

Análise digital de terreno e evolução de longo-termo de relevo do centro-leste brasileiro

Digital terrain analysis and long-term relief evolution of central-eastern Brazil

Carlos Henrique Grohmann¹ e Claudio Riccomini¹

¹Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo - USP, Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo, SP, BR (guano@usp.br, riccomin@usp.br)

Recebido em 28 de novembro de 2011; aceito em 28 de junho de 2012

RESUMO

As diversas teorias geomorfológicas para evolução do relevo em longo-termo (da ordem de dezenas de milhões de anos) contemplam a existência de superfícies de aplainamento, formadas pela ação contínua dos agentes erosivos/depositacionais em períodos de quiescência tectônica e reconhecíveis como extensas áreas de relevo muito suave perturbadas localmente por elevações residuais, ou pela aparente concordância altimétrica dos divisores de águas de uma região. Apesar de passadas várias décadas desde a publicação das principais teorias sobre evolução das formas de relevo, a validade desses modelos ainda é palco de discussão. Neste trabalho são apresentados estudos relativos à compartimentação do relevo, em escala regional, da região centro-leste brasileira. As análises foram focadas em análise digital de terreno, com processamento e integração de dados em Sistema de Informações Geográficas, visando a extração e caracterização de variáveis relativas à superfície topográfica e a compilação e tratamento matemático de dados termocronológicos e geofísicos. Os resultados obtidos foram interpretados tendo em vista o contexto geológico e as teorias de evolução do relevo em longo-termo. A integração entre dados morfométricos, termocronológicos e geofísicos não suporta a validade do uso de superfícies aplainadas em correlações estratigráficas de âmbito regional.

Palavras-chave: Superfície de aplainamento; Superfície Sul-americana; Geomorfologia; Análise digital de terreno; Sistema de Informações Geográficas.

ABSTRACT

Geomorphological theories for long-term relief evolution postulate the existence of planation surfaces, created by the continuous work of erosion/deposition during periods of tectonic quiescence and recognized as extensive areas of very gentle relief disturbed only locally by residual elevations, or by the apparent leveling of summit heights in a given region. After decades since the publication of the main theories on landform evolution, the validity of these models is still an open discussion. In this paper, we present studies about the compartmentalization of landform elements, on a regional-scale basis, of central-eastern Brazil. The methods involved Digital Terrain Analysis in Geographic Information Systems, aiming the extraction and characterization of topographic variables and the compilation and mathematical analysis of geophysical and thermochronological data. Results were interpreted according to the geological context and the theories for long-term relief evolution. The integration of morphometric, thermochronological and geophysical data does not support the validity of using planation surfaces in regional stratigraphic correlations.

Keywords: Planation surface; South American planation surface; Geomorphology; Digital Terrain Analysis; Geographic Information Systems.

INTRODUÇÃO

As diversas teorias geomorfológicas para evolução do relevo em longo-termo (da ordem de dezenas de milhões de anos) contemplam a existência de superfícies de aplainamento. Tais superfícies seriam formadas pela ação contínua dos agentes erosivos/depositivos em períodos de quiescência tectônica. Seu reconhecimento se dá pela existência de extensas áreas de relevo muito suave perturbadas localmente por elevações residuais, ou pela aparente concordância altimétrica dos divisores de águas de uma região (Davis, 1899; Penck, 1924; King, 1953; Büdel, 1977).

Apesar de passadas várias décadas desde a publicação das principais teorias sobre evolução das formas de relevo, a validade desses modelos ainda é palco de discussão (e.g., Summerfield, 1991; Bishop, 2007).

A análise digital de terreno, também chamada de modelagem digital de terreno, geomorfometria, ou geomorfologia quantitativa, é uma disciplina que faz uso de ferramentas das Ciências da Terra, Matemática, Engenharia e Ciência da Computação para a quantificação de variáveis e parâmetros relacionados à superfície topográfica (Pike, 1998).

Com uma origem há cerca de 150 anos nos trabalhos de Alexander von Humboldt (Pike, 2002), a geomorfometria cresce rapidamente, graças ao aumento exponencial da capacidade de processamento dos computadores e à disseminação do uso de modelos digitais de elevação (MDEs). Os procedimentos tradicionais para calcular variáveis e parâmetros morfométricos, a partir de mapas topográficos, são custosos e demorados, pois requerem mapas de qualidade, em escala adequada e intenso trabalho manual, além de estarem sujeitos à subjetividade do analista. A qualidade dos mapas também influencia na extensão da área analisada, uma vez que diferenças expressivas podem ocorrer em mapas topográficos adjacentes. O uso de MDE permite que os cálculos sejam realizados com rapidez, precisão e reprodutibilidade.

Tecnologias de sensoriamento remoto permitem obter modelos de elevação para grandes áreas com resolução espacial (i.e., tamanho da célula) compatível com a de modelos gerados a partir de mapas topográficos. Este é o caso do modelo *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM) (Farr et al., 2007), que consiste em uma base de cobertura quase global, com resolução de 0°00'03" (aproximadamente 90 m no Equador), produzida segundo uma mesma metodologia e disponível gratuitamente via Internet.

Estudos geomorfológicos em escala subcontinental (Fielding et al., 1994; Miliarensis, 2006), a continental ou mesmo global (Cogley, 1985), só podem ser realizados com MDEs, o que os torna a fonte de dados mais indicada para análises das relações entre grandes formas de relevo e regimes tectônicos, ramo da ciência geralmente referido como geomorfologia tectônica (Mayer, 2000).

Neste trabalho são apresentados resultados de estudos relativos a compartimentação do relevo, em escala regional, da região centro-leste brasileira. As análises foram focadas em análise digital de terreno, com processamento e integração de dados em Sistema de Informações Geográficas (SIG). Buscou-se a extração e caracterização de variáveis relacionadas com a superfície topográfica, a compilação e tratamento matemático de dados termocronológicos e geofísicos, e a correlação dos resultados obtidos à luz do contexto geológico e das teorias de evolução do relevo em longo-termo. O objetivo foi avaliar a validade do uso de superfícies aplainadas em correlações estratigráficas regionais.

Como área de estudo, foi considerada uma região entre os paralelos 0° e 26°S e os meridianos 34°W e 56°W, com aproximadamente 4.900.000 km². A Figura 1 ilustra a localização da área de estudo e seus principais elementos fisiográficos.

EVOLUÇÃO DE RELEVO EM LONGO-TERMO E SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO

No modelo de evolução da paisagem de Davis (1899), a sequência de estágios evolutivos da paisagem resulta em uma série de formas de relevo características. A região passa pelos estágios de 'juventude', 'maturidade' e 'senilidade', até que a progressiva diminuição do gradiente dos rios e declividade das encostas produza uma superfície bastante arrasada, próxima do nível de base, chamada de 'peneplano'.

Como críticas ao modelo de W.M. Davis, por exemplo, pode-se citar a falta de exemplos atuais de peneplanos (Phillips, 2002). Além disso, relacionar o aparente nivelamento dos topos de morros a um mesmo nível de erosão pode ser uma premissa equivocada, uma vez este pode ser decorrente de outros processos, como o desenvolvimento das vertentes que estejam próximas do ângulo crítico de estabilidade (Penck, 1919; Römer, 2008), ou mesmo uma impressão decorrente da posição e ponto de vista do observador. Hiruma (2007), por exemplo, nota que a configuração atual do Planalto da Bocaina deve ser fruto de uma evolução tectonotermal complexa, uma vez que na região foram obtidas idades traços de fissão (TF) em apatita contrastantes em altitudes similares e idades TF similares em altitudes diferentes. Ainda, as maiores expressões de áreas morfologicamente planas no centro-leste brasileiro constituem superfícies estruturais, ou seja, estão relacionadas a rochas com acamamento sub-horizontal, tal como no Chapadão Ocidental da Bahia, Chapada do Araripe ou Chapada Diamantina.

Superfícies suaves associadas a litologias lateríticas também demandam cuidado na interpretação. Pain e Ollier (1995) alertam que a inversão de relevo resultante da consolidação do material presente em vales de rios leva à formação de



Figura 1. Localização da área de estudo, com indicação dos principais elementos fisiográficos citados no texto.

superfícies aplainadas que não podem ser chamadas de peneplanos, pediplanos ou etchplanos, pois possuem gênese distinta. Na região do Quadrilátero Ferrífero (MG), por exemplo, a Chapada de Canga, relacionada à Superfície Sul-americana por King (1956), consiste em depósitos conglomeráticos cimentados por oxi-hidróxidos de ferro de idade provável quaternária,

sobrepostos a depósitos fluviais eocenos da Formação Fonseca (Sant'anna, Schorscher, Riccomini, 1997).

Dentre as superfícies geomorfológicas reconhecidas no Brasil, a de maior expressão fisiográfica na região centro-leste é chamada de Superfície Sul-americana e teria sido formada entre o Cretáceo Superior e o Paleógeno (King, 1956). Na

região sudeste foi designada de Superfície de Aplainamento Japi (Almeida, 1958, 1964) e nivelaria as cimeiras das regiões montanhosas das serras do Mar e da Mantiqueira, atingindo 2.000 – 2.100 m nas regiões tectonicamente soerguidas dos planaltos de Campos do Jordão e da Bocaina (Soares e Landim, 1975; Campanha, Ens, Ponçano, 1994; Almeida e Carneiro, 1998; Ab'Sáber, 2000). Na região nordeste, sua expressão mais significativa seria no Chapadão Ocidental da Bahia, com altitudes entre 700 e 1.000 m.

Desde sua definição por King (1956), a Superfície Sul-americana vem sendo utilizada como marco estratigráfico regional (e.g., King, 1956; Soares e Landim, 1975; Almeida, 1958; Barbosa, 1980; Almeida e Carneiro, 1998; Valadão, 1998; Ab'Sáber, 2000). Nesses trabalhos, a identificação da superfície aplainada foi realizada por observação direta em campo, análise de cartas topográficas, interpretação de fotografias aéreas, imagens de satélite ou de radar de visada lateral. Esses métodos apresentam problemas quanto ao reconhecimento de níveis morfológicos, tais como o aparente alinhamento das cristas de morros dependendo do ângulo de observação em campo e inconsistências entre produtos cartográficos (detalhamento da topografia, ângulo de iluminação solar, ângulo de visada de radar etc.).

Atualmente, o único produto disponível para o estudo de formas de relevo em escala de semidetalhe a regional, com cobertura quase global e produzido segundo uma única metodologia, portanto livre dos problemas citados anteriormente para produtos cartográficos, é o modelo de elevação SRTM. Por se tratar de dados de elevação em formato digital, pode-se produzir imagens de relevo sombreado com iluminante posicionado em várias direções, o que elimina os efeitos da iluminação unidirecional em imagens ópticas ou de radar, e a escala das formas de relevo analisadas pode ser ajustada ao se reamostrar a resolução espacial dos dados.

Superfícies de aplainamento e evolução do relevo brasileiro

A compartimentação do relevo do território brasileiro em escala regional, caracterizou-se, em sua fase inicial, pela identificação de superfícies de aplainamento relacionadas a ciclos de erosão de diferentes idades. Esses estudos (e.g., James, 1933; de Martonne, 1940) foram realizados sob forte influência do “Ciclo Geográfico” de Davis (1899), onde figuram peneplos, peneplos, relevos jovens, maduros e rejuvenescidos (Ross, 1991).

A geomorfologia brasileira passa a sentir a influência de Penck (1953) com o trabalho de King (1956), que, ao associar o relevo brasileiro com o do continente africano, propõe uma nova linha de raciocínio para sua evolução, baseada em policiclos de erosão e nos conceitos de pedimentos e pediplanação (Ross, 1991).

A partir da década de 1960, os trabalhos de Ab'Sáber (1960, 1969) e Bigarella, Mousinho e Silva (1965) mostram a influência da escola da Geomorfologia Climática, com uma mudança na linguagem e na interpretação dos fatos geomorfológicos (Ross, 1991). Apesar da influência das teorias de W. Penck e L.C. King nestes trabalhos, é marcante a incorporação das mudanças climáticas e suas relações com processos morfogenéticos e pedogenéticos. De acordo com esses autores, os conceitos relativos à pediplanação são vinculados a ambientes (e episódios) áridos e semiáridos, alternados a processos erosivos lineares e forte meteorização das rochas nas fases quentes e úmidas.

Diversos autores abordaram a questão das superfícies de aplainamento no sudeste brasileiro, como James (1933), de Martonne (1940), Freitas (1951), Ab'Sáber (1954), King (1956), Bigarella e Ab'Sáber (1954), Almeida (1964) e Valadão (1998). Um quadro geral dessas propostas é apresentado na Tabela 1.

