

Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil

Origin and structural evolution of the Cenozoic Rift System of Southeastern Brasil

Pedro Victor Zalán | João Alberto Bach de Oliveira

resumo

A região Sudeste do Brasil não se constituiu, de forma alguma, em uma típica margem passiva tal como preconizada na visão clássica da Teoria da Tectônica de Placas. Cerca de 25 m.y. após cessado o rifteamento (134-114 Ma) iniciou-se um levantamento de natureza epirogenética da crosta continental em resposta à passagem da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (*hot spot* de Trindade). Este soerguimento neocretáceo (89-65 Ma) foi acompanhado de intenso magmatismo de natureza alcalina sobre crosta continental não-afinada e de natureza básica sobre crosta afinada. Entretanto, foi caracteristicamente desprovida de tectonismo. Um megaplanalto de cerca de 300 000 km² (Serra do Mar Cretácea) foi formado durante este período e transformou-se na principal área-fonte de sedimentos coniacianos-maastrichtianos das bacias de Santos, Campos e Paraná. À medida que se alçava, seu topo era bizelado e nivelado pela erosão. Ao final de seu soerguimento, exatamente no limite Cretáceo/Terciário, uma superfície de aplainamento (Superfície Japi) nivelou-o

em torno de 2 000 m em relação ao nível do mar atual. Este imenso volume de rocha soerguida possuía sua borda oriental adjacente às áreas subsidentes das bacias de Santos e Campos. Tal situação tornou-se isostaticamente instável, e o colapso gravitacional do megaplanalto em direção às áreas deprimidas iniciou-se 7 m.y. após a cessação do soerguimento. Durante boa parte do Cenozóico (58-20 Ma) a crosta continental fendeu-se e afundou-se em diversas áreas lineares formando-se corredores de grábens (riftes) paralelos à costa. O antigo limite oriental da Serra do Mar Cretácea coincide com a atual linha de charneira das bacias de Santos e Campos. Os remanescentes topográficos deste megaplanalto constituem hoje em dia as partes altas das serras do Mar e da Mantiqueira, modificadas por rebate elástico e basculamento dos blocos.

(originais recebidos em 19.08.2005)

Palavras-chave: Sudeste do Brasil | riftes cenozóicos | Serra do Mar Cretácea | Superfície Japi | megaplanalto neocretáceo | intrusões alcalinas | charneira cretácea | Bacia de Santos | Bacia de Campos | aeromagnetometria de alta resolução

abstract

The southeastern region of Brazil did not constitute a typical passive margin as one would expect from the premises of Plate Tectonics. After 25 m.y. that rifting (134-114 Ma) ceased an uplift of epeirogenic nature of the continental crust started in response to the drifting of the South American Plate over a thermal anomaly (Trindade hot spot). This Late Cretaceous (89-65 Ma) uplift was accompanied by intense alkaline (over non-extended crust) and basaltic (over thinned crust) magmatism. A marked absence of tectonism, however, also characterized this event. The resulting highlands extended over 300 000 km² (Cretaceous Serra do Mar), and they were the main source area for coniacian-maastrichtian sediments of the Santos, Campos and Paraná Basins. By the end of the rising (exactly at the K/T boundary) a widespread erosional surface had developed (Japi Surface) and leveled the top of the highlands at around 2 000 m (in relation to present-day sea level). This mega-plateau was adjacent to the subsiding Santos and Campos Basins and created an isostatically unstable situation. Gravitational collapse began around 7 m.y. after K/T, towards the depocenters of the basins. From Late Paleocene to Early Miocene (58-20 Ma) the continental crust broke and collapsed into a series of grabens, thus forming corridors (rifts) parallel to the current coastline. The ancient eastern edge of the Cretaceous Serra do Mar coincided with the current cretaceous hinge line of the Santos and Campos Basins. The topographic remnants of the mega-plateau nowadays form the highest parts of the Mantiqueira and Serra do Mar Ranges, modified by elastic rebound and tilting of the fault blocks.

(expanded abstract available at the end of the paper)

Keywords: Southeastern Brazil | cenozoic rifts | Cretaceous Serra do Mar | Japi Surface | Late Cretaceous highlands | alkaline intrusions | Cretaceous hingeline | Santos Basin | Campos Basin | high resolution aeromagnetometry

introdução e objetivos

A série de grábens de idade cenozóica que ocorre no Sudeste do Brasil, desde o Paraná até o norte do Rio de Janeiro, tem sido bastante estudada por pesquisadores de áreas múltiplas das Geociências. Denominações diversas têm sido utilizadas para nomeá-las coletivamente: Sistema de *Rifts* da Serra do Mar (Almeida, 1976), Sistema de bacias tafrogênicas do Sudeste Brasileiro (Melo *et al.* 1985) e *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1991). Sua área de ocorrência coincide totalmente com a extensão da Serra do Mar e, em parte, com a da Serra da Mantiqueira (figs.1 e 2). Serras menores, com orientações paralelas a estas (ex.: Serra da Carioca, RJ), fazem igualmente parte deste conjunto. Estas magníficas montanhas margeiam o litoral destes estados e atingem invariavelmente altitudes superiores a 1 000 m, freqüentemente acima de 2 000 m (fig. 2). Uma das características que mais chamou a atenção de seus primeiros observadores foi a de apresentarem seus cumes aplainados por superfícies de erosão, as quais, se corretamente correlacionadas, servem de excelentes marcos para a movimentação tectônica diferencial sofrida pelos seus vários segmentos. A associação topograficamente espetacular destas montanhas com vales profundos intervenientes e planícies litorâneas, através de encostas muito abruptas, sempre apontou para uma associação tectônica. A esta associação das serras do Mar/Mantiqueira com os vales tectônicos intervenientes e suas extensões na plataforma continental das bacias de Santos/Campos (até às suas charneiras, a oeste das quais não ocorrem sedimentos cretáceos) serão denominadas doravante de Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil (SRCSB).

Coincidentes com o SRCSB ocorrem dezenas de *stocks* alcalinos cujas idades neocretáceas/paleogênicas servem de balizadoras para as atividades tectônicas destes blocos altos e rebaixados (fig. 1). A variação decrescente de suas idades, de oeste para leste, de Poços de Caldas, MG, até Barra de São João, no litoral do Rio de Janeiro, tem sido freqüentemente relacionada à atuação de um *hot spot* (Sadowski e Dias Netto, 1981;

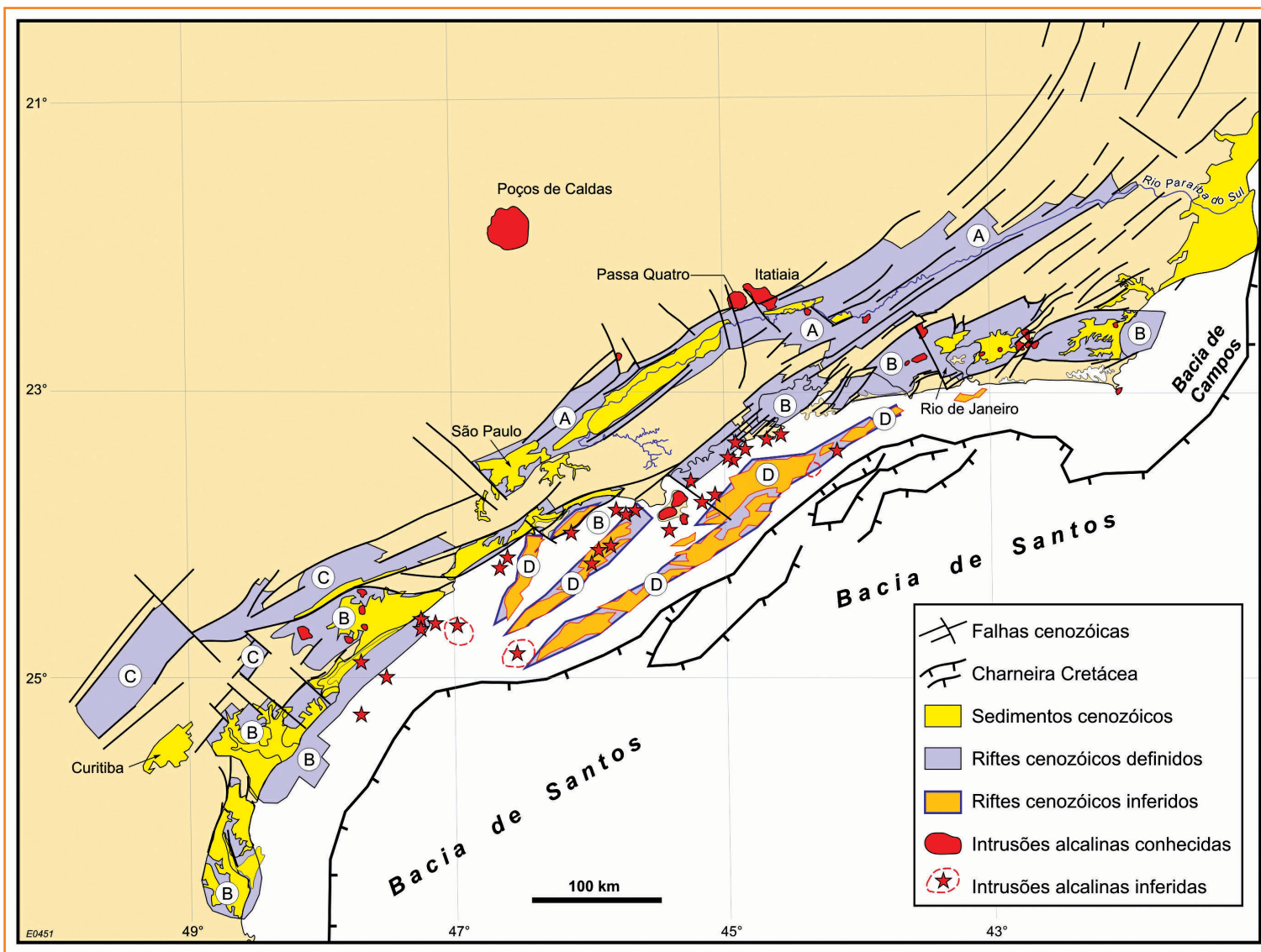


Figura 1 – Mapa de distribuição dos quatro riftes do SRCBS: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo; de suas falhas limitantes, preenchimentos sedimentares, intrusões/lavas alcalinas, charneira cretácea das bacias de Santos/Campos e o Rio Paraíba do Sul.

Figure 1 – Map showing the distribution of the four rifts of the SRCBS: (A) Paraíba do Sul, (B) Coastal, (C) Ribeira, and (D); their border faults, localized sedimentary fills, alkaline igneous rocks, Cretaceous hingeline of the Santos/Campos Basins, and the Paraíba do Sul river.

Szatmari *et al.* 2000; Cobbold *et al.* 2001; Mizusaki *et al.* 2002; Thomaz Filho *et al.* 2005; Guedes *et al.* 2005). A descoberta de lavas alcalinas eocênicas intercaladas com sedimentos dos grábens e no cume de algumas das intrusões evocou imagens de um passado vulcânico relativamente recente em meio à região mais populosa do Brasil. Sismos de pequena magnitude têm sido reportados nos últimos dois séculos, geralmente associados às falhas que bordejam ou são paralelas aos blocos altos e baixos (Hasui e Ponçano, 1978; Riccomini *et al.* 1989; Hiruma *et al.* 2001).

Duas megalópoles (São Paulo e Rio de Janeiro), uma metrópole (Curitiba) e várias cidades industriais grandes localizam-se dentro de grábens cenozóicos (figs. 1 e 3). Cidades serranas de grande potencial turístico e as últimas reservas significativas de Mata Atlântica se encarapitam nas encostas e planaltos das serras tectônicas. Adjacentes a elas situam-se a mais importante bacia petrolífera do Brasil (Campos) e a segunda em potencial (Santos), cujos reservatórios arenosos portadores de hidrocarbonetos são oriundos da erosão dos maciços graníticos/gnáissicos pré-

