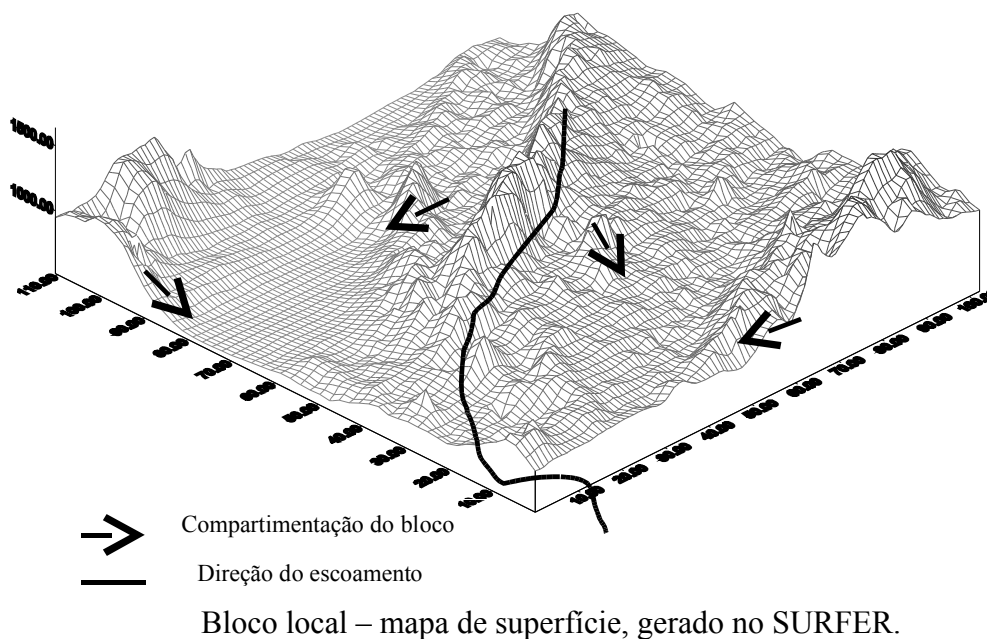


Bloco regional – mapa de superfície, gerado no SURFER.

Figura 04 – Bloco local, folhas: São Luis do Paraitinga, Pindamonhangaba, Guaratinguetá e Lagoinha a 1:50.000



Mapa de contorno, gerado no SURFER a partir da interpolação dos pontos cotados.



Bloco regional e bloco pertencente ao Planalto de Campos do Jordão

Para o bloco regional, na escala a 1:250 000 foi utilizada a carta Guaratinguetá (Figura 05) e para o bloco local a 1:50 000 foram utilizadas as cartas Campos do Jordão, Tremembé, Delfim Moreira, e Pindamonhangaba (Figura 06).

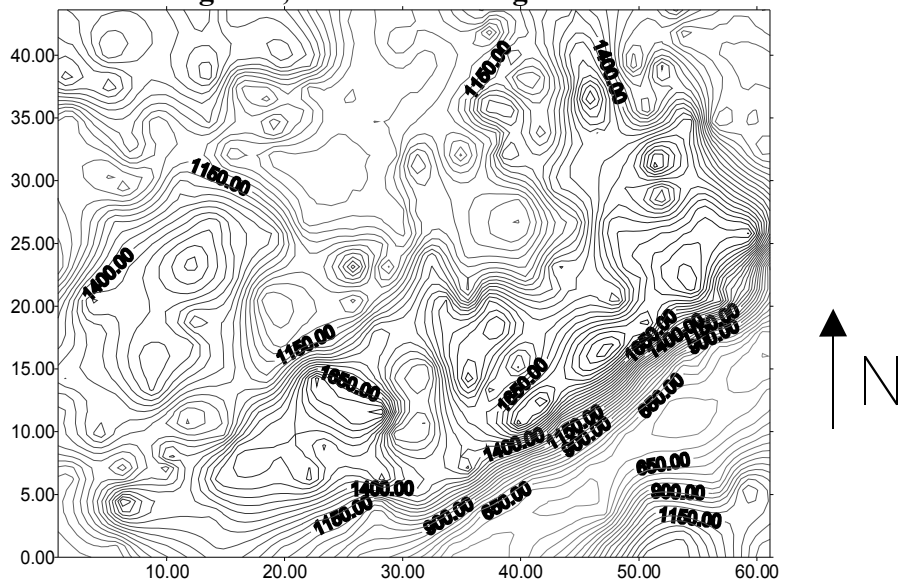
Observa-se na figura 05 (bloco regional) e na figura 06 (bloco local) um relevo escalonado, tal como para a área da Serra do Mar, a Mantiqueira se comporta como um bloco escalonado. O direcionamento geral dos alinhamentos é no sentido NE – SW, assim como observado para os alinhamentos da Serra do Mar, concordando com os definidos por FREITAS (1944).