A superfície cretácea (Gondwana) teria se desenvolvido após o vulcanismo Serra Geral (King, 1956), com importante papel na instalação da drenagem primitiva para o interior da Bacia do Paraná (Cox, 1989), área que então se encontrava em subsidência devido ao peso das soleiras e derrames basálticos (Ponçano e Almeida, 1993). Um segundo ciclo de denudação cretácea (pós-Gondwana), conforme observado por King (1956), não é admitido pelos outros autores.

No final do Cretáceo depositaram-se as sequências da Bacia Bauru, em condições áridas (Fernandes e Coimbra, 1996, 2000). A superfície de aplainamento Sul-americana (King, 1956) teria se desenvolvido sobre esses depósitos, em um período de rápida exumação da Plataforma Sul-americana (Hackspacher et al., 2004), acompanhado por importante sedimentação continental com intercalações marinhas da Formação Santos na Bacia de Santos (Chang, Kowsman, Figueiredo, 1988).

A superfície de aplainamento Sul-americana foi denominada de “Superfície das Cristas Médias” por de Martonne (1940), de “Japi” por (Almeida, 1958, 1964), e equivale à superfície do Purunã, no Estado do Paraná (Ab'Sáber e Bigarella, 1961). Almeida (1964, 1976) a relaciona, ainda, com a superfície dos Campos (de Martonne, 1940), que julga ser a própria superfície Japi deformada tectonicamente. Valadão (1998), em sua proposta de classificação de níveis morfológicos e superfícies de aplainamento do leste brasileiro, reconhece esta superfície e mantém a nomenclatura original de King (1956).

No Estado de São Paulo, o registro sedimentar correlativo à Superfície Sul-americana seria representado pela Formação Itaqueri, que compreende depósitos rudáceos de leques aluviais de idade supostamente paleocênica-eocênica (Ponçano et al., 1982; Riccomini, 1997). Segundo Almeida e Carneiro (1998), a Superfície Sul-americana

Tabela 1. Quadro geral das superfícies de aplainamento do sudeste do Brasil, adaptado de Araújo (1991).

(Ma)	James (1933)	de Martonne (1940)	Freitas (1951)	King (1956)	Ab'Sáber (1954)	Bigarella e Ab'Sáber (1954)	Almeida (1955)	Ab'Sáber e Bigarella (1961)	Almeida (1964)	Valadão (1998)
1,8	Holoceno			Superfície Paraguai				Superfície Curitiba		Superfície Sul-americana II
5,3	Plioceno					Pd1				
23,0	Mioceno	Superfície neogênica	3° Ciclo	Superfície Velhas	Superfície interplanática	Pd2	Superfície Alto Iguaçu	Superfície Alto Iguaçu	Superfície Alto Tietê	Superfície Sul-americana I
33,9	Oligoceno	Planaltos cristalinos	Superfície das Cristas Médias (Paleogênica)	Nível A (2° ciclo)	Superfície Sul-americana	Pd3		Superfície Purunã	Superfície Japi	Superfície Sul-americana
55,8	Eoceno									
65,5	Paleoceno									
99,6	Cretáceo Superior	Cordilheira de montanhas cristalinas	Planaltos cristalinos	Nível B (1° ciclo)	Superfície pós-Gondwana	Pd4			Superfície Japi (soerguida)	
145,4	Cretáceo Inferior									Superfície Gondwana

teria sido deformada por flexuras e falhas no Paleoceno, quando surge a Serra do Mar a partir de desnivelamentos verticais produzidos por falhas normais. A partir de então, a Serra do Mar teria se desenvolvido segundo o modelo de erosão diferencial regressiva das escarpas (Almeida e Carneiro, 1998; Gilchrist e Summerfield, 1990; Tucker e Singerland, 1994). Nota-se aqui uma sobreposição entre as idades propostas para a formação e deformação da Superfície Sul-americana no estado de São Paulo.

Na região centro-sul do Brasil, a superfície estaria nivelada em torno dos 500 m no oeste do estado de São Paulo, diminuindo de altitude em direção ao Paraguai; para leste,

se elevaria gradualmente para 1.000 – 1.600 m no planalto de Jundiá, até acima de 2.000 m nas serras da Mantiqueira e da Bocaina, e então diminuiria para 1.200 m na Serra do Mar e 900 m no planalto do Juqueriquerê, próximo da Ilha de São Sebastião (Figuras 2 e 3) (Soares e Landim, 1975, 1976; Campanha, Ens, Ponçano, 1994; Almeida e Carneiro, 1998; Ab’Sáber, 2000; Tello Sáenz et al., 2003).

Ao final do Oligoceno, um evento de soerguimento daria início a um novo ciclo erosivo, representado pela Superfície Velhas, de King (1956), e pela Superfície Sul-americana I, de Valadão (1998). Esse ciclo corresponderia à Superfície Neogênica de Bigarella (1975), tida como

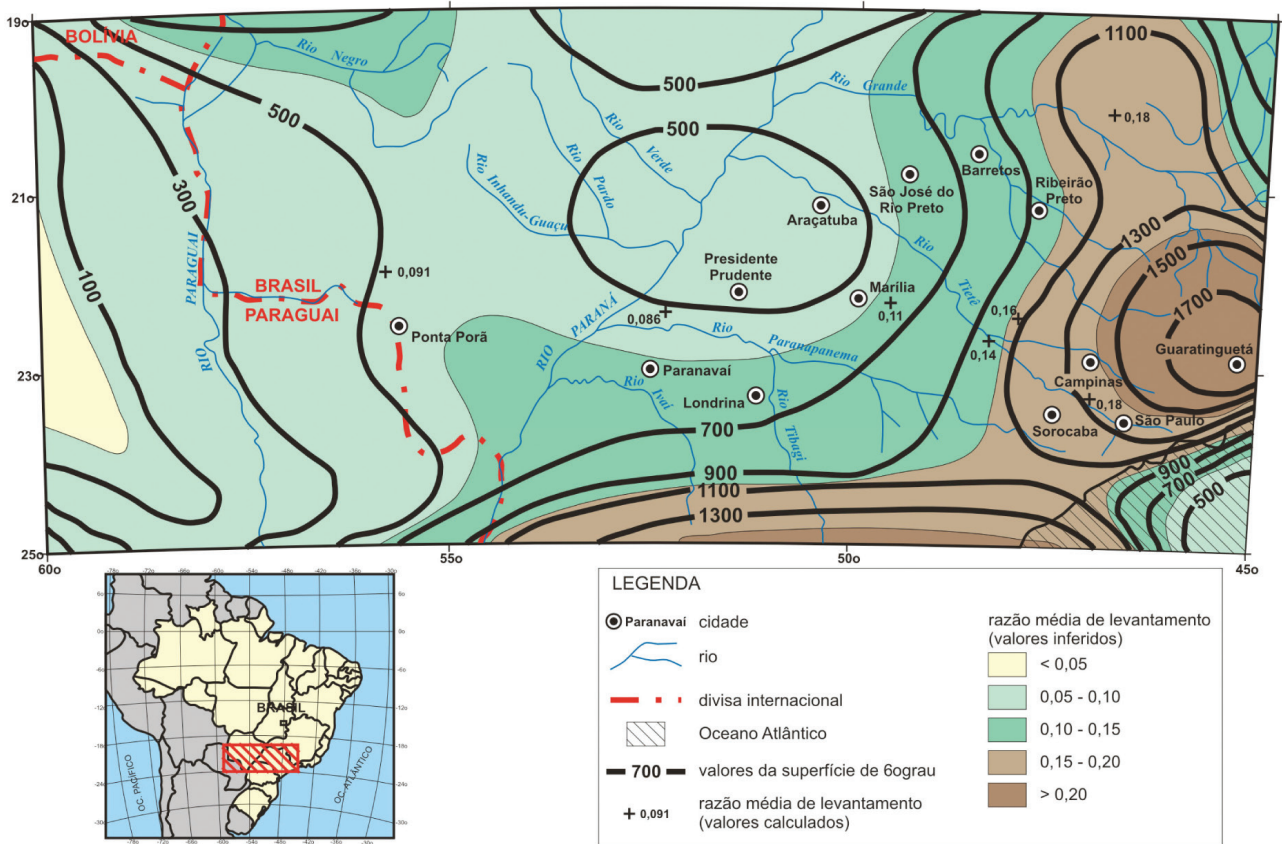


Figura 2. Superfície de tendência de 6º grau para altitudes da Superfície Sul-americana, adaptado de Soares e Landim (1976).

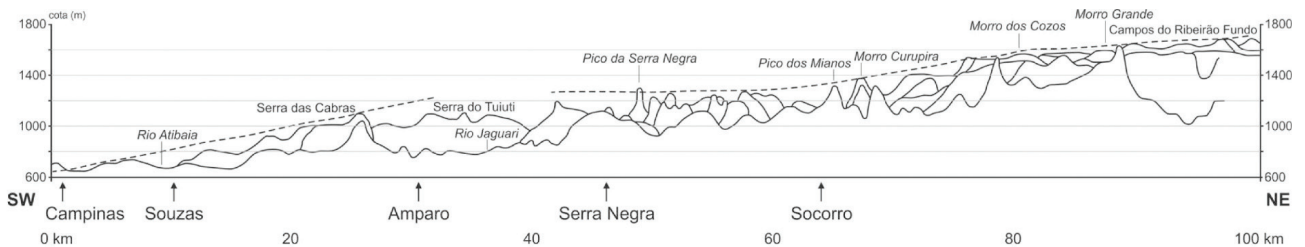


Figura 3. Perfis paralelos segundo a direção N70E, entre a região de Serra Negra (SP) e os campos do Ribeirão Fundo (MG), ilustrando o soerguimento da Superfície Sul-americana (Japi). Segundo Almeida e Carneiro (1998).

formada no Plio-Pleistoceno sob condições de clima semi-árido, com extensa sedimentação correlativa, representada, nas regiões costeiras, pelo Grupo Barreiras.

O ciclo erosivo mais recente se iniciaria no final do Plioceno, mas não teria atingido estágio avançado de aplainamento; compreenderia essencialmente vales incisivos, depressões interplanálticas, sublitorâneas e terraços fluviais.

Idade da Superfície Sul-americana

A região centro-sudeste da Plataforma Brasileira (Almeida, 1967) reúne mais de uma centena de ocorrências de rochas alcalinas com idades entre o Permotriássico e o Paleógeno, dispostas às bordas da Bacia do Paraná (Riccomini, Velázquez, Gomes, 2005). A Superfície Sul-americana nivelaria intrusões alcalinas do oeste de Minas Gerais e sudeste de Goiás, datadas por Hasui e Cordani (1968) com metodologia K/Ar: Araxá (87 – 95 Ma), São Gotardo (~ 80 Ma), Salitre (73 – 83 Ma), Catalão (~ 83 Ma), Tapira (~ 70 Ma), bem como o maciço de Poços de Caldas (Amaral et al., 1967, 63 – 80 Ma). Os maciços de Itatiaia (~ 73 Ma) e Passa Quatro (~ 66,7 Ma) (Montes Lauer, 1988), na Serra da Mantiqueira, não chegaram a ser arrasados, e elevam-se até cerca de 800 m acima da superfície de aplainamento (Almeida, 1976; Almeida e Carneiro, 1998).

No interior do Gráben da Guanabara ocorrem rochas vulcânicas alcalinas, com idades radiométricas de $65,6 \pm 0,05$ Ma obtidas pelo método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, assentadas sobre uma superfície aplainada, que permitiriam estabelecer uma idade mínima para a Superfície Sul-americana (Ferrari e Riccomini, 2001) neste setor do Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).

MODELAGEM NUMÉRICA DE TERRENO E ANÁLISE MORFOMÉTRICA

Na análise morfométrica regional foram utilizados modelos de elevação SRTM30_PLUS V3 (Becker e Sandwell, 2007), com resolução espacial de $0^{\circ}0'30''$ (aproximadamente 1 km). Neste trabalho apresenta-se uma análise de lineamentos, perfis em varredura e mapas de orientação de vertentes e de integral hipsométrica.

Na descrição e discussão dos mapas morfométricos produzidos, a denominação dos elementos de relevo como serras,

planaltos, depressões etc., salvo indicação em contrário, obedece o mapa de unidades de relevo do Brasil (IBGE, 2006).

As variáveis morfométricas estudadas (orientação de vertentes e integral hipsométrica) se baseiam nas relações entre os valores das células do MDE com as células vizinhas e podem ser calculados por janelas móveis ou por janelas de busca. Uma comparação entre as duas abordagens é apresentada por Grohmann e Riccomini (2009).