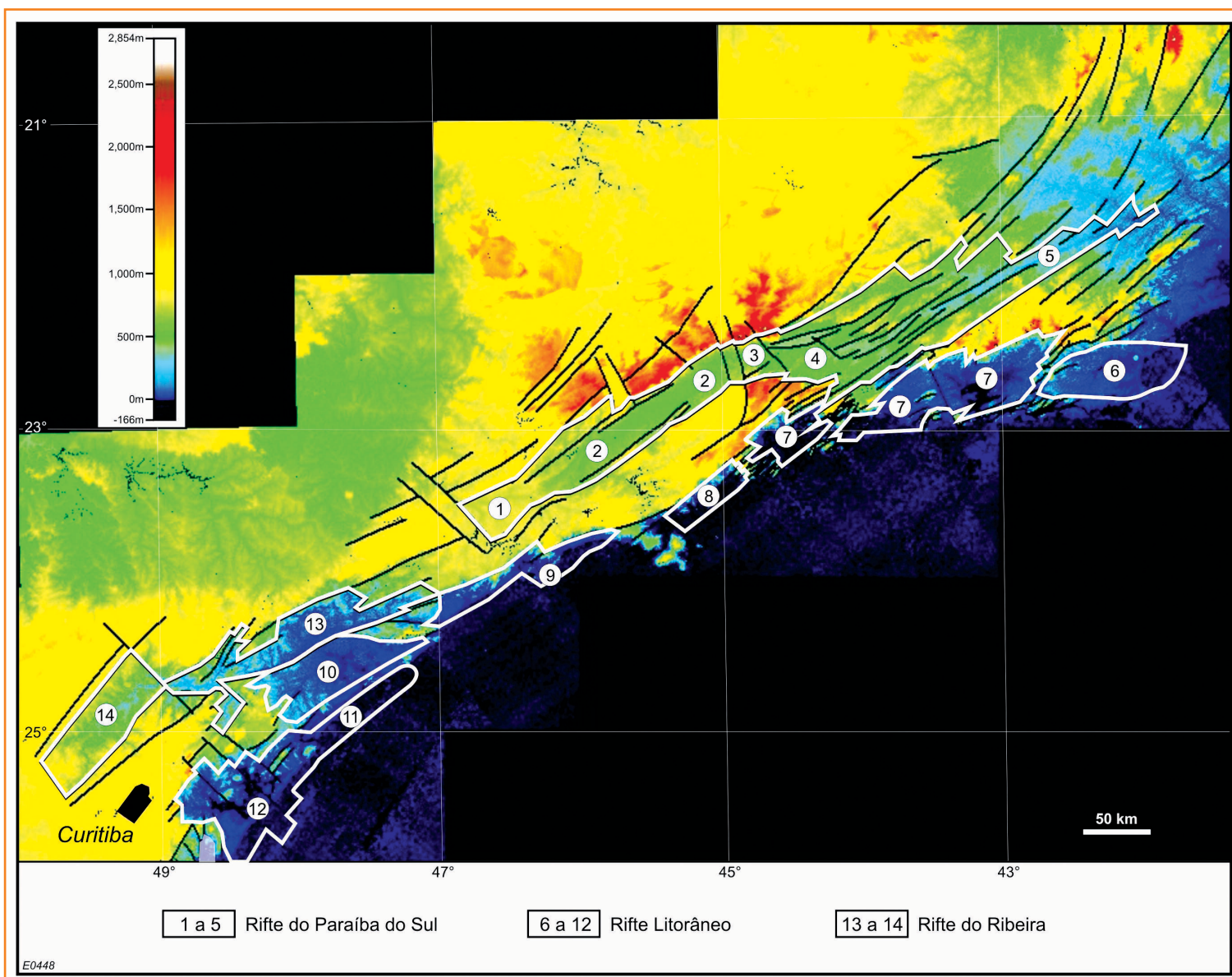


Figura 2 – Mapa topográfico do Sudeste do Brasil (SRTM/USGS, 2000) com o arcabouço estrutural regional do SRCSB interpretado. Números indicam grábens dentro dos riftes: Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende-Volta Redonda, (5) Baixo Paraíba do Sul. Litorâneo: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) Paranaguá. Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Alto Ribeira.

Figure 2 – Topographic map of Southeastern Brazil (SRTM/USGS, 2000) showing the interpreted structural framework of the SRCSB. Numbers indicate grabens within rifts: Paraíba do Sul: (1) São Paulo, (2) Taubaté, (3) Queluz, (4) Resende-Volta Redonda, (5) Lower Paraíba do Sul. Coastal: (6) Barra de São João, (7) Guanabara, (8) Ubatuba, (9) Santos, (10) Ribeira do Iguape, (11) Cananéia, (12) Paranaguá. Ribeira: (13) Sete Barras, (14) Upper Ribeira.

cambrianos constituintes das serras mencionadas, soergidas epirogenicamente durante o Neocretáceo, ressaltadas tectonicamente durante a reativação cenozóica. Portanto, o correto entendimento de suas geometrias e evolução tem grande importância industrial / social / ambiental.

Neste estudo, pretende-se oferecer uma perspectiva nova da análise estrutural destes grábens:

a de se compreendê-los como entidades muito maiores do que seus pequenos e restritos preenchimentos sedimentares residuais. Serão analisados e definidos os **riftes** como corredores de vales tectônicos deprimidos ao longo de falhamentos normais planares e rotacionais. Os termos **gráben** e **sub-gráben** serão usados para designar compartimentações tectônicas menores dentro

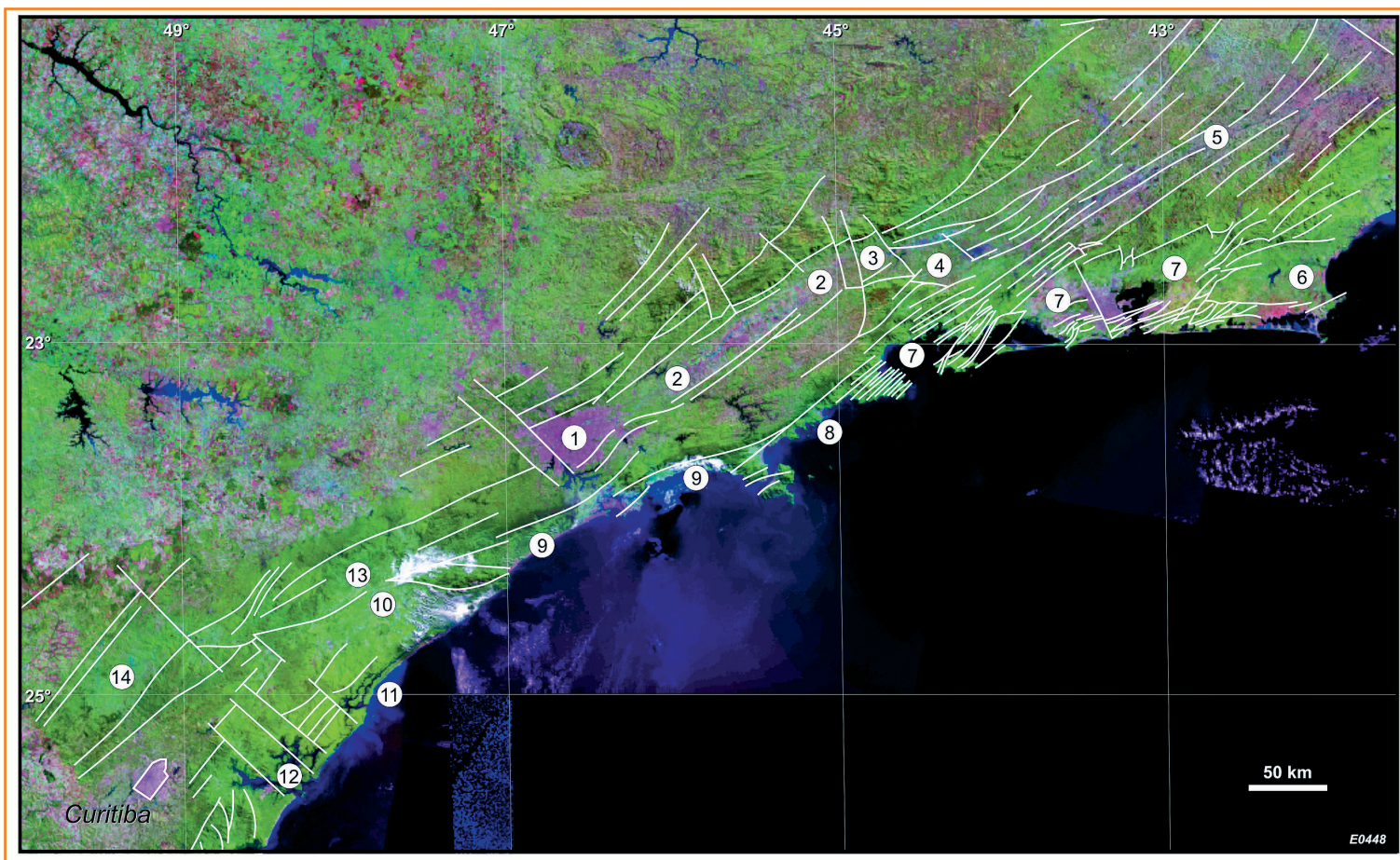


Figura 3

Imagem de satélite do Sudeste do Brasil com o arcabouço estrutural regional do SRCSB interpretado (Landsat 7, S-23-20_2000.sid, *webpage Nasa Applied Sciences Directorate*). Grábens numerados como na figura 2. Notar a concentração de centros urbanos (cores roxas) dentro dos grábens.

Figure 3

Satellite image of South-eastern Brazil with the interpreted structural framework of SRCSB (Landsat 7, S-23-20_2000.sid, *Nasa Applied Sciences Directorate webpage*). Grabens numbered as in figure 2. Notice high concentration of urban areas (purple) within the grabens.

dos riftes maiores. O termo **bacia** será restrito para as pequenas e eventuais acumulações sedimentares que ocorrem dentro dos grábens. Será feita a tentativa de demonstrar que a alternância de serras e vales/planícies intervenientes do Sudeste do Brasil constitui uma notável sucessão de *horsts* e grábens escalonados, assimétricos, com bordas falhadas e flexurais, com zonas de acomodação e falhas transferentes segmentando-os em sub-grábens. Será sugerido que tais elementos tectônicos e as intrusões alcalinas continuam mar adentro, na plataforma continental da Bacia de Santos, até à sua linha de charneira. O não-aprisionamento de quantidades significativas de sedimentos dentro destes riftes cenozóicos intra-montanos deve-se provavelmente ao contínuo soerguimento regional (mesmo dos blocos abatidos), à geração tectônica de grandes relevos topográficos diferenciais e às intensas pluviosidade/erosão/drenagem; tudo isto ao lado de grandes bacias subsidentes (San-

tos/Campos) que receberam o material deles retirado. A ausência de sedimentos permite aos geólogos visões tridimensionais inigualáveis de dentro para fora, de baixo para cima, de enormes grábens despidos que servem de modelo para outros preenchidos.

O modelo genético evolutivo apresentado para o SRCSB tenta concatenar vários eventos geológicos: o deslizamento para oeste da Placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (não intensa o suficiente para ser chamada de pluma mantélica, espalhada demais para ser caracterizada como um simples *hot spot*) durante o Neocretáceo, o conseqüente soerguimento contínuo e maciço do embasamento, a intrusão de *stocks* alcalinos, o entalhamento/aplainamento da Superfície Japi formando um megaplanalto ao final do Cretáceo, o quebramento/individualização de blocos por instabilidade gravitacional, a movimentação vertical diferencial destes e a efusão de lavas alcalinas durante o Paleogeno;

tudo isto adjacente a duas bacias continuamente subsidentes, receptoras dos detritos resultantes do intemperismo/erosão destes elementos morfotectônicos.

Os eventos tectônicos que afetaram o Sudeste brasileiro têm sido estudados por vários autores (ex.: Asmus e Ferrari, 1978; Macedo, 1989 e 1990; Macedo *et al.* 1991; Pereira, 1992; Mohriak, 2004), focalizando suas atenções em seus efeitos sobre as bacias petrolíferas ou em agentes causadores externos muito distantes desta porção da Placa Sul-Americana. A diferença deste estudo para estes está no detalhamento das causas da epirogênese neocretácica e da reativação tectônica cenozóica com suas concatenações imediatas, das geometrias do megaplano e serras tectônicas subseqüentes, dos estilos tectônicos e das rotas de alimentação de sedimentos resultantes para as bacias petrolíferas em **cada** uma das duas etapas principais. Tudo isto invocando agentes causadores locais e não-externos.

A escala de tempo absoluta aqui empregada é da *International Stratigraphic Chart da International Commission on Stratigraphy* (2004).

trabalhos anteriores e a Superfície de Aplainamento Japi

Recomenda-se a leitura do artigo de Riccomini *et al.* (2004), onde todos os aspectos históricos/estruturais/estratigráficos/sedimentológicos relacionados às acumulações sedimentares ocorrentes no SRCSB estão soberbamente descritos e analisados. Lá está mencionada a maioria dos trabalhos existentes sobre as bacias sedimentares contidas nos grábens. Não se pretende repeti-los ou historiá-los aqui. Este artigo será usado como ponto de partida da pesquisa aqui empreendida. A ciência deve avançar, subir degraus, toda vez que uma base sólida esteja construída e firme para receber o peso destes avanços.

Destaca-se, entretanto, o trabalho de Almeida e Carneiro (1998) por mais se aproximar da

abordagem aqui apresentada, integrando dados terrestres e marítimos. Nele, os autores documentam o soerguimento neocretáceo que levou à formação da **Superfície de Aplainamento Japi** (doravante **SAJ**) e interpretam seus desníveis e dobramentos como resultados de deformação tectônica cenozóica de natureza tafrogênica, causando a formação dos grábens e das atuais serras da Mantiqueira/Mar, esta última já sendo relacionada a movimentos descensionais de bloco situado na plataforma continental da Bacia de Santos e limitada, a leste, por uma falha referenciada como Falha de Santos. Muitas das idéias aqui desenvolvidas a fundo basearam-se em observações inéditas apresentadas no referido artigo. O tratamento de unir a geologia das partes terrestre e marítima definindo uma entidade tectônica única, de tentar entender e correlacionar temporalmente/causativamente as feições rúpteis observáveis na plataforma continental com a região costeira adjacente seria o passo preliminar da abordagem desenvolvida plenamente neste estudo.