Observa-se na figura 06 (bloco local), um relevo escalonado, distinguindo o “Rift Valley” do Paraíba e a Serra da Mantiqueira. Há três direcionamentos do escoamento bem

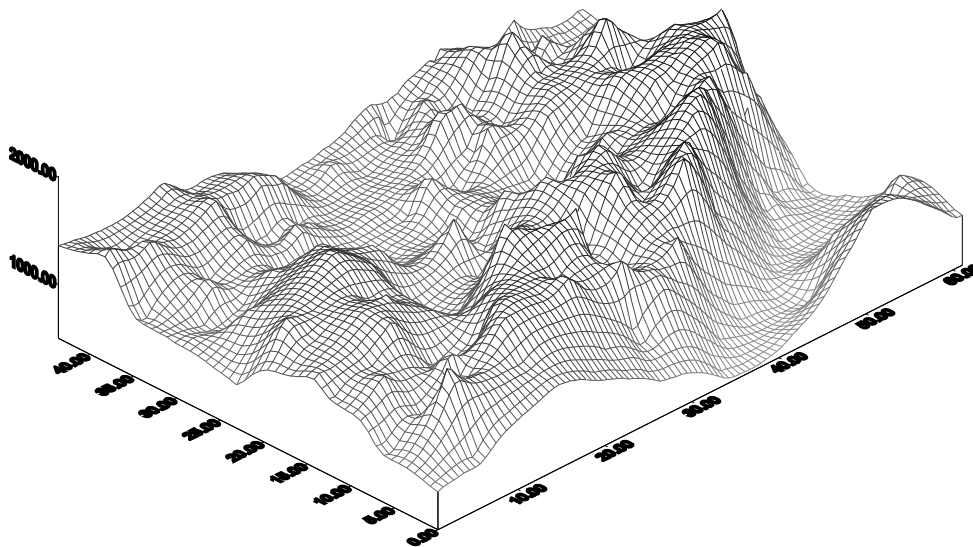


visíveis, um em direção ao Vale do Paraíba do Sul e outros dois em sentido à alta bacia do Sapucaí (sendo um em direção N e outro em W – NW).