O método das janelas móveis (*roving-windows*) (Demers, 2004), consiste em estabelecer uma vizinhança de $(n \times n)$ células (com n ímpar) ao redor de cada célula do mapa *raster*, e estabelecer a esta célula central um valor determinado a partir de uma função (média, moda, desvio padrão etc.) de todos os valores contidos na vizinhança.

Na análise por janelas de busca (*search window*) (Shary, Sharaya, Mitusov, 2002) estabelece-se uma janela (normalmente quadrada) de tamanho arbitrário, a função é calculada para todas as células que estiverem dentro da janela e o valor obtido é atribuído ao ponto central da janela (de acordo com suas coordenadas, não necessariamente coincidente com uma célula do mapa). A janela é então deslocada de acordo com sua extensão E-W ou N-S, de modo a perfazer uma série de “linhas” e “colunas” contíguas. Os valores obtidos são então interpolados a fim de obter uma representação contínua da variável em questão.

Os mapas de orientação de vertentes foram calculados pelo método de janelas móveis com vizinhanças de 11×11 , 27×27 , 55×55 e 109×109 células e os mapas de integral hipsométrica pelo método das janelas de busca com janelas de $0,1^{\circ}$, $0,25^{\circ}$, $0,5^{\circ}$ e 1° . O tamanho das janelas de análise é equivalente para os dois métodos, conforme apresentado na Tabela 2.

Análise de lineamentos

A extração de lineamentos em imagens de sensoriamento remoto (fotografias aéreas, imagens de satélite) requer atenção quanto à data de aquisição, devido à variação do ângulo de iluminação solar de acordo com a estação do ano e horário do dia. Isto porque os lineamentos perpendiculares à direção de iluminação serão destacados, em detrimento dos lineamentos paralelos a essa orientação (Liu, 1987; Riccomini e Crósta, 1988). Ao se trabalhar com modelos de elevação, essa limitação pode ser facilmente contornada

Tabela 2. Tamanho em quilômetros (na altura do Equador) das janelas utilizadas para cálculo dos mapas morfométricos.

Método	Janela	Tamanho (km)	Janela	Tamanho (km)	Janela	Tamanho (km)	Janela	Tamanho (km)
Janelas de busca	$0,1^{\circ}$	11,112	$0,25^{\circ}$	27,780	$0,5^{\circ}$	55,560	1°	111,120
Janelas móveis	11×11	10,186	27×27	25,002	55×55	50,930	109×109	100,934

com o uso de imagens de relevo sombreado, nas quais é possível determinar a posição do iluminante artificial da cena e produzir diversas imagens, para realçar todas as orientações de lineamentos existentes (Grohmann, 2004).

Para a interpretação dos lineamentos foram produzidos quatro imagens de relevo sombreado para a área de estudo, com iluminante posicionado em N00°, N45°, N90° e em N315°, a 30° de inclinação e com exagero vertical de 10x. O mapa de lineamentos é apresentado na Figura 4.

O uso de modelos de elevação regionais permitiu identificar lineamentos que não possuem correspondentes no mapa de megafalhas do Brasil de Sadowski e Campanha (2004). Destaca-se o lineamento N60W alinhado com o baixo curso do Rio São Francisco e que se prolonga até próximo da divisa Maranhão/Pará. Este lineamento foi identificado como uma falha por Freitas (1951), porém restrita à região do baixo São Francisco.

Na região leste (Planalto Atlântico) predominam direções N-NE (MG, BA) e NE (SP, RJ, ES). Na região central, os lineamentos de direção N-S a N-NW estão associados a importantes elementos morfológicos, como a Serra Geral de Goiás, e os lineamentos N-NE com grandes vales fluviais, como no caso do alto Tocantins e médio-baixo Araguaia. Na região nordeste, a estruturação é NE, com E-W subordinada e na região norte a direção W-NW parece condicionar o traçado do médio Tocantins-baixo Araguaia, sugerindo captura da drenagem.

Perfis em varredura

Perfis topográficos em varredura (ou perfis em envoltória) podem ser construídos ao se determinar, dentro de uma faixa de varredura, os valores de máximo, mínimo e média da elevação para faixas regularmente espaçadas. Esses valores são plotados com os valores máximo e mínimo delimitando uma área e o valor da média sobreposto como uma linha, sendo possível observar de uma só vez características gerais do perfil, como desnivelamento altimétrico (dado pela diferença pontual entre os extremos) e a relação dos picos e vales com a média da elevação (Isacks, 1992; Burbank, 1992; Fielding et al., 1994). Este tipo de perfil proporciona uma visão geral do comportamento da altimetria, sendo útil para determinar a inclinação de feições topográficas regionais (Meis, Miranda, Fernandes, 1982).

Foram calculados 13 perfis na direção E-W e 11 na direção N-S. Os perfis foram construídos em faixas de varredura com 1° de largura, separadas de 1° entre si, tanto para os E-W como para os N-S (Figura 5). A cota zero dos perfis apresentados corresponde com o limite Sul da faixa de varredura dos perfis E-W e com o limite leste dos perfis N-S. Em cada faixa, foram definidas áreas contíguas de 0,05°, onde determinou-se os valores de máximo, mínimo e média da elevação, usados para construir os perfis.

No mapa de perfis N-S, um alinhamento de cristas na região centro-oeste aparece como um platô com inclinação para sul (Figura 6C). O Chapadão Ocidental da Bahia é bem marcado (Figura 6F) e no nordeste vê-se a expressão da Serra de Ibiapaba (Figura 6H).

Nos perfis E-W nota-se a calha da bacia do Rio Paraná (Figuras 6V e W), a inversão de relevo do planalto sustentado pelo Arenito Urucua (Figuras 6R e S), o alinhamento de cristas interpretado por Almeida e Carneiro (1998) como a deformação da superfície Sul-americana (Figuras 6V e W) e um alinhamento de cristas com decréscimo da altitude para leste, na região sul de São Paulo – norte do Paraná (Figura 6X).

Orientação de vertentes

Os mapas regionais de orientação de vertentes foram construídos com a média vetorial dos valores azimutais das células individuais.

No mapa para vizinhança de 27 x 27 células (Figura 7A) pode-se ter uma visão do comportamento regional desta variável. Pode-se notar os limites oeste das bacias dos rios Paraná e São Francisco. A área que corresponde, em parte, ao Planalto Atlântico de Freitas (1951), também é bem marcada, devido à predominância de vertentes voltadas para leste/sudeste/nordeste. O alinhamento N60W coincidente com o baixo curso do Rio São Francisco (e sua continuação continente adentro) são prontamente identificados. Outro alinhamento, de direção aproximada N35E pode ser visto na região da Borborema, e aparenta estar alinhado com um trecho do Rio São Francisco a montante do ponto onde este passa a seguir na direção SE.

De maneira geral, os mapas de orientação de vertentes mostram bem os principais divisores de águas e, conseqüentemente, a divisão hidrográfica regional. Nota-se que existe uma estruturação NW-SE das formas de relevo (com vertentes voltadas para NE e SW) persistente por toda a área de estudo, mais bem marcada na região sudeste e centro-oeste.

O Vale do Rio São Francisco é morfológicamente muito distinto em seu alto/médio e baixo curso. Enquanto que no alto/médio curso o vale é amplo e o rio possui larga planície de inundação, em seu baixo curso o rio segue por um *canyon* estreito, o que dá a ideia de uma captura da drenagem. A hipótese de captura foi apontada por Branner (1911a, 1911b), Freitas (1951), Mabesoone, Rolim e Castro (1977), Valadão (1998) e Karner e Driscoll (1999), mas desde então permanece, essencialmente, esquecida. A presença de expressivos alinhamentos, um N60W coincidente com a direção do baixo curso do rio, e outro N35E, coincidente com o trecho do rio imediatamente antes da inflexão para SE, parece suportar a hipótese de captura, onde movimentações no lineamento N60W resultariam em soerguimento da região da Borborema, e conseqüente captura da drenagem.

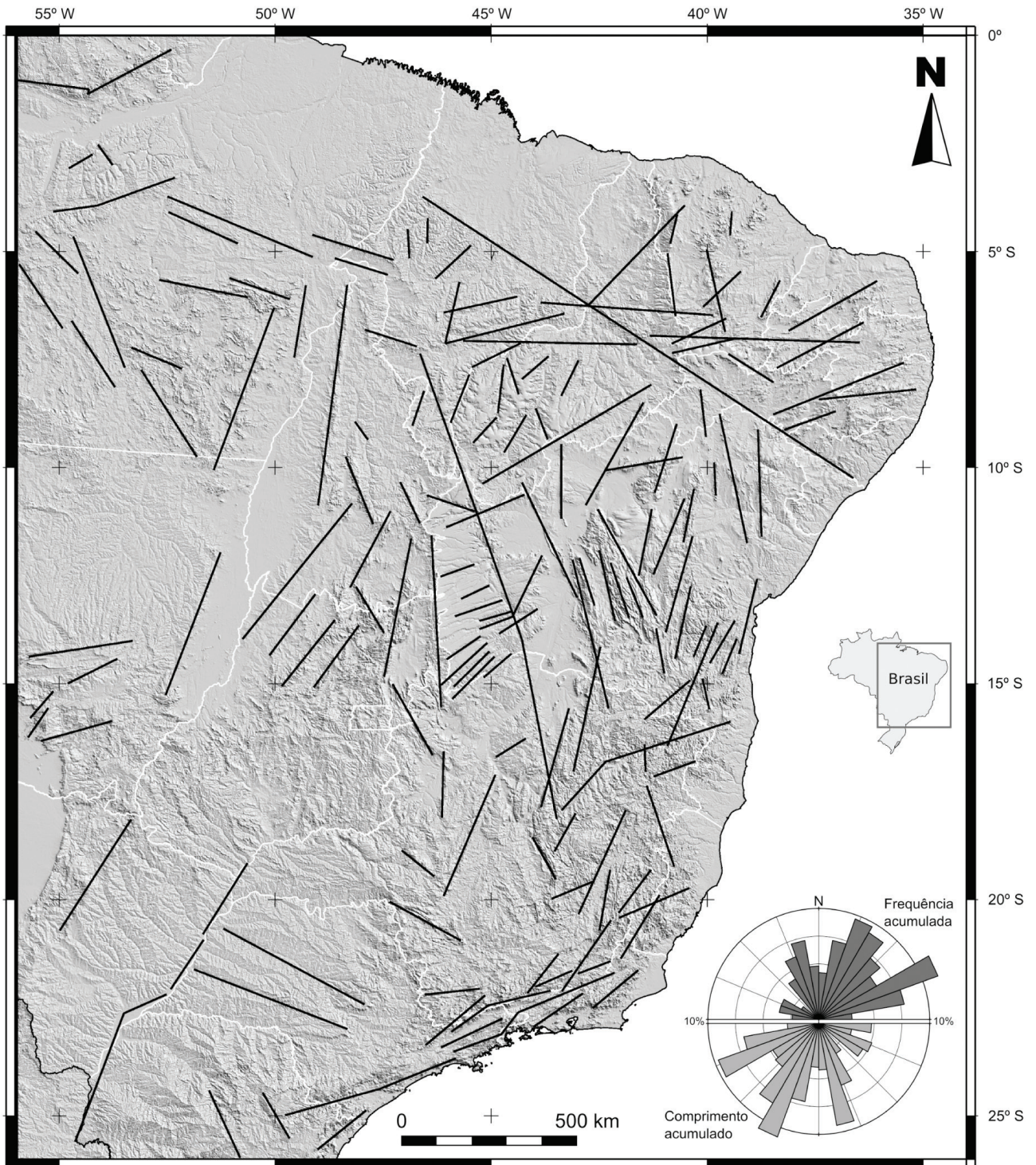


Figura 4. Lineamentos interpretados para a área de estudo, sobre imagem de relevo sombreado com iluminante a N45E, 30° acima do horizonte, exagero vertical de 10x.