Adicionalmente, Salamuni *et al.* (2004) e Machado Jr. (2001) apresentaram o estado-da-arte sobre a tectônica da Bacia de Curitiba e do Gráben da Cananéia, respectivamente. Zalán (2004a) apresentou uma interpretação estrutural do Gráben da Guanabara estendendo-o até a cidade de Paraty, RJ; englobando os maciços litorâneos (serras da Uruçanga/Carioca/Pedra Branca, Pico da Marambaia e Ilha Grande) e as baías de Sepetiba / Ilha Grande em um gráben único e muito maior do que o classicamente considerado (ex.: Ferrari, 2001). Szatmari *et al.* (2000) discutem a datação dos eventos tectônicos na região Sudeste. Mohriak (2004) discute as interpretações de rifte da Bacia de Santos e na região continental adjacente, integrando dados sísmicos e geológicos que caracterizam o magmatismo pós-rifte na região submersa. Modica e Brush (2004) discutem o relacionamento entre a geologia da região emersa e suas áreas-fonte com os reservatórios de águas profundas das bacias marginais.

Os trabalhos mais atualizados sobre os eventos magmáticos que afetaram o Sudeste brasileiro são: Szatmari *et al.* (2000) (Ar/Ar), Mizusaki

e Thomaz Filho (2004) (K/Ar), Thomaz Filho *et al.* (2005) (K/Ar) e Guedes *et al.* (2005) (K/Ar e Ar/Ar). Este último define as três fases ígneas mais significativas que afetaram a parte terrestre. Duas são eventos toleíticos (Jurássico/Eocretáceo) que antecedem o período coberto por este estudo. A terceira, a fase de magmatismo alcalino, apresenta um pulso inicial (82 Ma) e dois episódios mais destacados (70-60 Ma e 55-40 Ma).

Torna-se mister explicitar o significado tectônico da SAJ e do uso dado por outros autores (vide histórico no capítulo de mesmo nome em Riccomini *et al.* 2004), já que a mesma será fundamental na análise de perfis morfo-estruturais, na definição da geometria dos grábens e na datação de eventos de deformação. Trata-se, praticamente, do único nível de correlação regional existente por todo o embasamento pré-cambriano do Sudeste do Brasil. Supõe-se que a SAJ tenha aplainado e nivelado toda a área estudada ao final do Cretáceo, ao redor de 66-65 Ma, como precisamente demonstrado por Riccomini *et al.* (2004) (datação de lava alcalina derramada sobre a superfície em $65,65 \pm 0,05$ Ma). Segundo estes autores, “sua presença evidencia uma fase de erosão generalizada, atuante até o limite Cretáceo-Paleoceno, anterior à instalação dos riftes”. Já se conhece a idade final da SAJ, neste estudo tentar-se-á datar o início da mesma.

Desnivelada no presente, a SAJ pode ser encontrada em: (1) restritos planaltos (altitudes de 2 000 m – 2 200 m, serras da Bocaina e Campos de Jordão, SP, no batólito granítico da Serra dos Órgãos, RJ, e 2 400 m – 2 800 m sobre litologias mais resistentes como os *stocks* alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia, SP/MG/RJ); (2) em extensos cumes planos e nivelados em torno de 1 000 m – 1 300 m de altitude nas serras do Mar (localmente serras do Couto / Araras / Paraty, RJ, Santos, SP, Marumbi / Graciosa / Capivari, PR) e da Mantiqueira (localmente Serras de Mauá / Pedra Selada, RJ, Cantareira / Itaberá, SP); (3) nivelando serras e elevações diversas em altitudes menores, em torno de 700 m - 800 m (nos cimos dos *stocks* alcalinos de Morro Redondo / Mandanha / Rio Bonito / Soeirinho / Tanguá / São João, e no topo das serras da Carioca e da Ilha Gran-

de, RJ). Eventualmente, dos cumes nivelados se projetam picos de rochas mais resistentes a altitudes destoantes de 1 400 m (ex.: batólito granítico do Pico do Couto e *stock* alcalino de Tinguá, Serra do Couto, RJ). Na concepção deste estudo, a superfície extremamente plana do embasamento cristalino sobre a qual repousa delgada capa de sedimentos cenozóicos na plataforma continental da Bacia de Santos até à sua linha de charneira, visível em linhas sísmicas desta área (fig. 16, à frente) **representa a SAJ rebaixada tectonicamente à sua cota mínima.**

Segundo Riccomini *et al.* (2004), os planaltos representariam blocos tectonicamente soerguidos durante a tafrogênese cenozóica e os cumes nivelados indicariam as posições **originais residuais**. Trabalhou-se, aqui, com a hipótese de que as maiores altitudes estejam mais próximas da posição original da SAJ ao final do Cretáceo do que os cumes nivelados em torno de 1 000 m – 1 300 m. Tentativamente será demonstrado que o SRCSB é constituído por ombreiras de riftes (serras) e vales tectônicos intervenientes que foram colapsando e rotacionando gravitacionalmente, de oeste para leste, escalonando-se verticalmente dos 2 000 m – 2 800 m dos planaltos da Mantiqueira, para 1 000 m – 1 300 m, para 700 m - 800 m, para o litoral, até cerca de 1 000 m abaixo do nível do mar na charneira da Bacia de Santos (fig. 2).

delimitação e extensão do sistema de riftes cenozóicos no continente

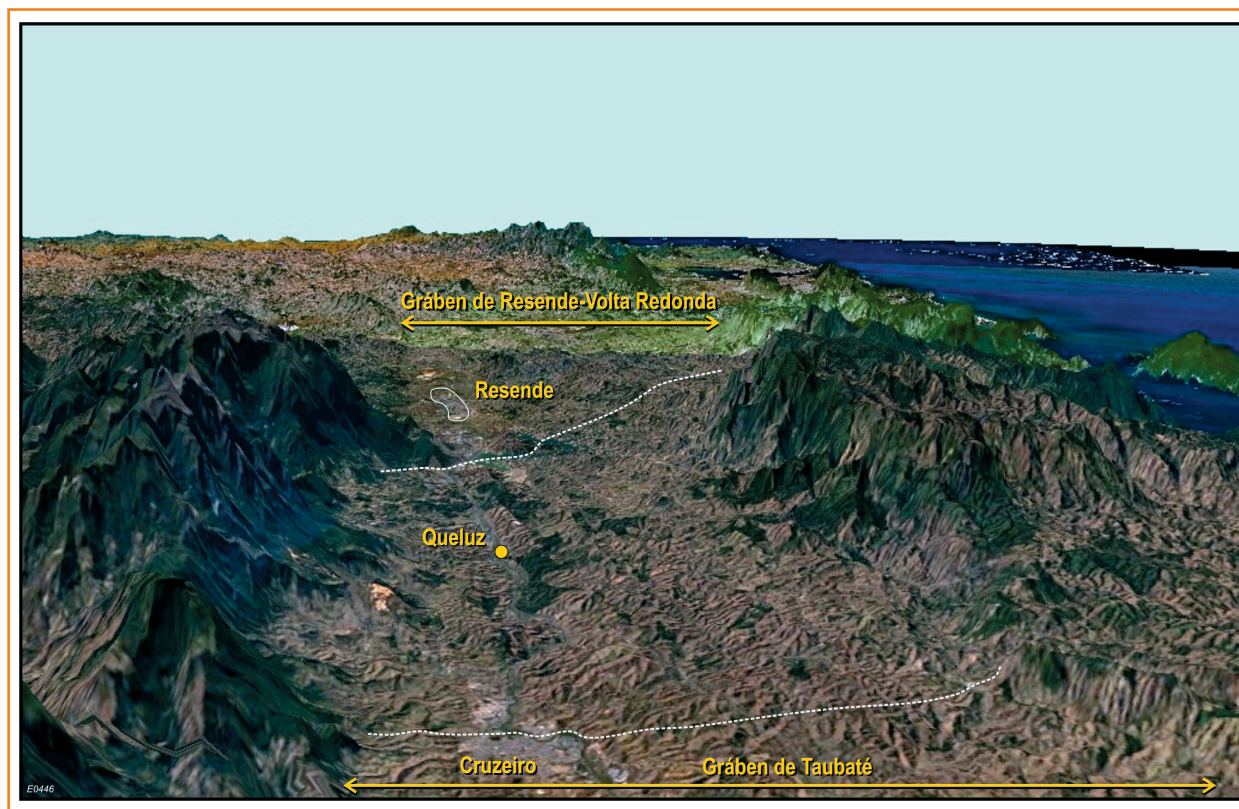
O entendimento dos vales intra-montanos e planícies como depressões tectônicas, riftes assimétricos com bordas falhadas/flexurais, ou eventualmente simétricos com ambas as bordas falhadas, deu-se ao longo de anos através de observações de campo, definição de superfícies de erosão, constatação de seus desníveis, construção de perfis morfo-estruturais, análise de padrões de drenagens e emprego de critérios geomorfológicos (vide o

Figura 4

Visão 3D (O para E) da Zona de Acomodação de Queluz (Rifte do Paraíba do Sul). Entre as linhas pontilhadas o perfil do rifte assemelha-se ao de um gráben simétrico, com duas bordas falhadas. Comparar com o perfil assimétrico dos grábens de Taubaté e Resende-Volta Redonda. E. V.: 5X, imagem do site da Nasa (worldwind.arc.nasa.gov).

Figure 4

3D-view (W to E) of the Paraíba do Sul Rift at the Queluz Accommodation Zone. Between the dotted lines the rift presents a symmetric profile with two faulted borders. Compare it to the asymmetric profile displayed by the Taubaté and Resende-Volta Redonda Grabens. V. E.: 5x, image from Nasa site (worldwind.arc.nasa.gov).



capítulo Introdução de Riccomini *et al.* 2004 e Almeida e Carneiro, 1998).

Serão utilizados, aqui, modelos digitais de terreno para análise da topografia do Sudeste do Brasil, visualização tridimensional, perfis morfo-estruturais, mapas geológicos, imagens de satélite e trabalhos de campo. Na parte marítima, foram empregados mapas de gravimetria e aeromagnetometria de alta resolução, modelagens numéricas de perfis e linhas sísmicas. Todos os dados foram interpretados à luz de modelos geométricos de riftes conhecidos. Delimitaram-se assim riftes de grandes dimensões, alguns contendo em áreas mais restritas pacotes/manchas sedimentares aprisionadas (bacias de São Paulo / Taubaté / Resende / Volta Redonda / Macacu). Bordas falhadas/flexurais, zonas de acomodação, falhas transferentes e compartimentos menores (grábens e sub-grábens) foram interpretados. Como resultado, definiram-se quatro grandes **riftes** ou **corredores de grábens** (figs. 1 a 3): **Paraíba do Sul, Litorâneo, Ribeira e Marítimo** (este contendo rombo-grábens sugeridos na plataforma continental da Bacia de Santos).

O Rifte do Paraíba do Sul encaixa completamente o curso do rio homônimo. Assim que este nasce nas encostas setentrionais da Serra do Mar seu fluxo para norte é bruscamente capturado pelo Gráben de Taubaté na altura de Guararema (fig. 1). O rio só consegue escapar do condicionamento tectônico ENE-OSO das calhas do rifte, nucleado em estruturas brasileiras reativadas no Cenozóico, a montante da cidade de São Fidélis, onde se curva abruptamente para sudeste e flui por cerca de 100 km até à sua foz, atravessando transversalmente os *trends* de estruturas preexistentes. De oeste para leste, o Rifte do Paraíba do Sul engloba os grábens de São Paulo, Taubaté, Resende-Volta Redonda e do Baixo Paraíba do Sul, este contendo o restante do curso retilíneo e encaixado do rio até São Fidélis (figs. 2 e 3).

O Gráben de Taubaté é fortemente assimétrico, apresentando sua borda falhada no pé da Serra da Mantiqueira (escarpas de 1 000 m – 1 500 m) (figs. 2 a 5). A borda meridional da entidade maior, do rifte, é assumida no limite com a Serra do Mar (escarpas de 400 m - 500 m), também por falha (fig. 5). A bacia sedimentar apresenta inversões de depocentros separados por altos transversais internos,