Figura 05 – Bloco regional, folha: Guaratinguetá a 1:250.000

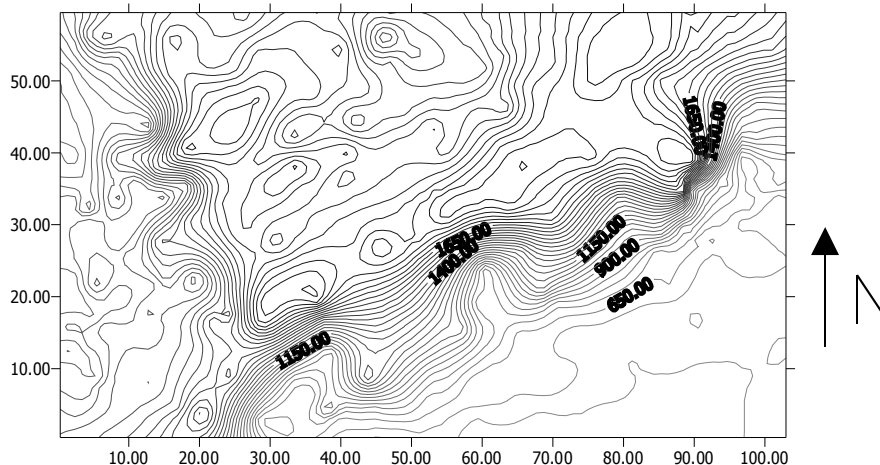


Mapa de contorno, gerado no SURFER a partir da interpolação dos cotados.

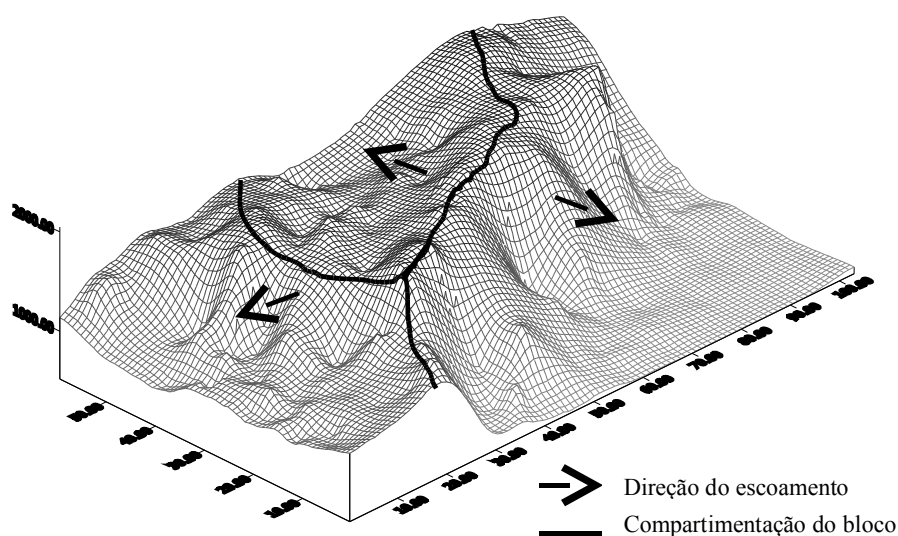


Bloco regional – mapa de superfície, gerado no SURFER.

Figura 06 – Bloco local, folhas: Campos do Jordão, Delfim Moreira, Tremembé, Pindamonhangaba a 1:50.000



Mapa de contorno, gerado no SURFER a partir da interpolação dos pontos cotados.



Bloco local – mapa de superfície, gerado no SURFER.

Considerações Finais

No presente trabalho procurou-se contribuir para a compreensão morfoestrutural dos Planaltos do Paraitinga e de Campos do Jordão, ambos pertencentes ao Planalto Atlântico, partindo-se de trabalhos clássicos e recentes. Evidenciou-se que a gênese e evolução destes Planaltos é a mesma para diversos autores, ou seja, os movimentos epirogênicos. No entanto, RIBEIRO (2003) ressalta que esses movimentos não ocorrem num único evento, e não afetaram o Planalto Atlântico igualmente, mas sim em diferentes períodos geológicos. Esses eventos ocorreram a partir do Cretáceo até o Terciário com diferentes intensidades. Hackspacher; Hadler Neto (2001) ao se referir às Serras do Mar e Mantiqueira sugerem que elas são de idades diferentes, sendo a Serra do Mar de idade ± 60 Ma e a Mantiqueira de ± 120 Ma, dados adquiridos por traços de fissão em apatita, evidenciando tectonismo em diferentes períodos.