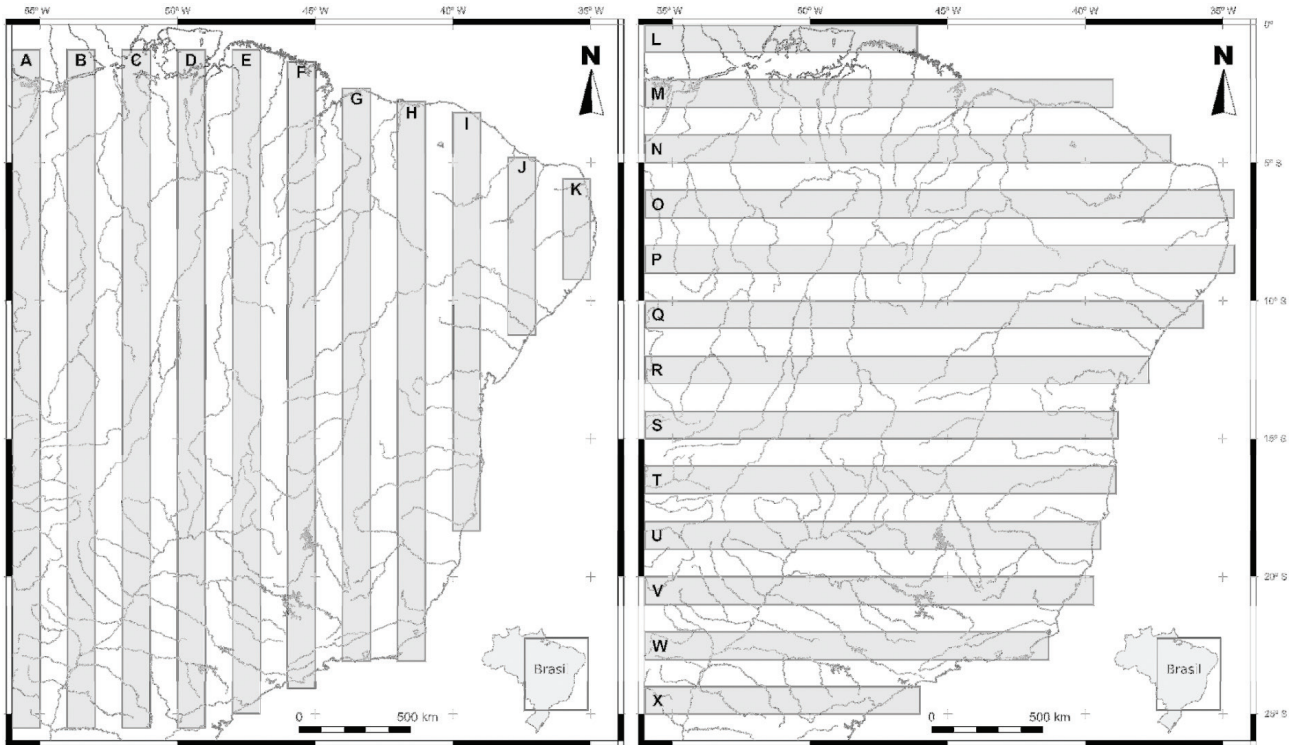


Figura 5. Localização dos perfis em varredura N-S e E-W.

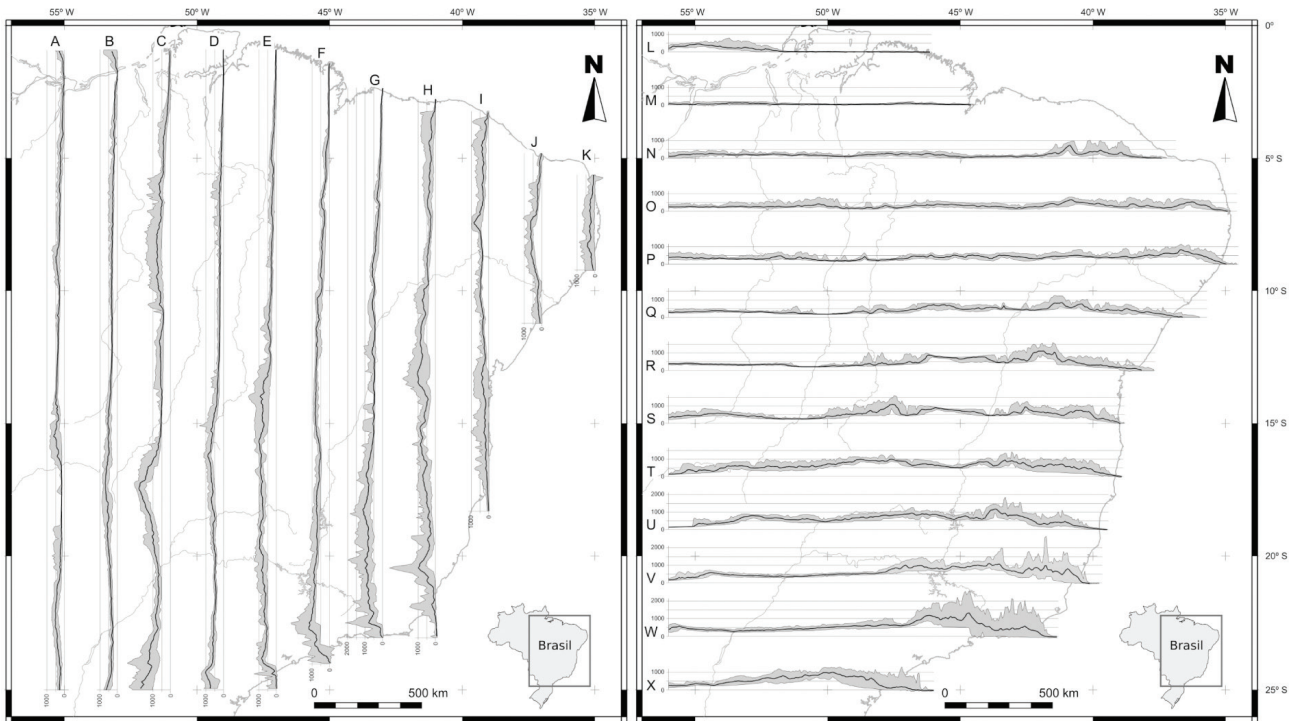


Figura 6. Perfis em envoltória N-S e E-W. Escala vertical dos perfis em metros.

Integral hipsométrica

Análise hipsométrica é o estudo da distribuição da área de formas de relevo com relação à altitude (Strahler, 1952). A curva hipsométrica é o gráfico da altitude (eixo das ordenadas) pela frequência acumulada ou área em que a altitude é maior do que a altitude considerada (eixo das abscissas). A integral da curva hipsométrica (a área sob a curva) representa o volume de material existente acima ou abaixo de um nível de referência. Segundo Strahler (1952), curvas e integrais hipsométricas podem ser interpretadas em termos de grau de dissecção e idade relativa de formas de relevo: curvas com concavidade para baixo e altos valores da integral são típicas de paisagens jovens, não dissecadas (em desequilíbrio). Curvas suaves em formato de “S” passando pelo centro do diagrama caracterizam paisagens maduras (em equilíbrio) e curvas com concavidade para cima e baixos valores da integral representam paisagens antigas e dissecadas com presença de *monadnocks*. Segundo Strahler (1952), a integral hipsométrica apresenta correlação inversa com os valores de desnivelamento altimétrico, declividade, densidade de drenagem e gradiente dos canais de drenagem. Uma vez que essas variáveis devem ter correlação direta com taxas de erosão, a integral hipsométrica deve ser inversamente proporcional à erosão de uma dada área (Rosenau, 2004).

Pike e Wilson (1971) demonstraram a razão (adimensional) altitude-desnivelamento (*elevation-relief*), definida como apresentado na Equação 1:

$$E = (\text{elevação média} - \text{elevação mínima}) / (\text{elevação máxima} - \text{elevação mínima}) \quad (1)$$

Esta razão é idêntica à integral hipsométrica, mas muito mais simples de se calcular. Neste trabalho, o método de janelas de busca foi utilizado para calcular o valor de *E*.

No mapa apresentado (Figura 7B), as áreas pouco dissecadas (paisagens jovens – altos valores de *E*) estão em tons de marrom e marrom escuro, as áreas fortemente dissecadas (paisagens senis – baixos valores de *E*) estão em tons de verde e ciano, e áreas de dissecção intermediária (paisagens maduras) em tons de amarelo e laranja.

No mapa produzido com janelas de 0,1° (Figura 7B), a maior parte da área estudada caracteriza-se por valores intermediários de *E*. Dentre as áreas pouco dissecadas com grande expressão em área, destacam-se a Superfície do Alto Xingu, as Chapadas do Rio São Francisco (Chapadão Ocidental da Bahia e áreas a sul), as Chapadas do Alto Rio Parnaíba, a Chapada do Araripe, o Planalto de Ibiapaba, as áreas planas próximas à foz do Amazonas (Tabuleiros Costeiros e Tabuleiros do Baixo Rio Amazonas), a leste de São Luís (Tabuleiros de Barreirinhas e Tabuleiros Costeiros) e as áreas imediatamente ao norte das inflexões dos rios

Tocantins e Araguaia (Patamar do Rio Mearim, Patamar do Rio Itapecuru, Chapadas do Alto Rio Itapecuru e Tabuleiros dos Rios Gurupi/Grajaú).

A Bacia do Paraná (Planalto do Rio Paraná e Planalto das Araucárias) apresenta valores intermediários a altos, assim como o médio Rio Tocantins, o baixo Rio Araguaia (Depressão do Médio Tocantins e Depressão do Baixo Rio Araguaia) e o Planalto Atlântico, de maneira geral. Como áreas mais dissecadas, tem-se o vale do Rio São Francisco (Depressão do Alto-Médio Rio São Francisco e Depressão do Médio-Baixo Rio São Francisco), a Depressão Sertaneja (Borborema) e a Depressão da Amazônia Meridional (sul do Pará).

Como elementos estruturais, destaca-se a expressão morfológica do lineamento Transbrasiliano na região SE do Piauí. O alinhamento N60W, concordante com o baixo São Francisco (e sua continuação continente adentro), também pode ser identificado, apesar de mais sutil.

DADOS GEOFÍSICOS

A correção gravimétrica ar-livre (*free-air*) desconta a variação da aceleração da gravidade com a altitude acima do geoide e é correlacionável com a isostasia. Se uma determinada região estiver em equilíbrio isostático, a anomalia ar-livre não deve apresentar qualquer relação com as feições topográficas de longo comprimento de onda, da ordem de centenas de quilômetros (Turcotte e Schubert, 2002).

O mapa gravimétrico de anomalias ar-livre foi gerado a partir de dados derivados de satélite (Sandwell e Smith, 1997) disponíveis no sítio de geodésia por satélite da Universidade da Califórnia (Figura 7C).

O geoide pode ser definido como a superfície equipotencial do campo gravitacional terrestre que melhor se ajusta ao nível médio dos oceanos (Turcotte e Schubert, 2002). Anomalias positivas do geoide (áreas que estejam mais altas do que o elipsoide de referência) em território brasileiro foram relacionadas por Riccomini e Assumpção (1999) com áreas soerguidas e com atividade neotectônica na província Borborema e no sudeste do cráton São Francisco.

A Figura 7D apresenta o modelo EGM96 (*Earth Gravitational Model*) de altura do geoide com relação ao elipsoide de referência WGS84 (Lemoine et al., 1998), construído a partir de dados disponíveis no sítio da *National Geospatial-Intelligence Agency* (NGA).

Em ambos os mapas, a expressão positiva do lineamento Transbrasiliano é marcante. A região da Borborema, em soerguimento, apresenta anomalias positivas tanto gravimétricas quanto do geoide, conforme observado por Riccomini e Assumpção (1999). A mesma situação ocorre com a área das serras do Mar e da Mantiqueira.