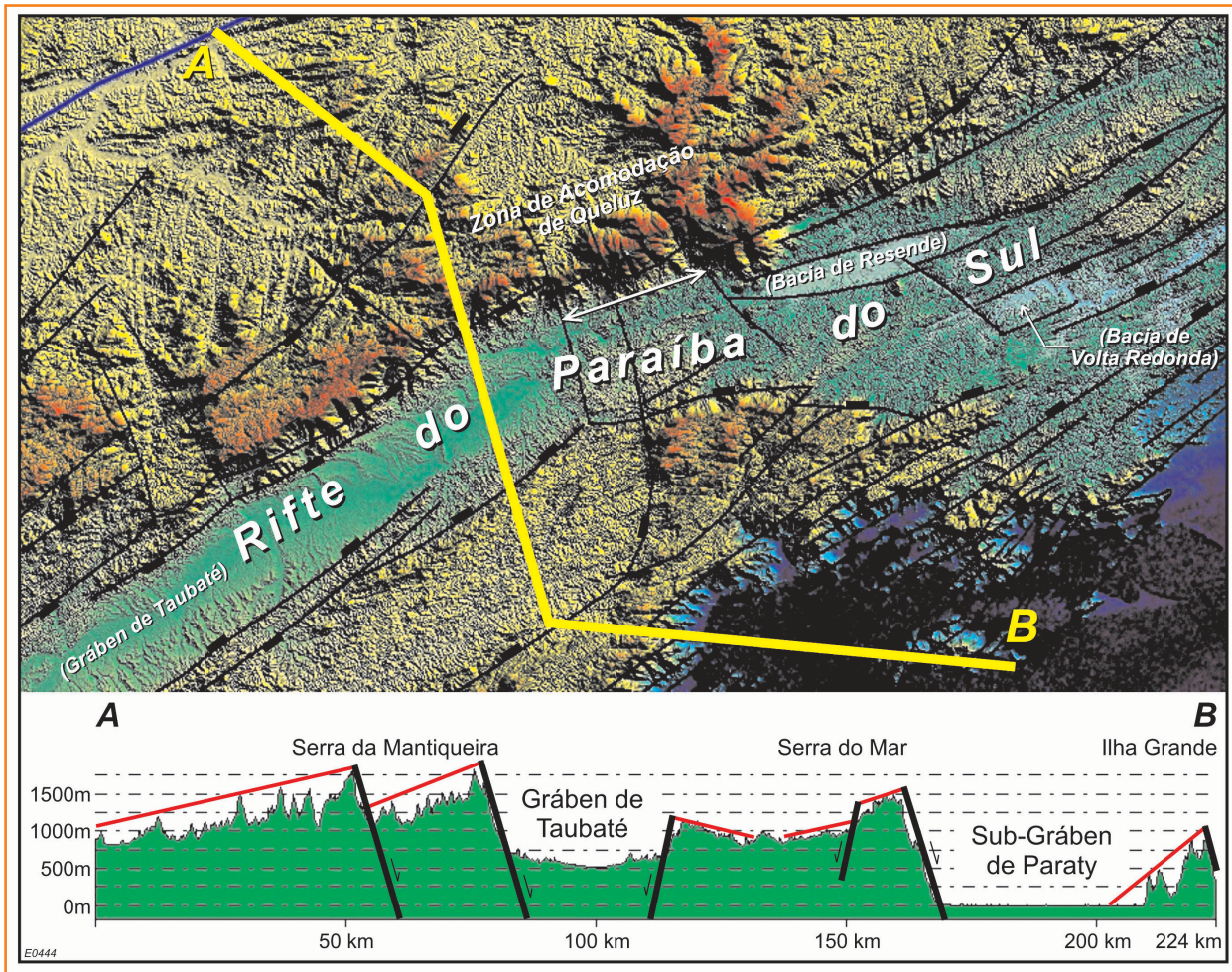


Figura 5

Perfil morfo-estrutural interpretado do Rifte do Paraíba do Sul (Gráben de Taubaté) e do Rifte Litorâneo (Sub-Gráben de Paraty). Perfil típico de tectônica dominado, ambos grábens assimétricos com bordas falhadas a norte (nas serras da Mantiqueira e do Mar, respectivamente). Por uma questão de simplificação, nem todas as falhas do mapa foram indicadas no perfil. Linha vermelha representa uma interpretação da atitude atual da SAJ.

Figure 5

Interpreted morpho-structural profile from the Paraíba do Sul Rift (Taubaté Graben) and the Coastal Rift (Paraty Sub-Graben). Typical domino-style tectonics, with asymmetric cross-sections (faulted margins to the North). For the sake of simplicity, not all faults portrayed on the map were portrayed on the profile. Red line represents the interpreted present attitude of the SAJ.

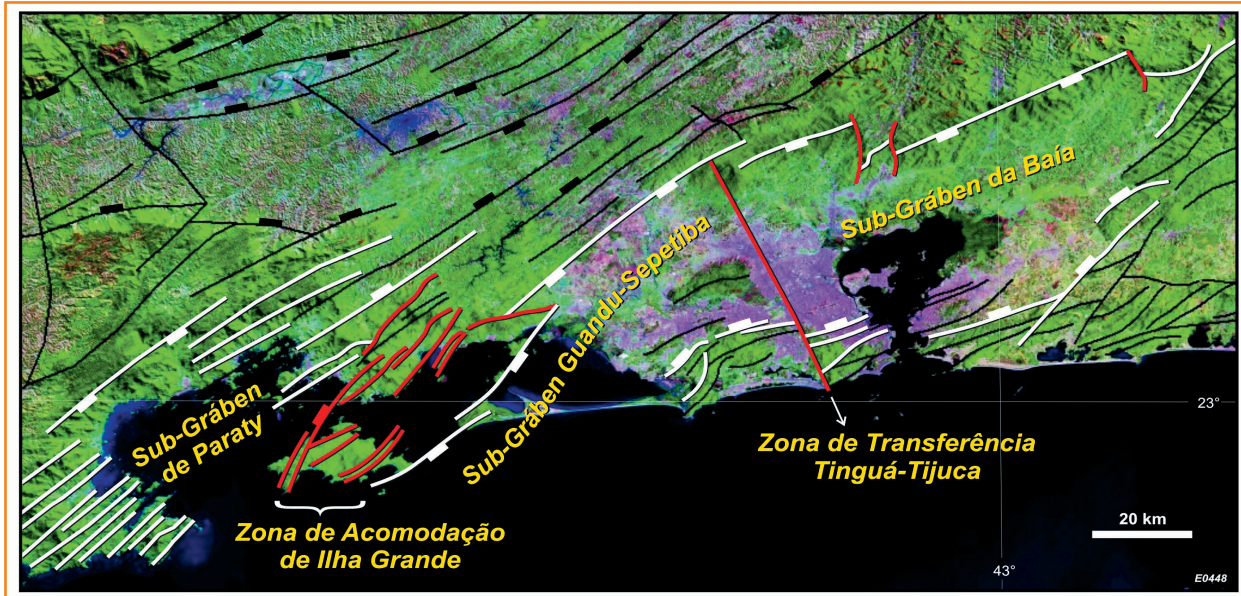


Figura 6 – Imagem de satélite (Landsat 7, S-23-20_2000.sid, webpage Nasa Applied Sciences Directorate) com a interpretação estrutural detalhada do Gráben da Guanabara; subdividido em sub-grábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty, pelas Zona de Transferência Tinguá-Tijuca e Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba.

Figure 6 – Satellite image (Landsat 7, S-23-20_2000.sid, Nasa Applied Sciences Directorate webpage) with detailed structural interpretation of the Guanabara Graben. Sub-grabens are Baía, Guandu-Sepetiba and Paraty, separated by the Tinguá-Tijuca Transfer Zone and the Ilha Grande-Sepetiba Accommodation Zone.

Figura 7

Visão 3D do Gráben da Guanabara com os sub-grábens da Baía (A), Guandu-Sepetiba (B) e Paraty (C) e a Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba (D). Em um plano mais elevado (cerca de 500 m) pode-se observar os grábens de Resende-Volta Redonda (E), Queluz (F, Zona de Acomodação) e Taubaté (G). E. V.: 5X, imagem do site da Nasa - (worldwind.arc.nasa.gov).

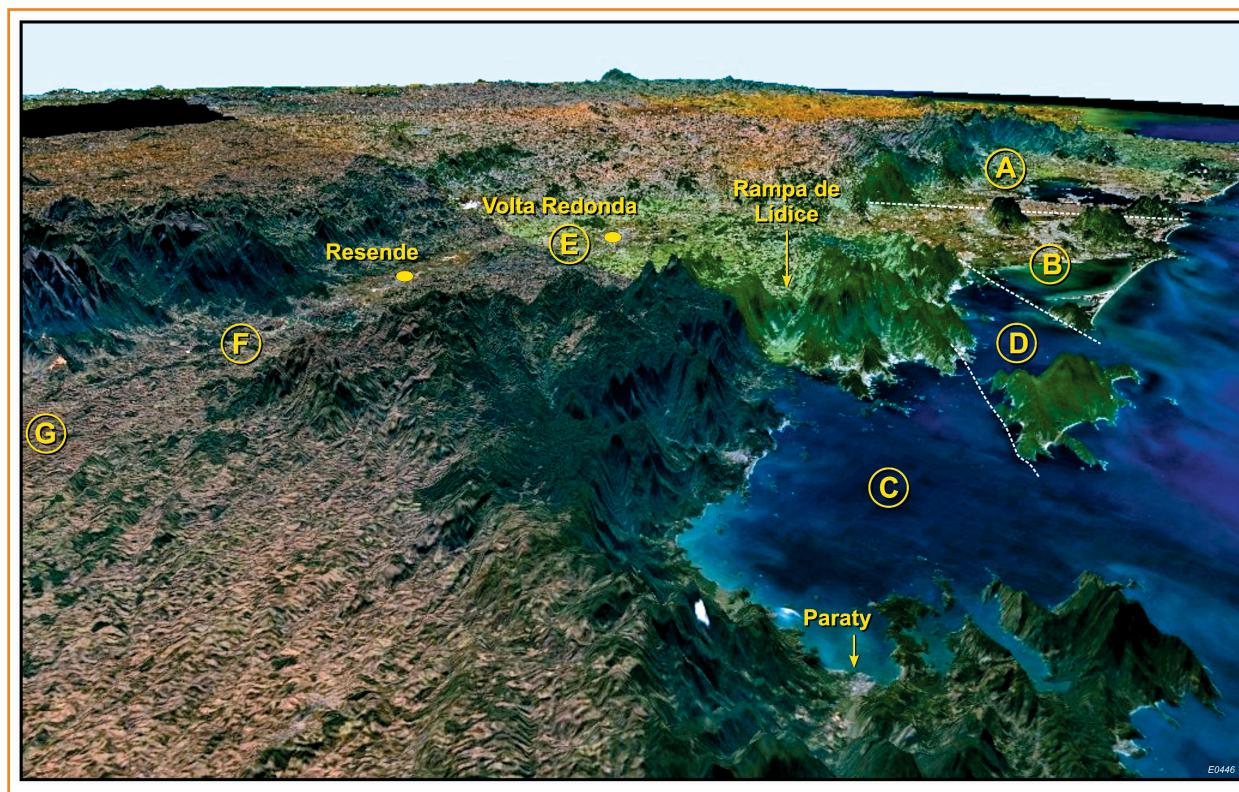


Figure 7

3D-view of the Guanabara Graben with: Baía (A), Guandu-Sepetiba (B) and Paraty (C) Sub-Grabens, and Ilha Grande-Sepetiba Accommodation Zone (D). Notice the Resende-Volta Redonda (E), Queluz (F, Accommodation Zone) and Taubaté (G) Grabens 500 m higher to the left. E. V.: 5x, image from Nasa website - (worldwind.arc.nasa.gov).

com alternância de bordas falhadas a norte e a sul (sísmica de reflexão, Marques, 1990). Entre Cruzeiro e Engenheiro Passos, o fundo do rifte transforma-se em um mar de morros de embasamento, não ocorrem terrenos sedimentares e o rifte torna-se grosseiramente simétrico (escarpas de 2 000 m no norte, 1 000 m – 1 200 m no sul). Esta região é denominada de Zona de Acomodação de Queluz (figs. 2 a 4). A leste desta, o Rifte do Paraíba do Sul desloca-se para sul cerca de 17 km (referente à borda norte), sua largura dobra (de 30 para 60 km) e sua geometria toma a expressão de um rabo-de-cavalo (figs. 1 a 4), típica forma terminal de riftes. Neste segmento do rifte ocorrem o Gráben de Resende-Volta Redonda (contendo as pequenas bacias sedimentares homônimas) e do Baixo Paraíba do Sul (figs. 2 e 8), este sem acumulações sedimentares. Em toda a sua extensão, o Rifte do Paraíba do Sul apresenta o estilo estrutural de tectônica dominó e é predominantemente assimétrico para norte (figs. 5, 8 e 9).

O Rifte Litorâneo engloba, de leste para oeste, os grábens da Barra de São João, Guanabara, Ubatuba, Santos, Ribeira do Iguape, Cananéia e Paranaguá (figs. 2 e 3). O primeiro foi estudado por

Mohriak e Barros (1990), não possui depósitos sedimentares em terra (ocorrem sedimentos interpretados como Grupo Barreiras restritos à zona brechada da Falha do Pai Vitório, Heilbron *et al.* 2000) mas possui expressão em sísmica de reflexão na parte marítima. O Gráben da Guanabara foi analisado estruturalmente por Ferrari (1990, 2001). Zalán (2004a) subdividiu-o nos sub-grábens da Baía, Guandu-Sepetiba e Paraty; separados por um divisor de águas (Zona de Transferência Tinguá-Tijuca) e pela região rica em ilhas que separa as baías de Sepetiba e da Ilha Grande (Zona de Acomodação de Ilha Grande-Sepetiba) (figs. 6 e 7). O perfil dos grábens é invariavelmente assimétrico com a borda falhada sempre no pé da Serra do Mar (figs. 5 a 8), com desníveis variando de 1 200 m – 2 200 m (Guanabara), 1 000 m – 1 200 m (Ubatuba), 600 m – 1 000 m (Santos), 0 m – 1 100 m (Ribeira do Iguape e Cananéia) a 800 m – 1 600 m (Paranaguá). O estilo tectônico dominó predomina nos perfis morfo-tectônicos (figs. 5, 8 e 9).