ALMEIDA & CARNEIRO (1998) admitem que as ilhas oceânicas são vestígios da antiga Serra do Mar que recuou por erosão constante. Diferentemente FREITAS (1944) considera essas ilhas como resultado de movimentos epirogênicos escalonados, considerando-a como um bloco escalonado. Procurou-se comparar a evolução do relevo do Planalto Atlântico a partir das áreas do Planalto de Campos do Jordão e do Paraitinga. E a visualização das paleosuperfícies através do método proposto por DEFFONTAINES (1987) evidencia um relevo escalonado reforçando a teoria da Epirogênese.



Os dois Planaltos estudados são idênticos quanto às formas de relevo, montanhosas. No entanto, a altitude de ambos é diferente; na área de Campos do Jordão atinge mais de 2000 m em alguns pontos e na área referente ao Planalto do Paraitinga pouco ultrapassa os 1600 m em alguns pontos. Dessa forma a paisagem do Planalto de Campos do Jordão é diferente do Paraitinga, pois as condições climáticas atuantes desempenham importante influência na vegetação e também no modelado do relevo.

Referências bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. de. Fundamentos geológicos do relevo paulista. **Boletim do Instituto Geográfico e Geológico**. (41): p. 169-263. São Paulo, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M. de. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento de Produção Mineral – Ministério das Minas e Energia. **Boletim N° 241**. Rio de Janeiro, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M. de; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 28, p.135-150, 1998.
- DE MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**. N° 04 – Ano V: p. 69-98. Outubro – dezembro de 1943.
- DORANTI, C.; CORRÊA, A. C. DE B.; MENDES, I. A. Aplicação do método das paleosuperfícies como contribuição ao estudo morfoestrutural do Planalto de Monte Verde / Mantiqueira Ocidental. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 4., 2002, São Luís. **Anais...São Luís: Universidade Federal do Maranhão, 2002. Vol.1.**
- DEFFONTAINES, B. **Mouvements récents du graben rhénan et de ses abords**. Bureau de Recherches Géologiques et Minières: Decembre, 1987.
- FREITAS, R. O. de. Geomorfogênese da Ilha de São Sebastião. **Boletim da Associação dos Geógrafos Brasileiros**, ano IV: N.º 4, p.16-30, maio de 1944.
- FREITAS, R. O. de. Relevos policíclicos na tectônica do escudo brasileiro. **Boletim Paulista de Geografia**. N° 07: p. 03-19. Março de 1951.
- HIRUMA, S.T. **Neotectônica no Planalto de Campos do Jordão, SP**. 1999. 106 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Geociências, USP, São Paulo.
- HACKSPACER, P.C.; HADLER NETO, J. Contribuição à evolução Tectono-Termal da Região Sudeste do Brasil durante o Mesozóico e Cenozóico: Análise por Traços de Fissão em Apatita. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7, 2001, Rio de Janeiro, **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2001.
- IPT (Instituto de Pesquisas Tecnológicas do estado São Paulo). **Mapa geomorfológico do estado de São Paulo**. São Paulo: IPT, 1981. Vol. II.
- LANDIM, P. M. B.; MONTEIRO, R. C.; CORSI, A. C. **Introdução a confecção de mapas pelo software Surfer®**. Geomatemática, Texto Didático 8, DGA, IGCE, UNESP/RIO CLARO, 2002. Disponível em: <http://www.rc.unesp.br/igce/aplicada/textodi.html>>. Acesso em: 31 de março de 2004.
- MODENESI, M. C. Significado dos depósitos correlativos quaternários em Campos do Jordão – SP: implicações paleoclimáticas e paleoecológicas. **Boletim do Instituto Geológico**, (7): 155p. 1988.
- RIBEIRO, L. F. B. **Morfotectônica da região centro-leste do estado de São Paulo e áreas adjacentes de Minas Gerais: termocronologia & paleotensões**. 2003. 204 f. Tese (Doutorado) - IGCE, UNESP, Rio Claro.
- SIQUEIRA RIBEIRO, M. C. **História tectônica e exumação das serras da Bocaina e da Mantiqueira, SP/RJ**. 2003. 124f. Dissertação (Mestrado) - IGCE, UNESP, Rio Claro.