Entre as áreas com anomalias negativas do geoide e gravimétricas, destacam-se o *rift* Tucano-Jatobá, o médio vale do Rio

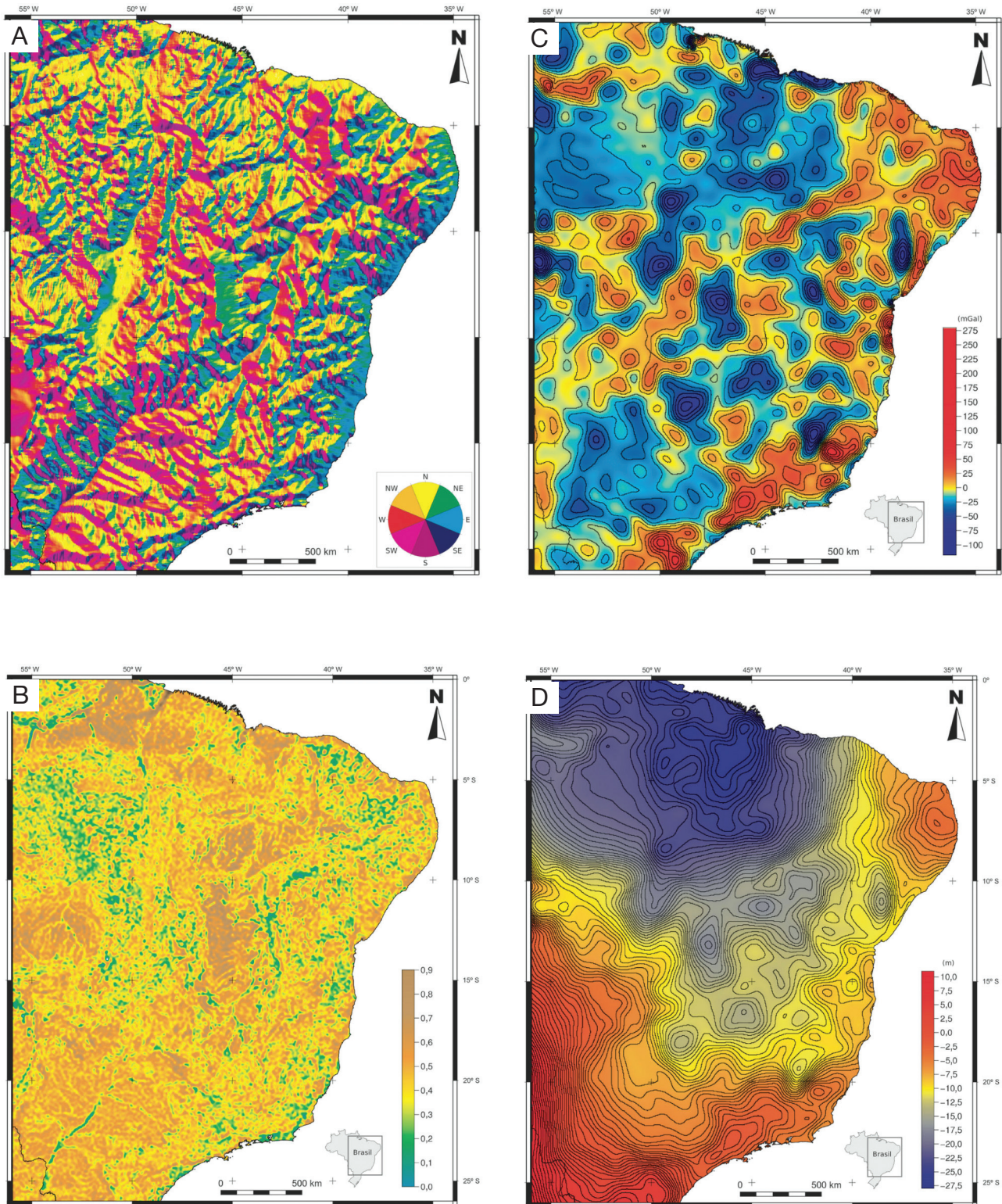


Figura 7. (A) Mapa de orientação de vertentes para vizinhanças de 27 x 27 células; (B) Mapa de integral hipsométrica para janelas de 0,1°; (C) Mapa gravimétrico; (D) Mapa de altura do geóide.

São Francisco, o alto Rio Tocantins, o médio-baixo Araguaia e a Bacia do Parnaíba. Apesar de possuir valores negativos do geóide, o Chapadão Ocidental da Bahia apresenta anomalias gravimétricas ar-livre positivas e pode ser visto como área soerguida ou mesmo ainda em soerguimento, situação de acordo com sua condição de bacia sedimentar cretácea invertida.

ANÁLISE REGIONAL DE DADOS TERMOCRONOLÓGICOS

A análise de dados termocronológicos foi realizada a partir de uma compilação de dados existentes na literatura para o território brasileiro. Partiu-se de uma compilação inicial realizada por Hiruma (2007), a qual foi ampliada de modo a conter todos os trabalhos publicados em periódicos científicos indexados até 2008.

Para a criação do banco de dados foram levantadas as seguintes informações: autor, identificação da amostra, coordenadas (longitude, latitude, altitude), litologia (contexto geológico), método de análise (método das populações/detector externo), comprimento médio dos traços, desvio padrão do comprimento médio e idades (aparente, corrigida, zeta).

É preciso alertar que diversos trabalhos não trazem todas as informações sistematizadas (em uma tabela, por exemplo) e alguns não apresentam sequer dados básicos, como as coordenadas das amostras, mas apenas mapas esquemáticos em escala regional, o que não apenas dificulta a coleta dos dados, mas também introduz erros de localização que podem ser consideráveis, dependendo da qualidade/escala dos mapas apresentados.

Uma vez que o valor do comprimento médio da população de traços medidos é indispensável a uma análise termocronológica completa, os trabalhos que não trazem essa informação foram eliminados do banco de dados utilizado neste estudo. No total, foram compilados 21 trabalhos, publicados entre 1997 e 2008, contendo 298 análises. Desse montante, 18 análises (em 4 trabalhos) foram descartadas pela falta de informações.

Para uma melhor análise dos dados optou-se por separar os dados em duas subáreas: uma na região sudeste e outra na região nordeste do Brasil. Os dados da região norte não foram incluídos na análise por subáreas por comporem um conjunto isolado no interior continental.

Para a construção dos gráficos das Figuras 8 e 9, a distância de cada amostra até a linha de costa atual foi

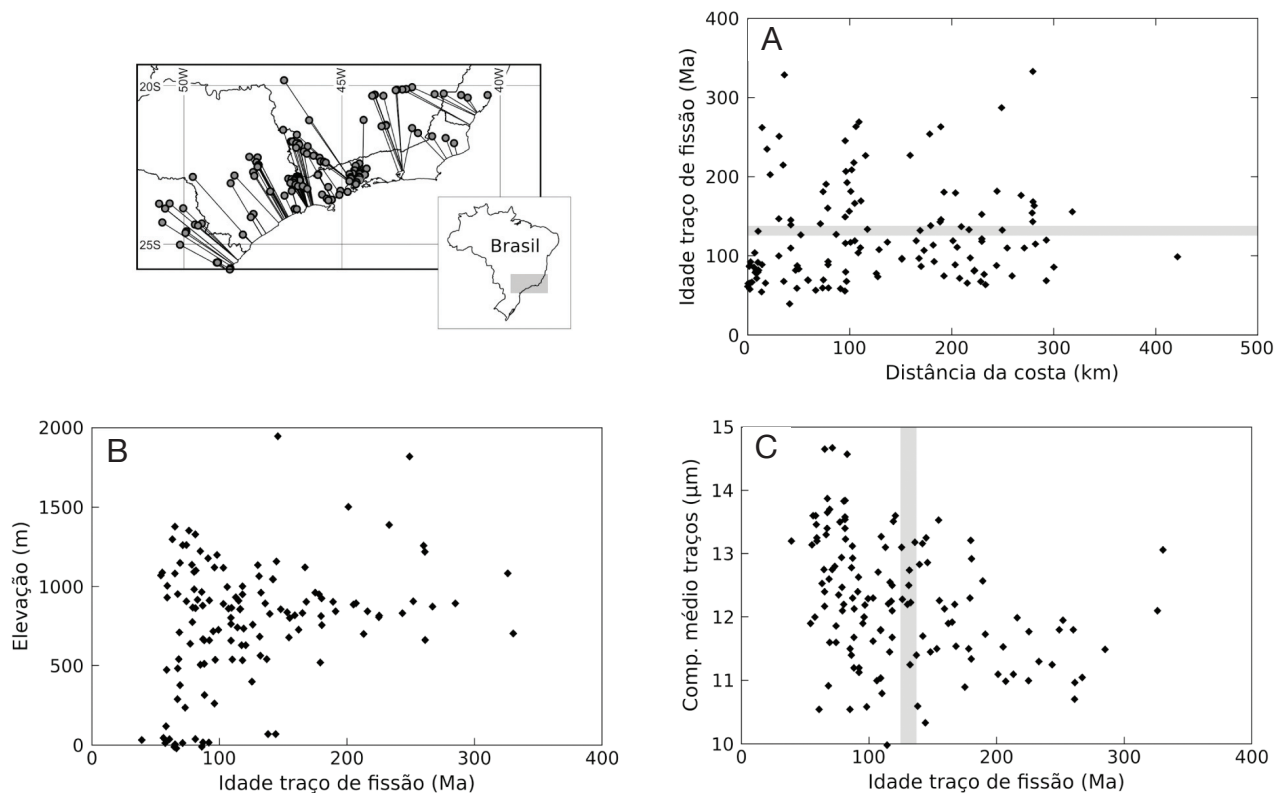


Figura 8. Gráficos para os dados de traços de fissão da região sudeste do Brasil. O mapa indica a localização das amostras e a distância até a linha de costa. (A) Idades traços de fissão como função da distância até a posição atual da costa. (B) Elevação da amostra em função da idade. A faixa cinza representa o período aproximado da ruptura continental. (C) Comprimento médio dos traços como função da idade (*boomerangplot*).

calculada automaticamente em ambiente GIS e a elevação foi extraída do modelo SRTM30_PLUS.

A Figura 8 apresenta o tratamento dos dados da região sudeste. Os gráficos de idade em função da distância até a linha de costa (Figura 8A) e de elevação das amostras em função da idade (Figura 8B) mostram uma grande dispersão, com uma tendência sutil de que amostras com idades TF mais antigas estejam localizadas distantes da região costeira (e em altitudes maiores). Essa tendência foi observada na região sudeste do Brasil por Gallagher, Hawkesworth e Mantovani (1994, 1995) e Hiruma (2007), dentre outros.

O gráfico de comprimento médio dos traços em função da idade (Figura 8C) é referido como *boomerang plot*, devido ao padrão dos dados de uma série de amostras que foram resfriadas aproximadamente ao mesmo tempo (Gallagher e Brown, 1997).

Novamente, o padrão apontado por outros autores (e.g., Gallagher, Hawkesworth, Mantovani, 1994) é sutil. À exceção de duas amostras com idade mais

antigas e comprimentos médios longos, a tendência geral é a de decréscimo do comprimento médio dos traços com o aumento da idade TF. Entretanto, tal como observam Gallagher, Hawkesworth e Mantovani (1994, 1995) e Hiruma (2007), o evento da ruptura continental não aparece como o evento de resfriamento mais importante. A grande quantidade de amostras com idade TF entre 60 – 80 Ma e comprimentos médios longos ($> 13 \mu\text{m}$) marcam um período de denudação intensa, que pode estar relacionado à implantação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989) ou ser um reflexo tardio da ruptura continental, semelhante ao observado por Japsen et al. (2006) na costa oeste da Groelândia.

Na região nordeste, o gráfico de idade em função da distância até a costa (Figura 9A) mostra uma tendência mais clara de aumento da idade com a distância, apesar da dispersão presente. O gráfico de elevação em função da idade (Figura 9B) possui uma dispersão significativa, e não é possível observar uma tendência nos dados.

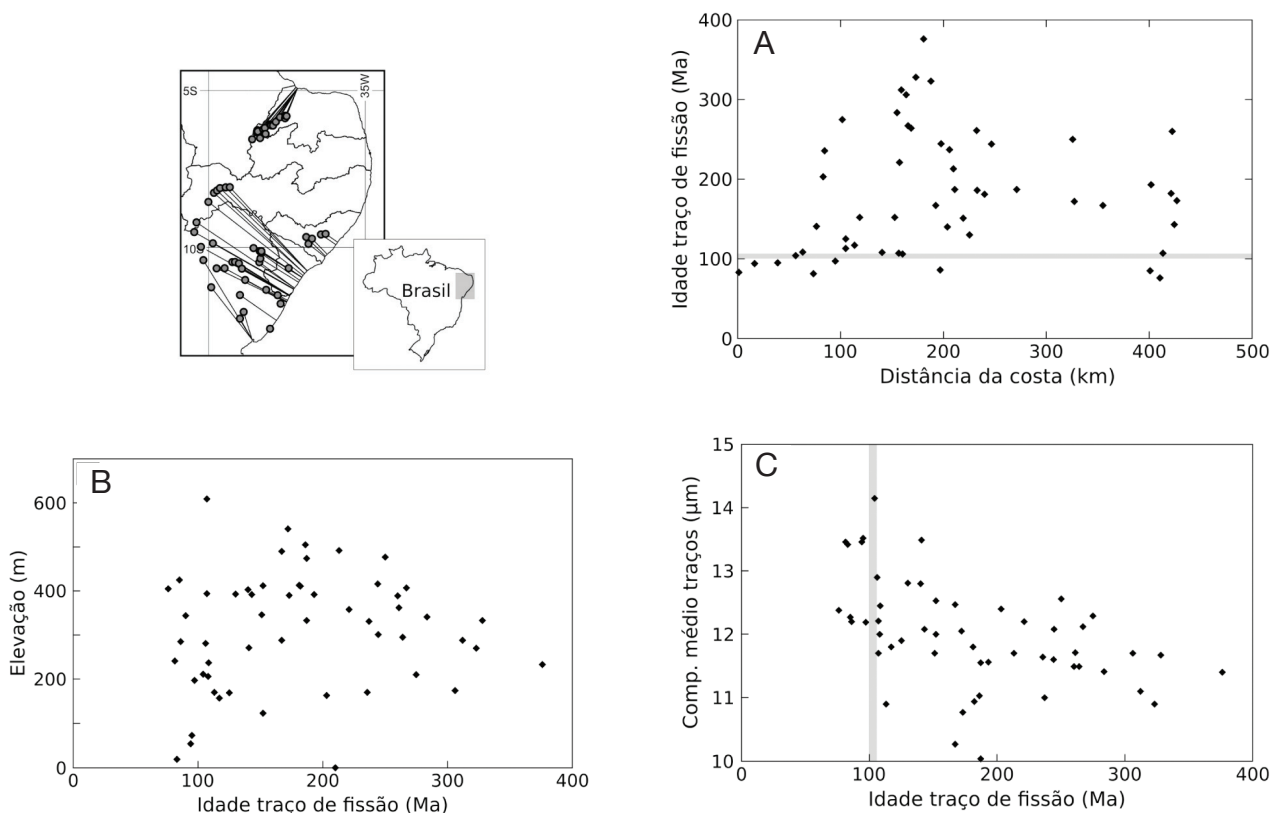


Figura 9. Gráficos para os dados de traços de fissão da região nordeste do Brasil. O mapa indica a localização das amostras e a distância até a linha de costa. (A) Idades traços de fissão como função da distância até a posição atual da costa. (B) Elevação da amostra em função da idade. A faixa cinza representa o período aproximado da ruptura continental. (C) Comprimento médio dos traços como função da idade (*boomerangplot*).