O Rifte do Ribeira engloba os grábens de Sete Barras e Alto Ribeira, o primeiro assimétrico com borda falhada a norte (desníveis de 700 m - 900 m) e o segundo totalmente simétrico (fig. 9). Interes-

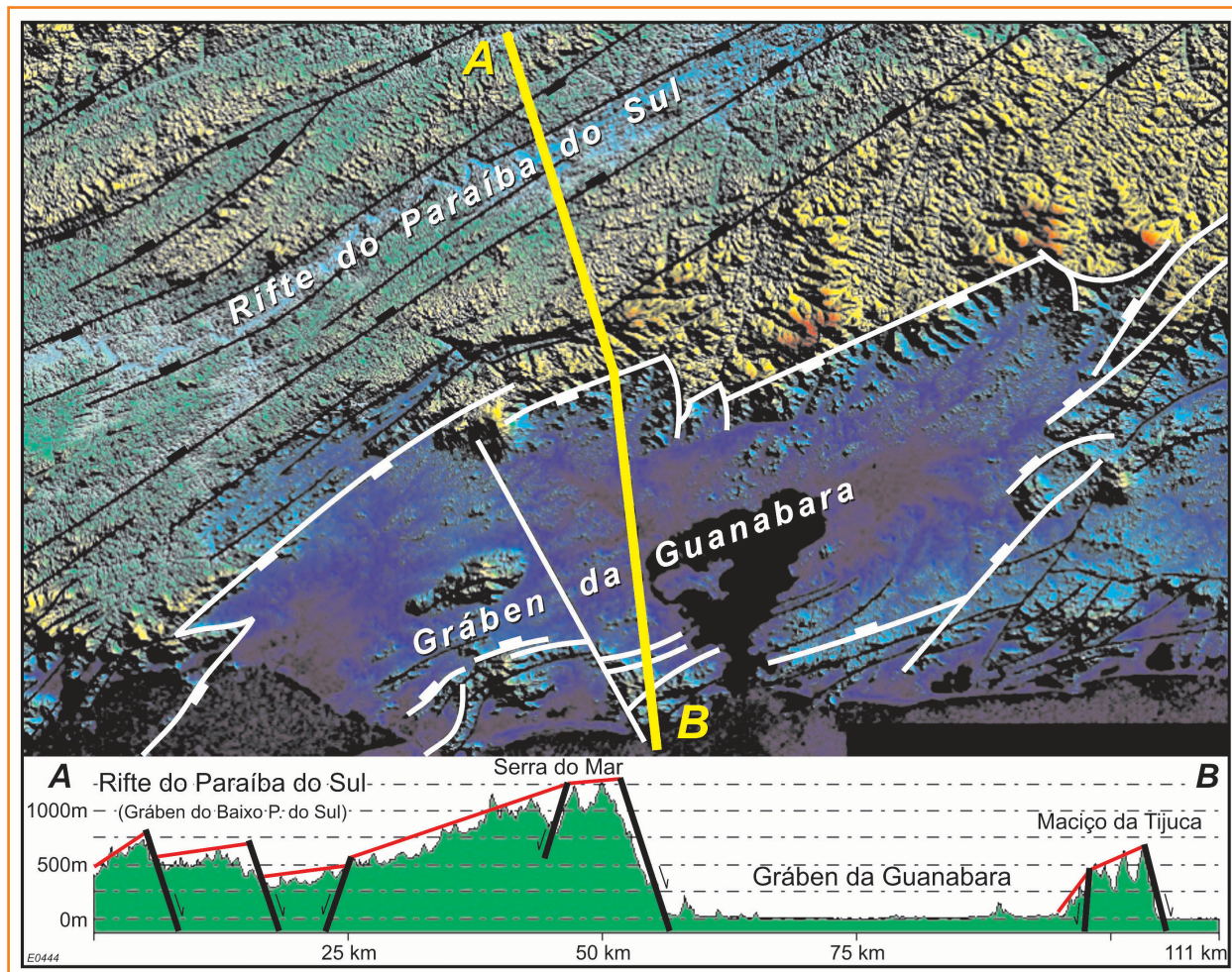


Figura 8

Perfil morfo-estrutural interpretado do Gráben da Guanabara, assimétrico com borda falhada (Serra do Mar) e borda flexural (Maciço da Tijuca). Por uma questão de simplificação, nem todas as falhas do mapa foram indicadas no perfil. Linha vermelha no perfil representa uma interpretação da atitude atual da SAJ.

Figure 8

Interpreted morpho-structural profile of the Guanabara Graben, an asymmetric graben with faulted margin adjacent to Serra do Mar and flexural margin at the Tijuca Massif. For the sake of simplicity, not all faults on the map were portrayed on the profile. The red line represents the interpreted present attitude of the SAJ.

sante notar que a Bacia de Curitiba, classicamente considerada um gráben (Riccomini *et al.* 2004; Salamuni *et al.* 2004), não aparece como tal em perfis morfo-tectônicos na escala regional utilizada (fig. 9). Isto deve significar que a referida bacia pode até ter um controle tectônico em suas bordas, mas sua magnitude não é comparável aos dos outros grábens aqui tratados. Ela se expressa mais como uma mera depressão topográfica a meio caminho de dois blocos de falha rotacionados divergentemente (figs. 2, 3 e 9).

Os riftes terrestres se interligam em alguns pontos isolados. O Rifte do Paraíba do Sul se une ao Rifte Litorâneo através do patamar ou rampa de revezamento de Lídice (fig. 7), próximo a Angra dos Reis, que sobe do Sub-Gráben de Paraty para o Gráben de Resende-Volta Redonda. O Rifte Litorâneo se conecta com o Rifte do Ribeira na planície litorânea do sul de São Paulo (Gráben da Ribeira do Iguape com o Gráben de Sete Barras), provavel-

mente devido ao quebramento causado pelos inúmeros diques do Alinhamento de Guapiara (Almeida e Carneiro, 1998) (figs. 2 e 15).

delimitação e extensão do rifte marítimo na plataforma continental

Devido à pequena quantidade de dados sísmicos existentes próximos à costa, os dados de métodos potenciais revestem-se de grande importância na investigação do embasamento adjacente. Inicialmente, mapas geológicos dos estados de Santa Catarina, Paraná, São Paulo e Rio de Janeiro foram utilizados em conjunto com dados gravimétricos/magnéticos que recobriam as porções terrestre e marítima (Oliveira e San-

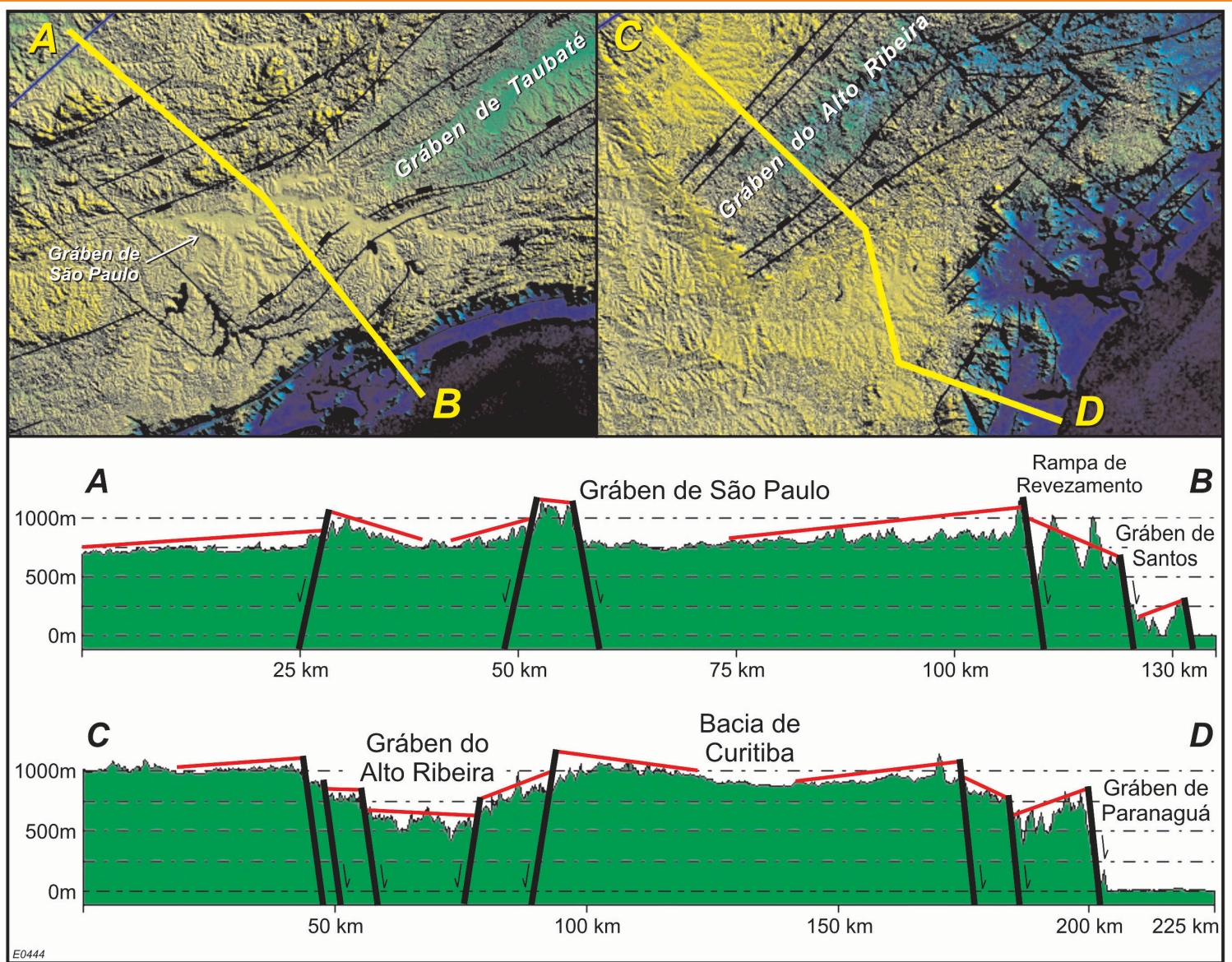


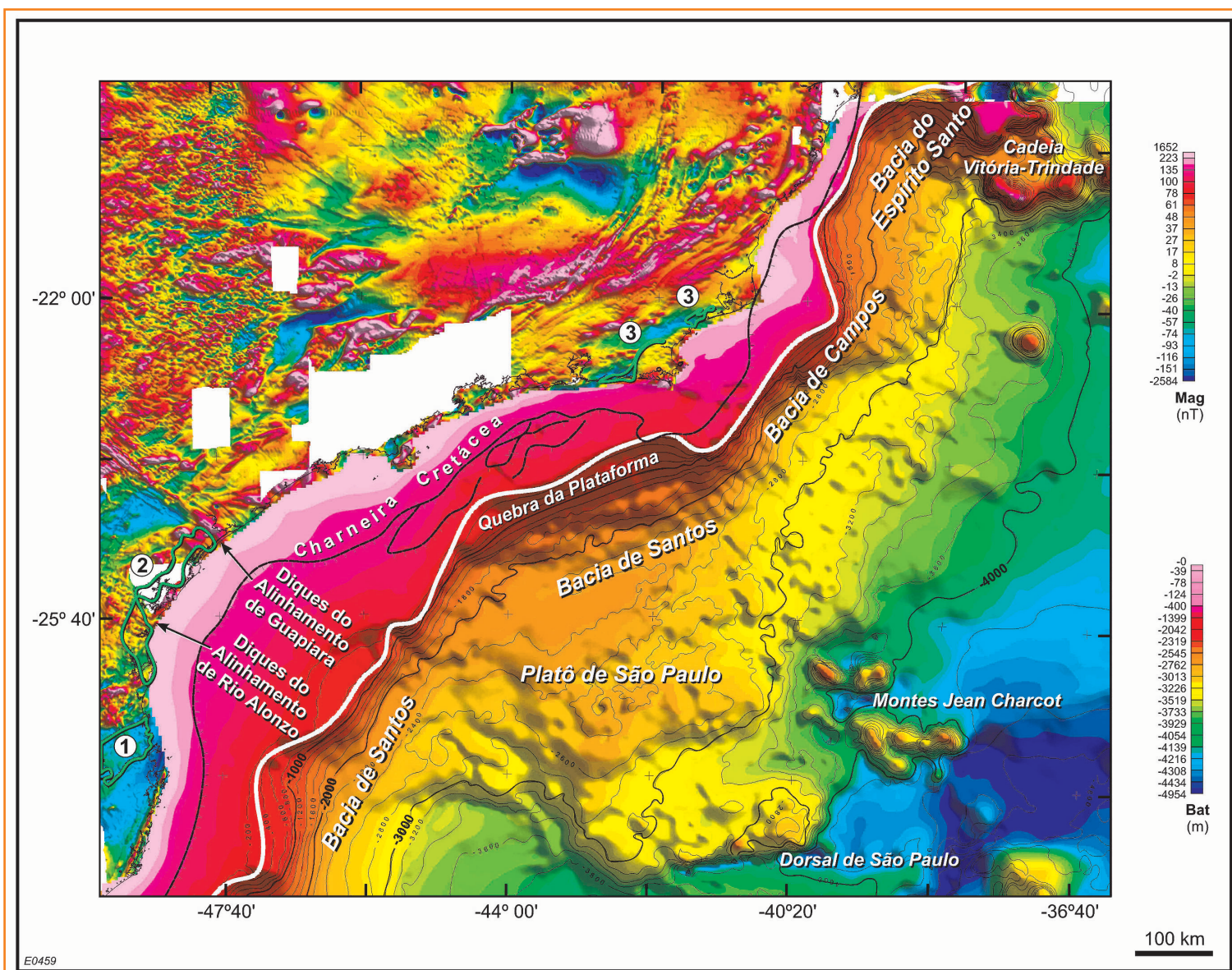
Figura 9 – Perfis morfo-estruturais interpretados dos grábens de São Paulo (AB, assimétrico) e do Alto Ribeira (CD, simétrico). Observar a semelhança estrutural entre os dois perfis separados de cerca de 360 km. Por uma questão de simplificação, nem todas as falhas do mapa foram indicadas no perfil. Linha vermelha no perfil representa uma interpretação da atitude atual da SAJ.