O gráfico de comprimento médio em função da idade (Figura 9C) não apresenta feições tipo *boomerang plot*, apenas o decréscimo dos comprimentos médios com o aumento das idades TF. Amostras com idades ao redor de 100 Ma e comprimentos longos podem ser relacionadas ao evento de ruptura continental (Turner et al., 2008), ocorrido na região durante o Cretáceo Superior (± 105 Ma) (Szatmari e Milani, 1999).

INTEGRAÇÃO DOS DADOS E DISCUSSÕES

O uso de modelos de elevação regionais na análise de lineamentos morfoestruturais permitiu obter uma visão sinóptica da área de estudo, que não era proporcionada por outros tipos de dados, como imagens de satélite ou radar de visada lateral. Diversos lineamentos interpretados não possuem correspondentes com grandes falhas e zonas de cisalhamento, o que indica que essas estruturas mais antigas não têm participação significativa na compartimentação do relevo, à exceção, por exemplo, do lineamento Transbrasiliano e das estruturas de direção NE-SW relacionadas à Zona de Cisalhamento Cubatão.

Alguns lineamentos apresentam boa correlação com anomalias positivas e negativas do mapa de anomalias gravimétricas ar-livre e podem representar limites de blocos que sofreram soerguimento ou subsidência, como no *Rift* Tucano, Chapadão Ocidental da Bahia, alto Rio Tocantins e médio-baixo Rio Araguaia (Figuras 4 e 7C).

O mapa de orientação de vertentes (Figura 7A) evidencia a estruturação N-S dos grandes elementos do relevo, marcados pelos grandes vales (rios São Francisco, Paraná, Araguaia e Tocantins) e divisores de águas (serras do Espinhaço, Mar, Mantiqueira e Geral), além da presença de uma organização NW-SE das formas de relevo menores, principalmente na região sudeste, mas observável por toda a área de estudo.

A maior parte da área estudada caracteriza-se por valores intermediários de integral hipsométrica (paisagens maduras, no sentido de Davis). Dentre as áreas pouco dissecadas (paisagens jovens), pode-se destacar o Chapadão Ocidental da Bahia, a Chapada do Araripe e as áreas imediatamente ao norte das inflexões dos rios Tocantins e Araguaia. Como áreas mais dissecadas (paisagens maduras a senis), tem-se o Vale do Rio São Francisco, a região da Borborema, o sul do Pará, a Bacia do Paraná e o Planalto Atlântico (Figura 7B).

A estruturação N-S das grandes formas de relevo regionais também é observada nos perfis em varredura, sendo possível definir limites entre grandes unidades geomorfológicas nos perfis E-W, mas não nos perfis N-S, nos quais

pode-se notar alinhamentos de cristas em diversos locais, com declive para Norte ou para Sul (Figura 6).

A distribuição espacial dos dados termocronológicos compilados é bastante heterogênea, com amostragem concentrada nas regiões sul-sudeste e nordeste. Na região sudeste, os dados estão distribuídos essencialmente ao longo de uma faixa de aproximadamente 300 km paralela à costa. Na região nordeste tem-se dois agrupamentos dos dados (Figuras 8 e 9).

Para os dados da região sudeste, a tendência de que amostras mais distantes da costa apresentem idades TF mais antigas, tal como observado por Gallagher, Hawkesworth e Mantovani (1994, 1995), é sutil. Há uma dispersão considerável dos dados e as amostras que melhor definem essa tendência são aquelas apresentadas por Gallagher, Hawkesworth e Mantovani (1994, 1995), às quais pode ser ajustada uma reta média com inclinação de cerca de 45° e intercepto em cerca de 60 Ma (Figura 8A).

No gráfico tipo *boomerang plot* (Figura 8C), à exceção de duas amostras com idades mais antigas e comprimentos médios longos, a tendência geral é a de decréscimo do comprimento médio dos traços com o aumento da idade TF. A ruptura continental não aparece como o evento de resfriamento mais importante, que é marcado pelo grande número de amostras com idades TF entre 60 e 80 Ma e que pode ser visto como um evento de soerguimento regional (acompanhado de intensa denudação), dada a variação das elevações das amostras nessa faixa de idade (Figura 8B).

Os dados da região nordeste mostram uma tendência mais clara de aumento da idade com a distância da costa (Figura 9A). O gráfico tipo *boomerang plot* (Figura 9C), tal como na região sudeste, mostra apenas a tendência de decréscimo dos comprimentos médios com o aumento das idades TF. Amostras com idades ao redor de 100 Ma podem ser relacionadas ao evento de ruptura continental. Esses dados apresentam uma distribuição bastante heterogênea, o que certamente influencia as superfícies de tendência calculadas. As amostras mais próximas da costa dos Estados da Bahia, Sergipe e Alagoas tendem a idades mais jovens e com traços mais longos em direção ao litoral, enquanto que as amostras mais próximas da costa do Rio Grande do Norte, devido à sua disposição, definem uma tendência de direção NE-SW, com idades mais antigas a oeste.

Na Figura 10 tem-se os histogramas de idades TF das regiões sudeste e nordeste brasileiras. O gráfico da região sudeste (Figura 10A) mostra essencialmente um pico em 60 – 80 Ma, que deve corresponder a um período de denudação intensa associado à implantação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, uma vez que esse intervalo de tempo foi identificado nos gráficos tipo

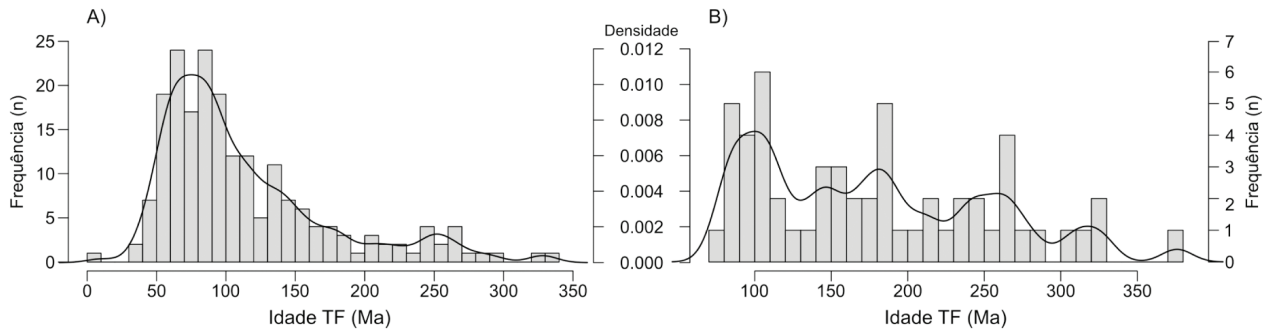


Figura 10. Histogramas de idades traços de fissão. (A) Região Sudeste. (B) Região Nordeste.

boomerang plot e de idades TF em função da elevação. O gráfico da região nordeste (Figura 10B) apresenta diversos picos, porém estes devem ser interpretados como eventos de denudação e/ou soerguimento locais, dado o número reduzido de amostras em cada pico do histograma.

A fim de verificar a relação entre a configuração da topografia atual e os dados termocronológicos e geofísicos (espessura crustal, gravimetria ar-livre e altura do geóide) compilados, foram construídos dois perfis integrados (Figura 11), com direção aproximadamente perpendicular à linha de costa, ambos na região sudeste, devido à maior densidade de dados.

No perfil A-B (Figura 12) pode-se observar o afinamento da crosta em direção ao litoral, o aumento das idades TF em direção ao interior do continente e a variação dos comprimentos médios dos traços de fissão, com traços menores na zona serrana. A elevação da Serra do Mar na borda do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989) é acompanhada de uma anomalia positiva na gravimetria ar-livre e de uma variação local nos dados termocronológicos, com leve aumento das idades TF e diminuição dos comprimentos médios dos traços. A altura do geóide apresenta boa correlação com o aumento da elevação nas zonas serrana e costeira, e correlação inversa com a espessura crustal.

No perfil C-D (Figura 13), a variação das idades TF em direção ao interior continental é mais bem marcada, assim como a diminuição no tamanho médio dos traços. A Serra do Mar corresponde a um alto gravimétrico e a espessura crustal calculada é ligeiramente superior, na região costeira, do que no perfil A-B. Novamente a altura do geóide apresenta correlação inversa com a espessura crustal e direta com a elevação nas zonas serrana e costeira.

No tocante às superfícies de aplainamento é preciso levar em conta que a análise de feições geomorfológicas em campo sempre estará sujeita a enviesamentos decorrentes de amostragem, ou seja, da localização e da quantidade de estações de coleta de dados. A

localização e a distribuição espacial dessas estações estão sujeitas a fatores que podem ser considerados como “externos” às pessoas envolvidas (como presença e traçado de vias de acesso), a fatores “internos”, mais subjetivos (beleza cênica de determinado local) e mesmo a fatores aleatórios (mudança súbita de condições meteorológicas, por exemplo).

A fim de ilustrar o efeito do enviesamento da amostragem na definição de superfícies aplainadas em áreas extensas, foram construídos cinco perfis morfológicos, a partir do modelo de elevação SRTM, na região sul do Estado da Bahia (Figura 14).

Os perfis foram construídos com espaçamento entre os pontos amostrais de $0^{\circ}00'03''$ (~ 90 m), $0^{\circ}00'30''$ (~ 900 m), $0^{\circ}02'00''$ (~ 3,5 km), $0^{\circ}10'00''$ (~ 18,5 km) e $0^{\circ}30'00''$ (~ 55 km). Na Figura 15, a linha em preto representa a elevação do modelo SRTM e a linha cinza representa a altitude da Superfície Sul-americana de acordo com King (1956).