Figure 9 – Interpreted morfo-structural profiles of the São Paulo (AB, asymmetric) and Upper Ribeira (CD, symmetric) Grabens. There is a remarkable structural similarity between the two profiles, separated by 360 km. For the sake of simplicity, not all faults on the map were portrayed on the profile. The red line represents the interpreted present attitude of the SAJ.

tos, 2001) (figs. 10 e 11). Num segundo estágio, a análise concentrou-se em dados aeromagnetométricos de alta resolução (altura de voo de 150 m, espaçamento entre linhas com direção N300 de 500 m) da Bacia de Santos. Além de mapas da anomalia magnética do campo total, foram utilizadas filtragens diversas visando auxiliar a interpretação (redução ao pólo, derivadas e amplitude do sinal analítico). Numa análise pre-

liminar percebe-se que as anomalias magnéticas são causadas principalmente pelas variações litológicas do embasamento, pela charneira das bacias de Santos/Campos, e, secundariamente, pelos diques do Arco de Ponta Grossa, por falhas e por ocorrências pontuais de rochas ígneas alcalinas.

O mapeamento da charneira foi baseado na resposta gravimétrica e magnética de diversos modelos sintéticos bidimensionais. Nestes, procurou-



E0459

Figura 10 – Mapa magnético reduzido ao pólo (terra), modificado de Oliveira e Santos (2001) com dados da CPRM/DNPM, e de batimetria (mar, Projeto Leplac) mostrando a charneira cretácea e a quebra atual da plataforma continental. Área em branco indica ausência de dados. Áreas do embasamento pré-cambriano ressaltadas: (1) Grupo Brusque, (2) Terreno Paranaguá, e (3) Rochas metassedimentares do Terreno Cabo Frio.

Figure 10 – Magnetic onshore map (reduced to the pole), modified from Oliveira and Santos (2001) with data from CPRM/DNPM, and bathymetric offshore map (Leplac Project), depicting the Cretaceous hingeline and the current shelf break. Blank areas are devoid of data. Selected areas from the Precambrian basement: (1) Brusque Gp., (2) Paranaguá Terrain, and (3) Metasedimentary rocks of the Cabo Frio Terrain.

se simular uma charneira associando-a com diversos elementos geológicos adicionais: topografia residual, falhas subsidiárias e variações litológicas do embasamento; observando-se as respectivas respostas gravimétrica/magnética. Verificou-se que o **desafio maior seria diferenciar as anomalias magnéticas realmente causadas pela mudança na profundidade do topo do embasamento daquelas associadas às**

suas variações litológicas. Objetivando minimizar esta ambigüidade, tentou-se acompanhar a continuidade mar adentro dos domínios tectônicos mapeados em terra e suas respectivas assinaturas geofísicas para se analisar o comportamento do embasamento na área da plataforma continental.

Nos mapas geológicos do Sudeste brasileiro (figs. 11 e 12) as extensas zonas de cisalhamen-

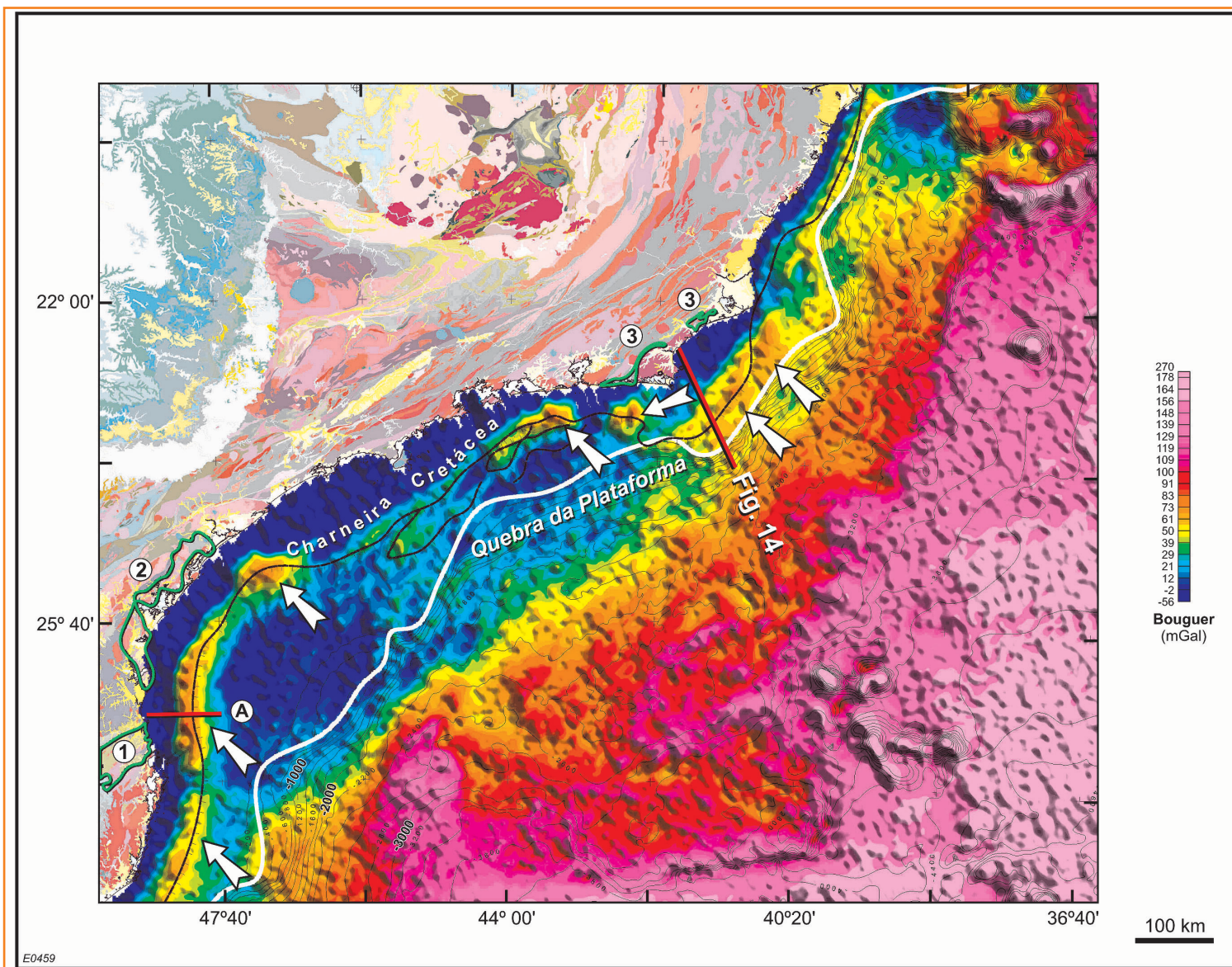


Figura 11 – Mapa geológico da Província da Mantiqueira (terra) (CPRM, 2001, CD-Rom e mapa gravimétrico Bouguer (mar) (webpage University of Califórnia, San Diego) com a charneira cretácea e a quebra atual da plataforma continental. Anomalias fortemente positivas (setas) são discutidas no texto. Áreas do embasamento pré-cambriano ressaltadas são as mesmas da figura 10.

Figure 11 – Geologic onshore map of the Mantiqueira Province (CPRM 2001, CD-Rom) together with the Bouguer gravimetric offshore map (University of California, San Diego webpage) depicting the Cretaceous hingeline and the present shelf break. Strong positive anomalies (arrows) are discussed in the text. Numbered areas in the Precambrian basement are the same as in Fig. 10.

to de direção NE/SO no embasamento geram um padrão geométrico rômbo/sigmoidal recorrente entre as diversas unidades pré-cambrianas, e que, por vezes, controlam a instalação dos riftes cenozóicos. Esta estruturação, em sua maior parte, é paralela à linha de costa, exceto em duas regiões onde esta cruza o arcabouço do embasamento: no litoral norte de Santa Catarina (meta-morfitos do Grupo Brusque, Heilbron *et al.* 2004) e na região de Maricá, no litoral fluminense (ortognaisses e rochas supracrustais do Terreno

Cabo Frio, Heilbron *et al.* 2000, ou Domínio Tectônico Cabo Frio, DTCF, Schmitt *et al.* 2004). Esta situação auxilia a interpretação, pois propicia a extensão para a plataforma dos terrenos aflorantes. Estes domínios (rochas supracrustais) têm um padrão textural magnético menos intenso (amplitude e freqüência) que as unidades vizinhas, muito semelhante ao que se esperaria no caso do abatimento de blocos de mesma natureza.

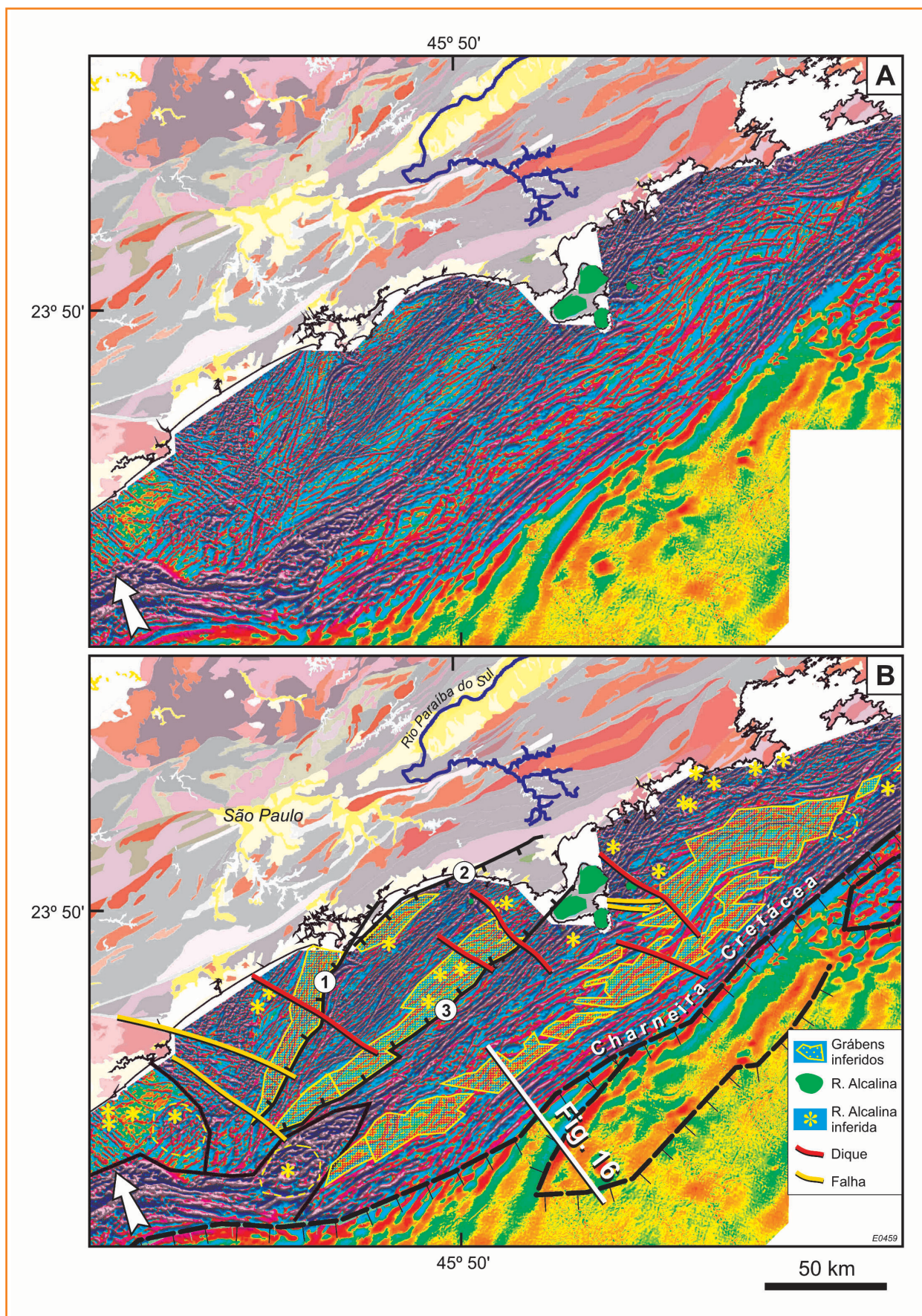
Situação observada nos mapas e de difícil simulação (em perfil) foi a modificação no padrão

Figura 12

Mapa da segunda derivada vertical da anomalia magnética reduzida ao pólo (mar) e mapa geológico da Província da Mantiqueira (terra) (CPRM 2001, CD-Rom): A – não-interpretado, B – possíveis grábens cenozóicos na plataforma continental rasa da Bacia de Santos. Falhas terrestres extrapoladas para o mar e que podem constituir bordas de grábens: 1 – Bertioga, 2 – Camburu, 3 – Santos. Seta indica diques do Arco de Ponta Grossa.

Figure 12

Map of the second vertical derivative of the magnetic anomaly reduced to the pole (offshore) and geologic onshore map of the Mantiqueira Province (CPRM 2001, CD-Rom): A – non-interpreted, B – suggested Cenozoic grabens in the continental shelf of Santos Basin. Onshore faults extended offshore that could represent border faults for the grabens: 1 – Bertioga, 2 – Camburu, and 3 – Santos. Arrow points to dykes of the Ponta Grossa Arch.



textural da anomalia magnética (amplitude e frequência) junto à charneira. A abrupta atenuação na amplitude e o aumento do comprimento de onda observados junto ao bloco baixo são, por vezes, acompanhados por um **feixe de anomalias de alta frequência e paralelas à charneira no bloco alto**. Estas anomalias parecem estar associadas a um incremento de deformação junto à charneira onde, talvez, a flexão para baixo do embasamento gere uma grande densidade de falhas distensionais apicais (*keystone faulting*), paralelas ao degrau maior (em mapa na fig. 12, em seção sísmica nas figs. 14 e 16).

Um conspicuo alto gravimétrico alongado, grosseiramente paralelo e coincidente com a charneira principal da bacia, e por vezes deslocado a oeste dela, com padrão escalonado à direita e amplitude variável em miligals é interpretado de maneiras diversas por outros autores (fig. 11). Meisling *et al.* (2001) invocam que um alto da Moho seria a causa principal de tal anomalia. Karner (2000) defende um mecanismo de compensação flexural da charneira. Foram utilizados, aqui, dados sísmicos, gravimétricos e informações do embasamento adjacente como vínculos para uma modelagem gravimétrica. A seção modelada (fig. 14) secciona ortogonalmente a charneira e um destes altos gravimétricos. A geometria incomum obtida para o modelo de alto da Moho levou um dos autores, Oliveira, juntamente com Benedito S. Gomes, em trabalho interno ainda inédito, a considerarem o modelo de diferenciação crustal mais plausível (posição da linha modelada na fig. 11, seção A). Este modelo considerou a presença de um **corpo básico denso junto ao topo do embasamento margeado por uma unidade com densidade inferior à crosta granítica** (metamorfitos do Grupo Brusque).

Uma vez ressaltadas as armadilhas geológicas inerentes à interpretação de métodos potenciais, foram traçados domínios candidatos a calhas cenozóicas (fig. 12). Como vínculos principais foram utilizadas falhas presentes em mapas geológicos: falhas de Bertioga, Camburu (IPT, 1981) e do Pai Vitório (Rubin *et al.* 2003); e trabalhos publicados detalhando a movimentação relativa de blocos junto à costa (Campanha *et al.* 1994; Mohriak e Barros, 1990). Um elemento

adicional a ser levado em consideração é a magnitude do desnível esperado para tais calhas inferidas. A charneira cretácea da Bacia de Santos exhibe desníveis de até 5 km entre os blocos alto e baixo. Os desníveis topográficos observados nas calhas intra-montanas do Vale do Paraíba podem chegar a 2 km e ao nível do embasamento até a 3 km. Na porção marítima, porém, calhas cenozóicas mapeadas por sísmica junto à costa não apresentaram em seus depocentros profundidades superiores a 500 m (Mohriak e Barros, 1990; Machado Jr., 2002 e fig. 16). As tentativas de estimar a profundidade do embasamento através da análise espectral dos dados magnéticos sobre os domínios mapeados como calhas (figs. 12 e 15) e suas cercanias foram infrutíferas.

Outra importante informação que os mapas geológicos forneceram foi o reconhecimento da assinatura magnética de corpos ígneos, como a de certos diques regionais de direção NO/SE oriundos do Arco de Ponta Grossa (figs. 10 e 12). A comparação da assinatura magnética exibida pelas ilhas (Monte de Trigo, Búzios e Vitória) com intrusões alcalinas nas cercanias da Ilha de São Sebastião (com três *stocks*) e com padrões semelhantes no embasamento raso da Bacia de Santos permitiu sugerir a ocorrência de diversos corpos alcalinos (figs. 12 a 15). Embora em alguns mapas geológicos o Arquipélago de Alcatrazes apareça como formado por rochas alcalinas, não foi encontrada assinatura magnética semelhante às ilhas supracitadas, o que corrobora o mapeamento executado na década de 80 (Paulo Boggiani, 2005, comunicação oral).

região de Cabo Frio

O Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF, fig. 11) adentra a plataforma continental com sua marcante assinatura magnética de direção NE/SO na altura de Maricá (fig. 13). Suas anomalias magnéticas vistas em mapa formam uma “discordância angular” com o domínio adjacente a oeste (Terreno Oriental do Orógeno Ribeira - TOOR, Heilbron *et al.* 2004). Sobre área continental, o TOOR tem uma direção geral NE/SO, porém, na área da plataforma continental, em frente ao Rio de Janeiro, a direção predominante é paralela à costa (E-O, fig. 13).

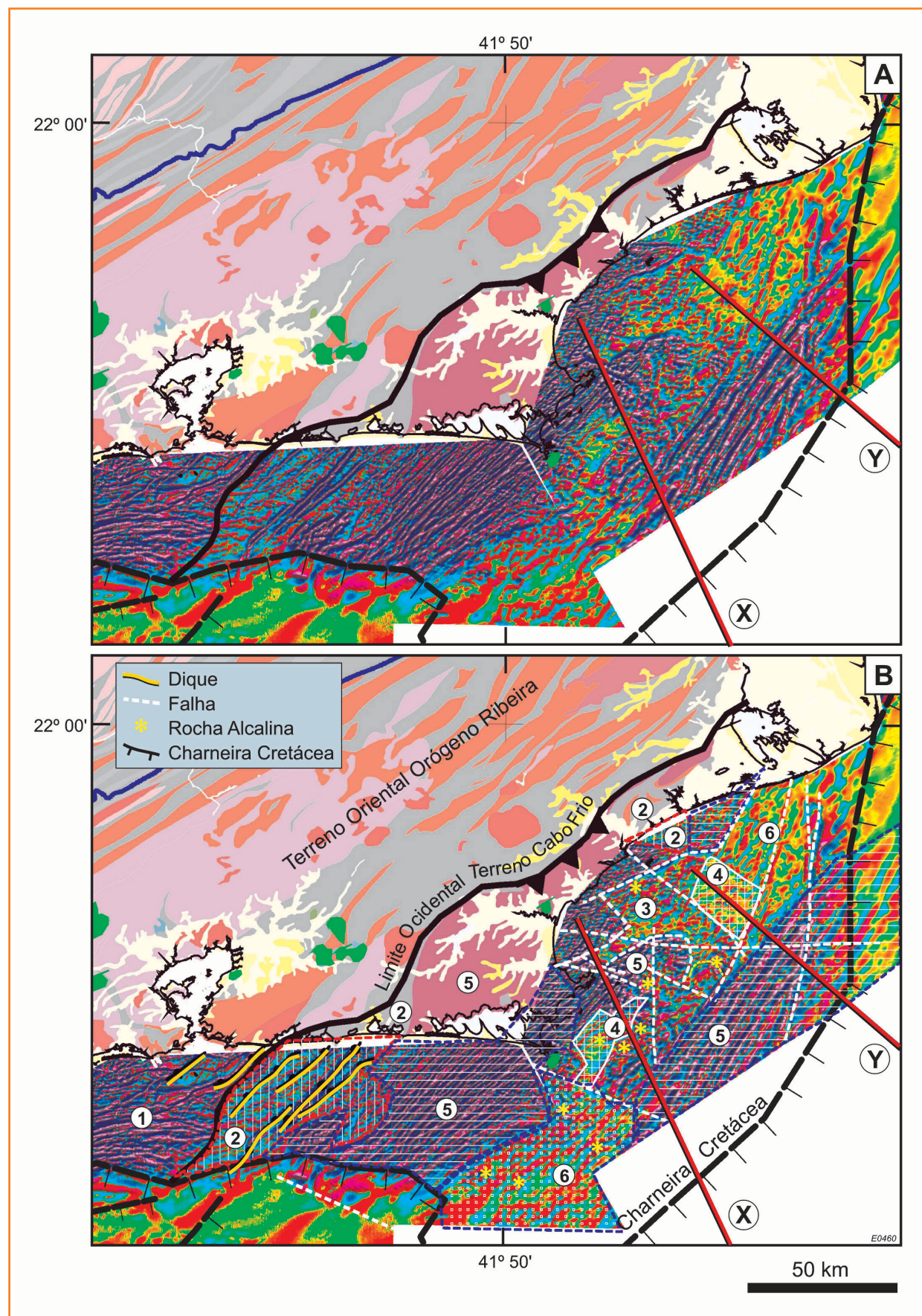


Figura 13

Mapa da segunda derivada vertical da anomalia magnética reduzida ao pólo (mar) e mapa geológico da Província da Mantiqueira (terra) (CPRM 2001, CD-Rom) nas imediações de Cabo Frio: A – não-interpretado, B – interpretado, (1) Terreno Oriental Orógeno Ribeira, (2) Rochas supracrustais do Terreno Cabo Frio, (3) calhas cenozóicas sugeridas, (4) domínio com magmatismo com magnetização reversa, (5) embasamento do Terreno Cabo Frio, (6) domínio semelhante com rochas metassedimentares e/ou magmáticas magneticamente anômalas. Seção sísmica modelada na figura 14 (X). Y corresponde à seção modelada por Oliveira e Gomes (inédito)

Figure 13

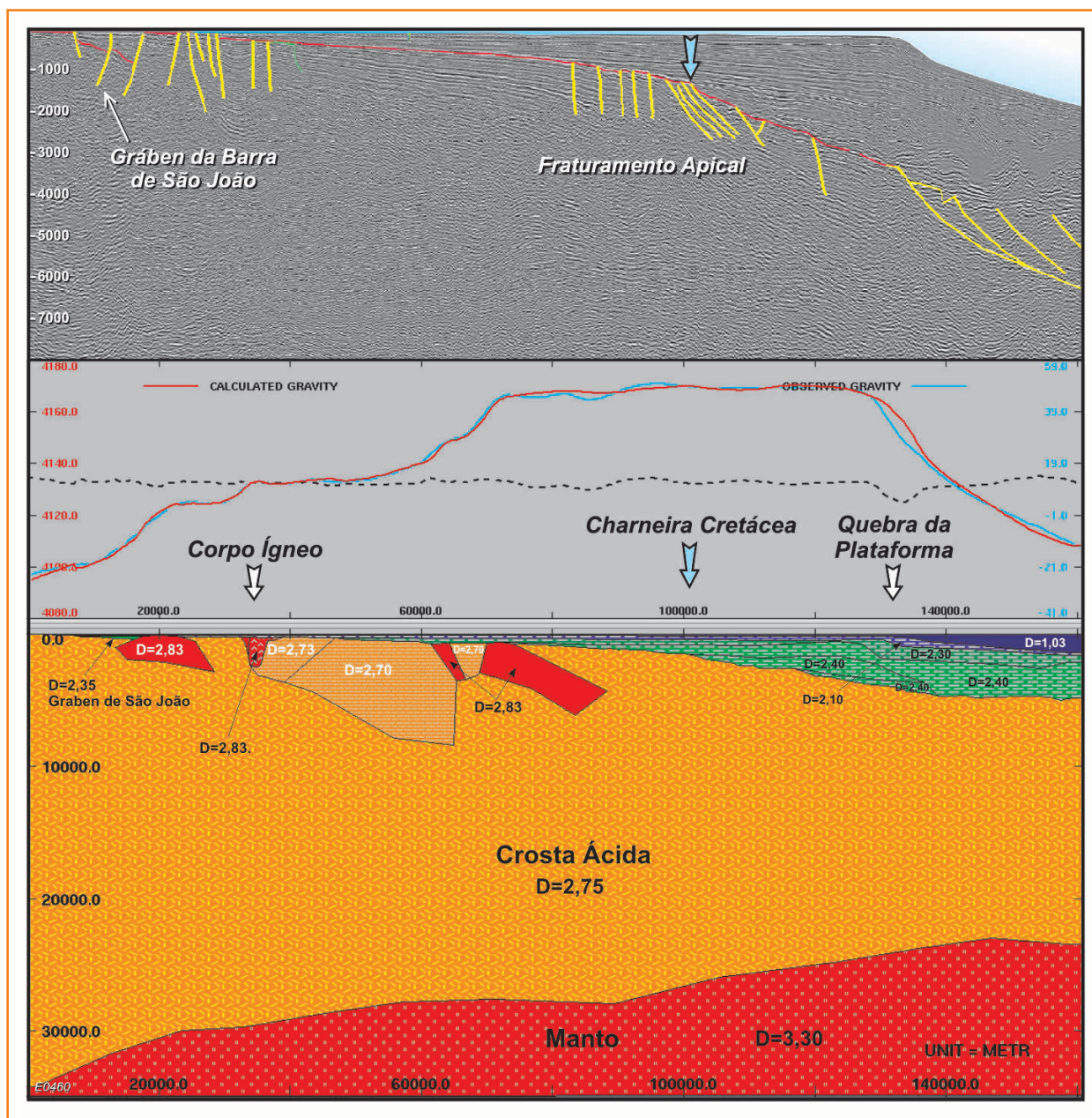
Map of the second vertical derivative of the magnetic anomaly reduced to the pole (offshore) and geologic onshore map of the Mantiqueira Province (CPRM 2001, CD-Rom) close to Cabo Frio: A – non-interpreted, B – interpreted, (1) Oriental Orógeno Ribeira Terrain, (2) Supracrustal rocks of the Cabo Frio Terrain, (3) suggested Cenozoic grabens, (4) domain with magmatic rocks presenting reverse magnetization, (5) basement of Cabo Frio Terrain, (6) similar magnetically anomalous domain with metasedimentary rocks and/or magmatic rocks. Seismic section modeled in figure 14 (X). Section Y was modeled by Oliveira and Gomes (unpublished)

Figura 14

Seção sísmica (tempo, parte superior, localização nas figs. 11 e 13), anomalias gravimétricas medida/calculada (meio) e modelo em profundidade (parte inferior). A geometria exibida pelas intercalações de rochas mais e menos densas (gnaisses e supracrustais) coincide com a vergência tectônica (para oeste) mapeada em terra. Corpo ígneo é o domínio magnético número 4 no mapa da figura 13b. Densidade em g/cm^3 .