Com o progressivo aumento da distância entre os pontos dos perfis, torna-se mais claro o alinhamento aparente dos topos dos morros. Nas Figuras 15D e 15E,

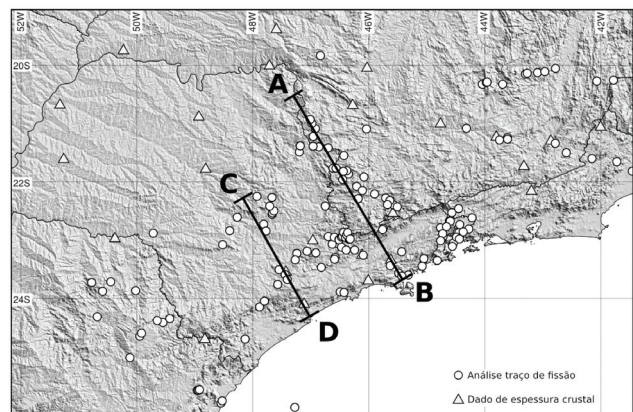
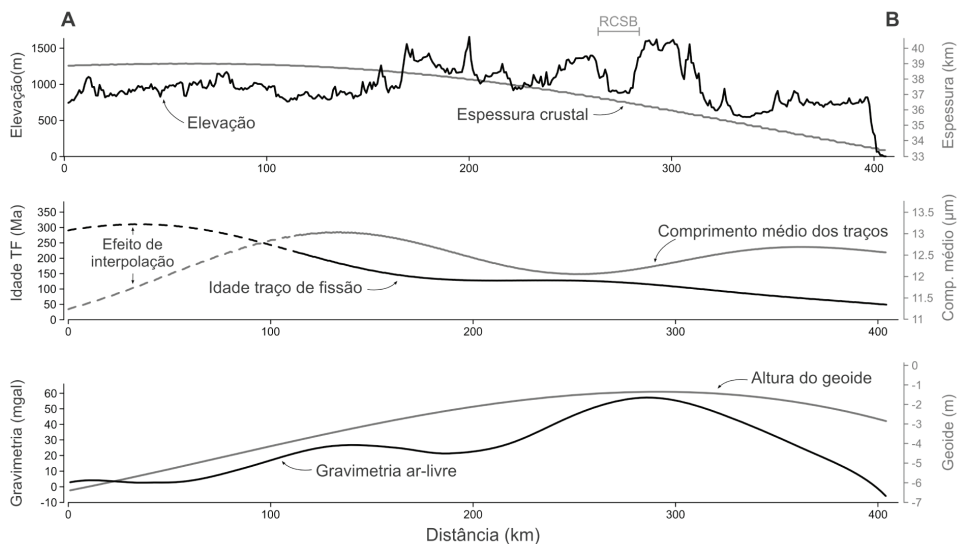


Figura 11. Localização dos perfis integrados. AB: Figura 12 e CD: Figura 13.



RCSB: *Rift* Continental do Sudeste do Brasil.

Figura 12. Perfil integrado A-B. Ver localização na Figura 11. Dados de espessura crustal de Asumpção, James e Smoke (2002).

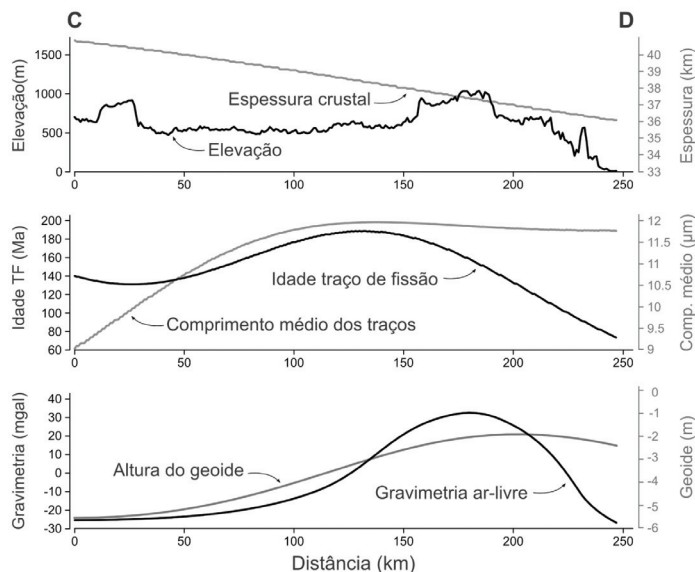


Figura 13. Perfil integrado C-D. Ver localização na Figura 11. Dados de espessura crustal de Asumpção, James e Smoke (2002).

o nivelamento das zonas cimeiras das Colinas e cristas pré-litorâneas e da Serra do Espinhaço é “evidente” e sugere, inclusive, a continuidade desta suposta superfície no Chapadão Ocidental da Bahia. É interessante notar que o perfil da Superfície Sul-americana de King (1956) se ajusta perfeitamente aos perfis morfológicos construídos com maior espaçamento amostral (Figuras 15D e 15E).

Ao se observar o perfil mais detalhado (Figura 15A) nota-se que essas unidades de relevo não estão niveladas e que existem diferenças de elevação da ordem de centenas de metros entre suas zonas cimeiras.

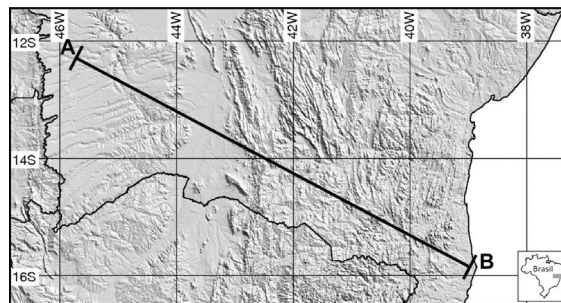


Figura 14. Localização dos perfis morfológicos construídos com diferentes resoluções espaciais do modelo SRTM.

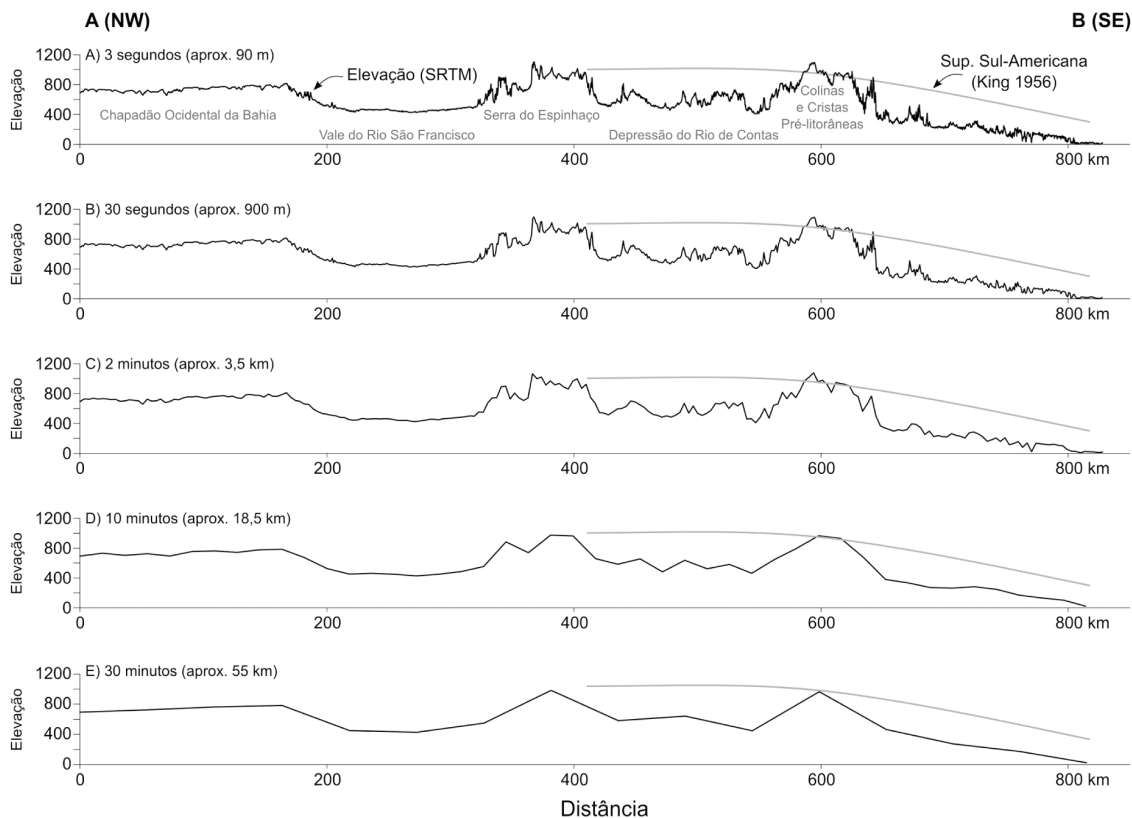


Figura 15. Perfis morfológicos construídos com diferentes resoluções espaciais do modelo SRTM, como ilustração do enviesamento da amostragem na definição de superfícies aplainadas.

CONCLUSÕES

As teorias de evolução de relevo em longo-termo postulam que longos períodos de quiescência tectônica, separados por rápidos pulsos de soerguimento, seriam necessários para o desenvolvimento de superfícies de aplainamento (e.g., Davis, 1899; King, 1953). Caso esses cenários fossem realistas, os histogramas das idades TF de uma região deveriam apresentar picos correspondentes aos pulsos tectônicos.

O aparente alinhamento de cristas utilizado por diversos autores para a definição de “superfícies cimeiras”, que representariam um mesmo nível de erosão (e.g., King, 1956; Ab’Sáber, 1957; Almeida, 1964), pode ser resultado de processos atuantes no desenvolvimento das vertentes (Penck, 1919; Römer, 2008), ou mesmo uma impressão decorrente da posição e ponto de vista do observador.

A grande extensão das superfícies estruturais associadas às bacias sedimentares cretáceas deve ter levado à falsa impressão de continuidade pretérita dessas

superfícies, hoje isoladas. Isto somado às inferências de “superfícies cimeiras”, com base no aparente nivelamento de topos de morros em terrenos cristalinos, levou diversos autores a proporem a extensão de superfícies de aplainamento até a região próxima da costa Atlântica.

A integração entre dados morfométricos, termocronológicos e geofísicos não suporta a validade do uso de superfícies aplainadas em correlações estratigráficas de âmbito regional.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a dois revisores anônimos pelas valiosas críticas e sugestões. Este trabalho contou com apoio financeiro da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) — Processos n° 04/06260-5, 09/17675-5 (C.H.G.), 01/10714-3 e 03/08031-0 (C.R.) — e do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) — Processo n° 307871/2010-0 (C.R.).

REFERÊNCIAS

- AB'SÁBER, A. N. As altas superfícies de aplainamento do Brasil sudeste. *Revista das Faculdades Campineiras*, v. 1, p. 60-67, 1954.
- AB'SÁBER, A. N. O problema das conexões antigas e da separação da drenagem do Paraíba e do Tietê. *Geomorfologia*, v. 26, p. 38-49, 1957.
- AB'SÁBER, A. N. Posição das superfícies aplainadas no Planalto Brasileiro. *Notícia Geomorfológica*, v. 5, p. 52-54, 1960.
- AB'SÁBER, A. N. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. *Geomorfologia*, v. 20, p. 1-26, 1969.
- AB'SÁBER, A. N. Summit surfaces in Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 515-516, 2000.
- AB'SÁBER, A. N.; BIGARELLA, J. J. Superfícies aplainadas do primeiro planalto do Paraná. *Boletim Paranaense de Geografia*, v. 4/5, p. 116-125, 1961.
- ALMEIDA, F. F. M. As camadas de São Paulo de a Tectônica da Serra da Cantareira. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, v. 4, p. 23-40, 1955.
- ALMEIDA, F. F. M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. In: Instituto Geográfico e Geológico. Geologia do Estado de São Paulo. *Boletim IGG*, v. 41, p. 167-263, 1964.
- ALMEIDA, F. F. M. O Planalto Paulistano. In: AZEVEDO, A. *A cidade de São Paulo*. São Paulo: Companhia Editora Nacional, 1958. v. 1, p. 113-167.
- ALMEIDA, F. F. M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional de Produção Mineral*, v. 241, p. 1-36, 1967.
- ALMEIDA, F. F. M. The system of continental rifts bordering the Santos Basin. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 48, suppl., p. 13-26, 1976.
- ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 135-150, 1998.
- AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 31, p. 117-142, 1967.
- ASSUMPCÃO, M.; JAMES, D.; SMOKE, A. Crustal thicknesses in SE Brazilian shield with receiver function: implications for isostatic compensation. *Journal of Geophysical Research*, v. 107(B1), p. 2006, 2002.
- BARBOSA, G. V. Superfícies de erosão no Quadrilátero Ferrífero. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 10, p. 89-101, 1980.
- BECKER, J. J.; SANDWELL, D. T. *SRTM30_PLUS: Data fusion of SRTM land topography with measured and estimated seafloor topography (Version 3.0)*, 2007. Disponível em: <http://topex.ucsd.edu/WWW_html/srtm30_plus.html>. Acesso em: 09 Abr. 2008.
- BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 47, suppl, p. 365-393, 1975.
- BIGARELLA, J. J.; AB'SÁBER, A. N. Paläogeographische und paläoklimatische Aspekte des Känozoikums in Südbrasilien. *Zeitschrift für Geomorphologie*, v. 8, p. 286-312, 1954.
- BIGARELLA, J. J.; MOUSINHO, M. R.; SILVA, J. X. Considerações a respeito da evolução das vertentes. *Boletim Paranaense de Geografia*, v. 16-17, p. 85-116, 1965.
- BISHOP, P. Long-term landscape evolution: linking tectonics and surface processes. *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 32, p. 329-365, 2007.
- BRANNER, J. C. The geography of northeastern Bahia (continued). *The Geographical Journal*, v. 38, p. 256-269, 1911b.
- BRANNER, J. C. The geography of northeastern Bahia. *The Geographical Journal*, v. 38, p. 139-152, 1911a.
- BÜDEL, J. *Climatic Geomorphology*. Tradução: Fischer, L.; Busche, D. New Jersey: Princeton University Press. 1982
- BURBANK, D. W. Characteristic size of relief. *Nature*, v. 359, p. 483-484, 1992.
- CAMPANHA, G. A. C.; ENS, H. H.; PONÇANO, W. L. Análise morfotectônica do planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 24, p. 32-42, 1994.
- CHANG, H. K.; KOWSMAN, R. O.; FIGUEIREDO, A. M. F. New concepts on the development of east Brazilian marginal basins. *Episodes*, v. 11, p. 194-202, 1988.

- COGLEY, J. G. Hypsometry of the continents. *Zeitschrift für Geomorphologie*, Suppl.Band. 53, p. 48, 1985.
- COX, K. G. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. *Nature*, v. 342, p. 873-877, 1989.
- DAVIS, W. M. The geographical cycle. *Geographical Journal*, v. 14, p. 481-504, 1899.
- DE MARTONNE, E. Problemes morphologiques du Bresil tropical atlantique. *Annales de Geographie*, v. 49, p. 1-27, 106-129, 1940.
- DEMERS, M. N. *Fundamentals of geographic information systems*. New York: John Wiley & Sons, 2004. 468 p.
- FARR, T. G.; ROSEN, P. A.; CARO, E.; CRIPPEN, R.; DUREN, R.; HENSLEY, S.; KOBRICK, M.; PALLER, M.; RODRIGUEZ, E.; ROTH, L.; SEAL, D.; SHAFFER, S.; SHIMADA, J.; UMLAND, J.; WERNER, M.; OSKIN, M.; BURBANK, D.; ALSDORF, D. The Shuttle Radar Topography Mission. *Review of Geophysics*, v. 45, p. RG2004, 2007.
- FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. A Bacia Bauru (Cretáceo Superior, Brasil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 68, p. 195-205, 1996.
- FERNANDES, L. A.; COIMBRA, A. M. Revisão estratigráfica da parte oriental da Bacia Bauru (Neocretáceo). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 717-728, 2000.
- FERRARI, A. L.; RICCOMINI, C. Controle tectônico dos eventos de magmatismo Mesozóico e Cenozóico da área emersa adjacente às Bacias de Campos e Santos. In: VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2001. Rio de Janeiro. *Anais...* p. 67.
- FIELDING, E. J.; ISACKS, B.; BARAZANGI, M.; DUNCAN, C. How flat is Tibet? *Geology*, v. 22, p. 163-167, 1994.
- FREITAS, R. O. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*, v. 7, p. 3-19, 1951.
- GALLAGHER, K.; BROWN, R. The onshore record of passive margin evolution. *Journal of the Geological Society*, v. 154, p. 451-457, 1997.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeast Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, p. 65-77, 1995.
- GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, v. 99 (B9), p. 18117-18145, 1994.
- GILCHRIST, A. R.; SUMMERFIELD, M. A. Differential denudation and flexural isostasy in formation of rifted-margin upwards. *Nature*, v. 346, p. 739-742, 1990.
- GROHMANN, C. H. Morphometric analysis in Geographic Information Systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, v. 30, p. 1055-1067, 2004.
- GROHMANN, C. H.; RICCOMINI, C. Comparison of roving-window and search-window techniques for characterising landscape morphometry. *Computers & Geosciences*, v. 35, p. 2164-2169, 2009.
- HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; FETTER, A. H.; HADLER NETO, J. C.; TELLO, C. A. S.; DANTAS, E. L. Consolidation and break-up of the South American Plataform in southeastern Brazil: tectonothermal and denudation histories. *Gondwana Research*, v. 7, p. 91-101, 2004.
- HASUI, Y.; CORDANI, U. G. Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: XXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1968. Belo Horizonte. *Anais...*, Belo Horizonte: SBG, 1968, p. 139-143.
- HIRUMA, S. T. *Significado morfotectônico dos planaltos isolados da Bocaina*. 2007. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Mapa de unidades de relevo do Brasil. IBGE, 2006. Disponível em: <ftp://geoftp.ibge.gov.br/mapas_tematicos/mapas_murais/relevo_2006.pdf>. Acesso em: 09 Abr. 2008.
- ISACKS, B. L. 'Long-term' land surface processes: Erosion tectonics and climate history in mountain belts. In: MATHER, P.M. (ed.). *Terra - 1, Understanding the terrestrial environments*. London: Taylor and Francis, 1992.
- JAMES, P. E. The surfaces configuration of southeastern Brazil. *Annals of the Association of American Geographers*, v. 23, p. 165-193, 1933.
- JAPSEN, P.; BONOW, J. M.; GREEN, P. F.; CHALMERS, J. A.; BERGSTRÖM, L. K. Elevated, passive continental

- margins: Long-term highs or Neogene uplifts? New evidence from West Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 248, p. 330-339, 2006.
- KARNER, G. D.; DRISCOLL, N. W. Tectonic and stratigraphic development of the West African and eastern Brazilian Margins: insights from quantitative basin modelling. In: CAMERON, N. R.; BATE, R.H.; CLURE, V.S. (eds.). *The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic*, Geological Society Special Publication 153, 1999.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, v. 18, p. 147-265, 1956.
- KING, L. C. Canons of landscape evolution. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 64, p. 721-751, 1953.
- LEMOINE, F. G.; KENYON, S. C.; FACTOR, J. K.; TRIMMER, R. G.; PAVLIS, N. K.; CHINN, D. S.; COX, C. M.; KLOSKO, S. M.; LUTHCKE, S. B.; TORRENCE, M. H.; WANG, Y. M.; WILLIAMSON, R. G.; PAVLIS, E. C.; RAPP, R. H.; OLSON, T. R. *The development of the NASA GSFC and NIMA joint geopotential model*. NASA TP/-1998-206861, NASA Goddard Space Flight Center, Greenbelt, Maryland, 1998.
- LIU, C. C. A geologia estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. In: I SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES, 1987. Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, p. 164-188.
- MABESOONE, J. M.; ROLIM, J. L.; CASTRO, C. Late Cretaceous and Cenozoic history of Northeastern Brazil. *Geologie en Mijnbouw*, v. 56, p. 129-139, 1977.
- MAYER, L. Application of digital elevation models to macroscale tectonic geomorphology. In: SUMMERFIELD, M.A. (ed.). *Geomorphology and Global Tectonics*. New York: John Wiley, 2000. p. 15-27.
- MEIS, M. R. M.; MIRANDA, L. H. G.; FERNANDES, N. F. Desniveleamentos de altitude como parâmetros para a compartimentação de relevo: bacia do médio-baixo Paraíba do Sul. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: SBG/BA. v. 4, p. 1489-1503.
- MILIAREISIS, G. C. Geomorphometric mapping of Asia Minor from globe digital elevation data. *Geografiska Annaler: Series A, Physical Geography*, v. 88, n. 3, p. 209-221, 2006.
- MONTES LAUAR, C. R. *Estudo paleomagnético dos maciços alcalinos de Poços de Caldas, Passa Quatro e Itatiaia*. 1988. 300 p. Dissertação (Mestrado) - Instituto de Astronomia e Geofísica, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- PAIN, C. F.; OLLIER, C. D. Inversion of relief - a component of landscape evolution. *Geomorphology*, v. 12, p. 151-165, 1995.
- PENCK, A. Die Gipffelfur der Alpen. *Sitzungsberichte der Preussischen Akademie der Wissenschaften*, v. 32, p. 256-268, 1919.
- PENCK, W. *Die morphologische Analyse. Ein Kapitel der physikalischen Geologie*. Stuttgart: Geographische Abhandlungen, 1924. 283 p.
- PENCK, W. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology*. Tradução: Czech, H.; Boswell, K.C. London: Macmillan, 1953. 429 p.
- PHILLIPS, J. D. Erosion, isostatic response, and the missing peneplains. *Geomorphology*, v. 45, p. 225-241, 2002.
- PIKE, R. Web resources compiled for terrain modeling. *EOS, Transactions American Geophysical Union*, v. 79, n. 17, p. 208, 1998.
- PIKE, R. J. A bibliography of terrain modeling (geomorphometry), the quantitative representation of topography – Supplement 4.0. *U.S. Geological Survey Open-File Report 02-465*, 2002. 158 p.
- PIKE, R. J.; WILSON, S. E. Elevation-relief ratio, hypsometric integral, and geomorphic area-altitude analysis. *Geological Society of America Bulletin*, v. 82, n. 4, p. 1079-1083, 1971.
- PONÇANO, W. L.; ALMEIDA, F. F. M. Superfícies erosivas nos planaltos cristalinos do leste paulista e adjacências: uma revisão. *Cadernos IG/UNICAMP*, v. 3, p. 55-90, 1993.
- PONÇANO, W. L.; STEIN, D. P.; ALMEIDA, F. F. M.; MELO, M. S. A Formação Itaqueri e depósitos correlatos no Estado de São Paulo. In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: SBG/BA.
- RICCOMINI, C. Arcabouço estrutural de aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, p. 153-162, 1997.

- RICCOMINI, C. *O Rift continental do sudeste do Brasil*. 1989. 256 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo.
- RICCOMINI, C.; ASSUMPTÃO, M. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, p. 221-225, 1999.
- RICCOMINI, C.; CRÓSTA, A. P. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. *Boletim IG-USP. Série Científica*, v. 19, p. 23-37, 1988.
- RICCOMINI, C.; VELÁZQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: GOMES (ed.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp, 2005.
- RÖMER, W. Accordant summit heights, summit levels and the origin of the "upper denudation level" in the Serra do Mar (SE-Brazil, São Paulo): a study of hills form and processes. *Geomorphology*, v. 100, p. 312-327, 2008.
- ROSENAU, M. R. *Tectonics of the Southern Andean Intra-arc Zone (38o-42oS)*. 2004. Tese (Doutorado) - Freie Universität Berlin, Berlin.
- ROSS, J. L. S. O relevo brasileiro, as superfícies de aplanamento e os níveis morfológicos. *Revista do Departamento de Geografia-USP*, v. 5, p. 7-24, 1991.
- SADOWSKI, G. R.; CAMPANHA, G. A. C. Grandes falhas no Brasil continental. In: MANTESSO NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, B. B. (ed.). *Geologia do continente Sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, 2004. p. 407-421.
- SANDWELL, D. T.; SMITH, W. H. F. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS 1 satellite altimetry. *Journal of Geophysical Research*, v. 102, p. 10039-10054, 1997.
- SANT'ANNA, L. G.; SCHORSCHER, H. D.; RICCOMINI, C. Cenozoic tectonics of the Fonseca Basin region, eastern Quadrilátero Ferrífero, MG, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 10, p. 275-284, 1997.
- SHARY, P. A.; SHARAYA, L. S.; MITUSOV, A. V. Fundamental quantitative methods of land surface analysis. *Geoderma*, v. 107, p. 1-32, 2002.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Cenozoic Deposits in South Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 47, p. 343-351, 1975.
- SOARES, P. C.; LANDIM, P. M. B. Depósitos cenozóicos na região centro-sul do Brasil. *Notícia Geomorfológica*, v. 16, p. 17-39, 1976.
- STRAHLER, A. N. Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bulletin of the Geological Society of America*, v. 63, p. 1117-1142, 1952.
- SUMMERFIELD, M. A. *Global Geomorphology: an introduction to the study of landforms*. London: Longman Press, 1991. 560 p.
- SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: analogies with the Sinai microplate. *Geology*, v. 27, p. 1115-1118, 1999.
- TELLO SÁENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. Recognition of Cretaceous, Paleocene, and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the South Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 765-774, 2003.
- TUCKER, G. E.; SINGERLAND, R. L. Erosional dynamics, flexural isostasy, and long-lived escarpments: a numerical modeling study. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 12229-12243, 1994.
- TURCOTTE, D. L.; SCHUBERT, G. *Geodynamics*. Cambridge University Press, New York, 2002.
- TURNER, J. P.; GREEN, P. F.; HOLFORD, S. P.; LAWRENCE, S. R. Thermal history of the Rio Muni (West Africa)-NE Brazil margins during continental breakup. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 270, p. 354-367, 2008.
- VALADÃO, R. C. *Evolução de longo-termo do relevo do Brasil oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais)*. 1998. 243 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Salvador.
- VARAJÃO, C. A. C. A questão da correlação das superfícies de erosão do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 21, p. 138-145, 1991.