Figure 14

Time seismic section (upper frame, location on figs. 11 and 13), gravimetric curves (measured and calculated, middle) and depth model (lower frame). The interpreted geometry of intercalated more and less dense lithologies coincide with the tectonic vergence (to West) mapped onshore. The igneous body is magnetic domain number 4 outlined on fig. 13b. Density in g/cm^3 .



Cruzando na direção NE/SO e aflorando nos dois lados do litoral fluminense o DTFC é composto por duas unidades litotectônicas: o embasamento (ortognaisses, (unidades Região dos Lagos e Forte São Mateus) e seqüência supracrustal (rochas metassedimentares/metavulcânicas, sucessões Búzios e Palmital). Em geral, os metassedimentos Búzios/Palmital exibem uma resposta magnética "calma", menos intensa (amplitude e conteúdo de freqüência) que os ortognaisses do embasamento, podendo ter sua área de ocorrência estendida para a plataforma rasa (fig. 13).

Segundo Schmitt *et al.* (2004) as rochas metassedimentares ocorrem intercaladas tectonicamente com o embasamento, o que explicaria a alternância de assinatura magnética observada na borda sul. Na região de Búzios há uma pequena área de ocorrência destas rochas supracrustais, porém exibindo uma resposta magnética mais agitada, semelhante à dos ortognaisses (área 6 da fig. 13b). Tal assinatura poderia ser devido à: pequena espessura das rochas supracrustais, a intercalações de anfíbolitos nas rochas metassedimentares, ou à presença de diques bási-

cos semelhantes aos observados na região de Arraial do Cabo (Bennio *et al.* 2003).

Importante também para o entendimento das anomalias magnéticas desta região foi a percepção de que o cone alcalino do Morro de São João exibe magnetização reversa, aparecendo como um baixo magnético nos mapas reduzidos ao pólo e de derivadas verticais. A faixa de idade absoluta deste corpo ígneo (59,7-61 Ma, Peter Szatmari, 2002, comunicação oral) coincide com um período de instabilidade do campo magnético terrestre, onde diversas reversões foram registradas (Cande e Kent, 1995). A percepção deste fenômeno auxiliou na interpretação de certas áreas onde a assinatura magnética conflitava com os dados gravimétricos e a interpretação sísmica (áreas 4 da fig. 13b).

Assim, nas águas rasas da Bacia de Campos, existiriam duas entidades geológicas comprovadas em superfície (rochas metassedimentares e

rochas metassedimentares e

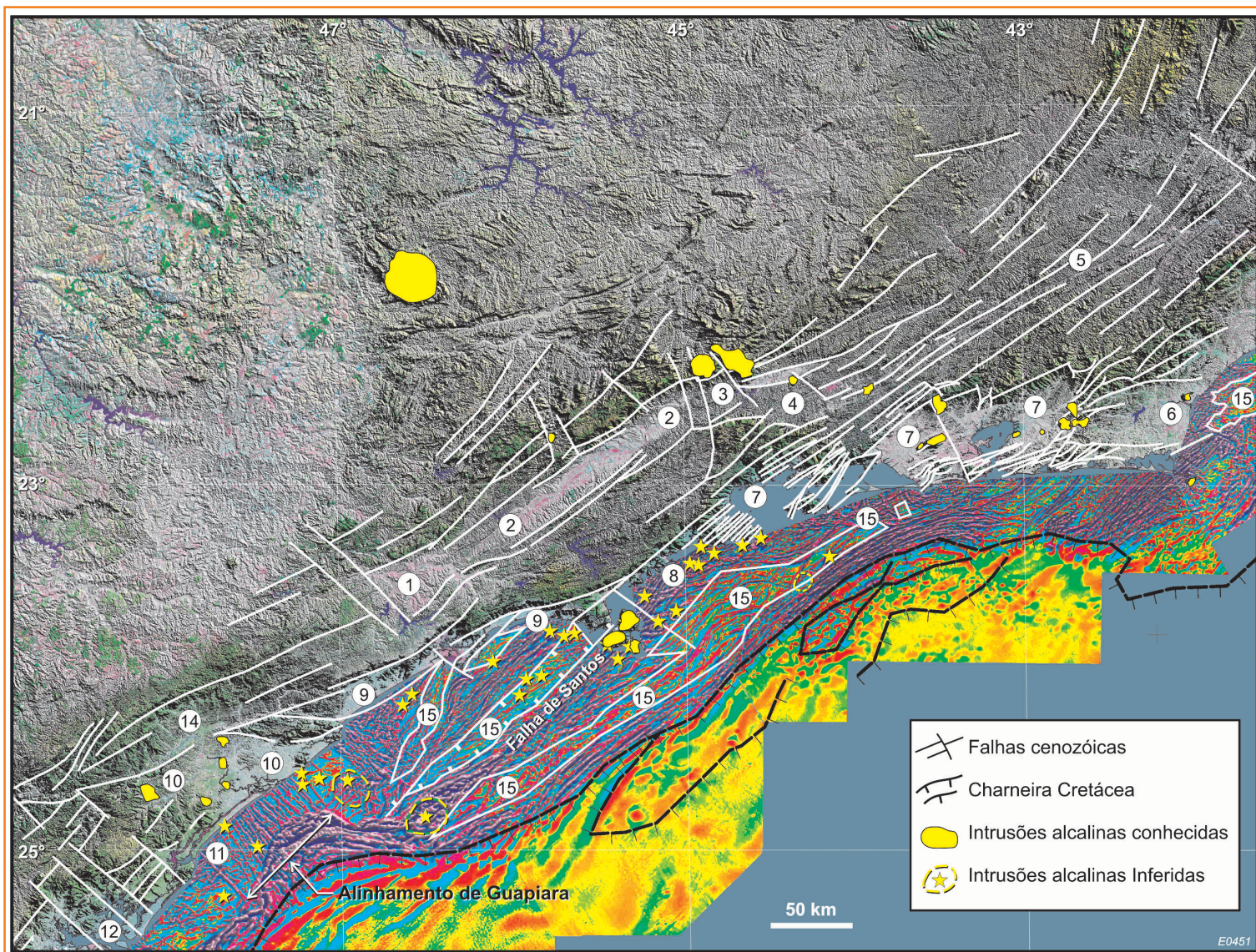


Figura 15 – Mapa integrado do Sudeste do Brasil, com a topografia drapeada por imagem de satélite (cedida por João B. L. Françolin) (terra) e mapa aeromagnetométrico de alta resolução (RDP e DRV2) (mar), ilustrando todos os grábens cenozóicos e stocks alcalinos conhecidos previamente (terra) ou aqui identificados (mar). Grábens numerados como na figura 2, com adição de (15) - grábens do Rifte Marítimo.

Figure 15 – Integrated map of Southeastern Brazil displaying the onshore topography draped by a satellite image (provided by João B. L. Françolin) and high resolution aeromagnetic map (offshore). All known Cenozoic grabens and alkaline stocks, either previously known (onshore) or suggested herein (offshore) have been indicated. Grabens numbered as in Fig. 2, plus (15) – grabens of the Maritime Rift.

ígneas), que podem exibir uma assinatura magnética semelhante à de calhas rasas, tornando extremamente especulativa a delimitação destas. Uma interpretação mais comedida recomendaria o vínculo de pelo menos uma linha sísmica comprovando o desnível no embasamento (como nas figs. 14 e 16).

análise da provável causa do tectonismo distensional cenozóico

As altitudes atuais das montanhas circundantes do SRCSB (e da SAJ) são resultados de, no mínimo, dois episódios de alçamento. Evidências diretas são fornecidas por estudos de traços de fissão de apatita que apontam para um

importante soerguimento sofrido pelo embasamento entre 85-65 Ma (Tello Saenz *et al.* 2003), e para um outro com início datado imprecisamente como pós-60 Ma (Tello Saenz *et al.* 2003) e clímax no Eoceno-Oligoceno (Hackspacher *et al.* 2003). Evidências indiretas provêm das bacias sedimentares adjacentes a este embasamento tectonicamente inquieto. As bacias de Santos/Campos/Espírito Santo constituíram-se nas calhas receptoras de grande parte do material erodido das topografias altas. Conseqüentemente, influxos anômalos de sedimentos nestas bacias devem corresponder a pulsos de soerguimento nas áreas-fonte adjacentes. Os dados adquiridos pelas atividades de exploração petrolífera permitem uma detalhada reconstituição da inter-relação entre tectônica e sedimentação.

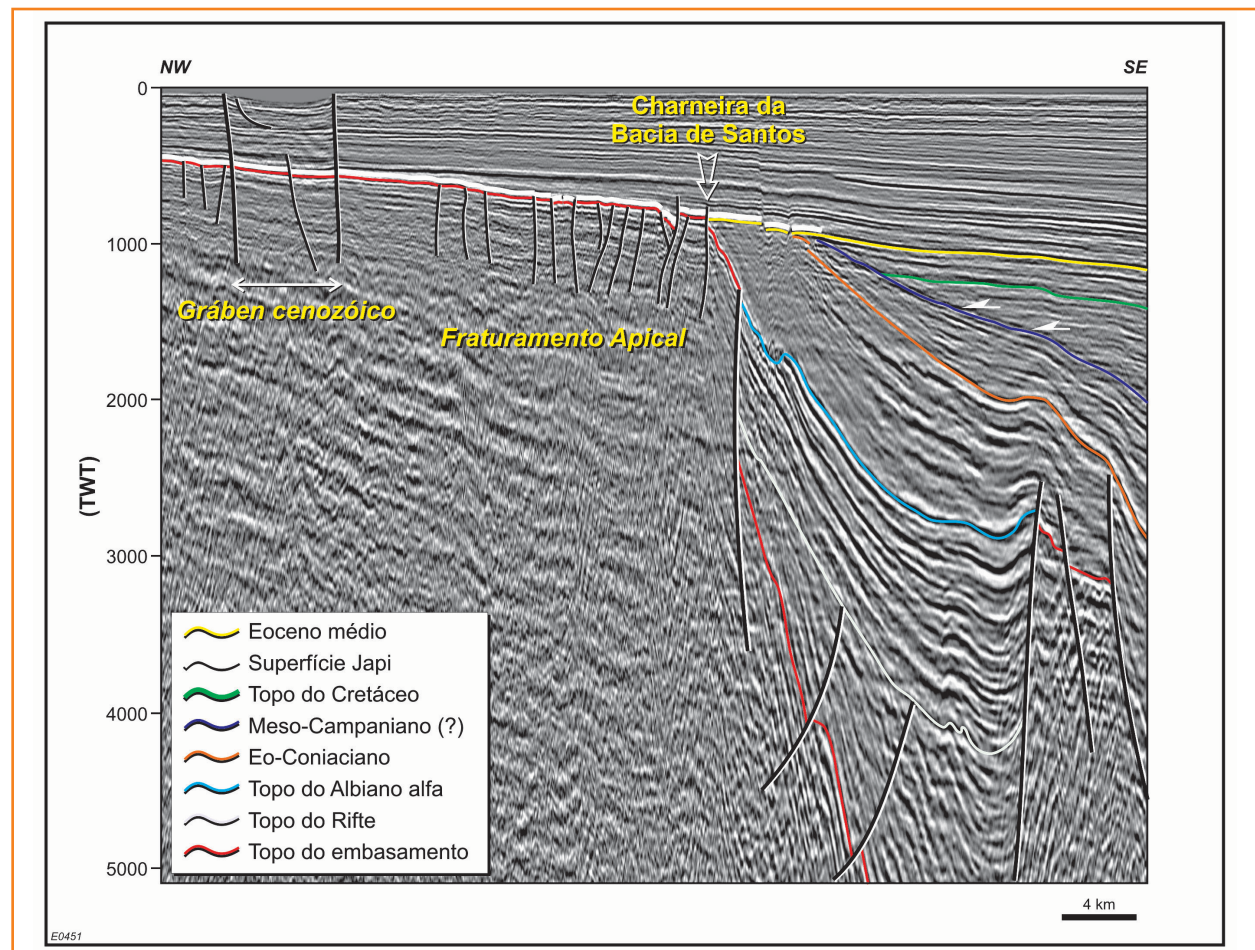
Nas bacias de Campos/Santos turbiditos de idades entre o Albiano e Mioceno ocorrem regularmente, mas com intensidades variáveis, e acumulam a grande maioria do petróleo brasileiro.

Figura 16

Seção sísmica proximal (localização na fig. 12) da Bacia de Santos ilustrando sua charneira, a oeste da qual não ocorrem sedimentos cretáceos. O perfil aplinado do topo do embasamento é interpretado como sendo a SAJ. O primeiro refletor a se nivelar com a charneira é do Mesoeoceno.

Figure 16

Seismic section from the Santos Basin (location in fig. 12) displaying the Cretaceous hingeline (arrow) affected by key-stone faulting. The flat top of the shallow basement is interpreted to represent the SAJ. The first reflector to overlap the hingeline is mid-Eocene.



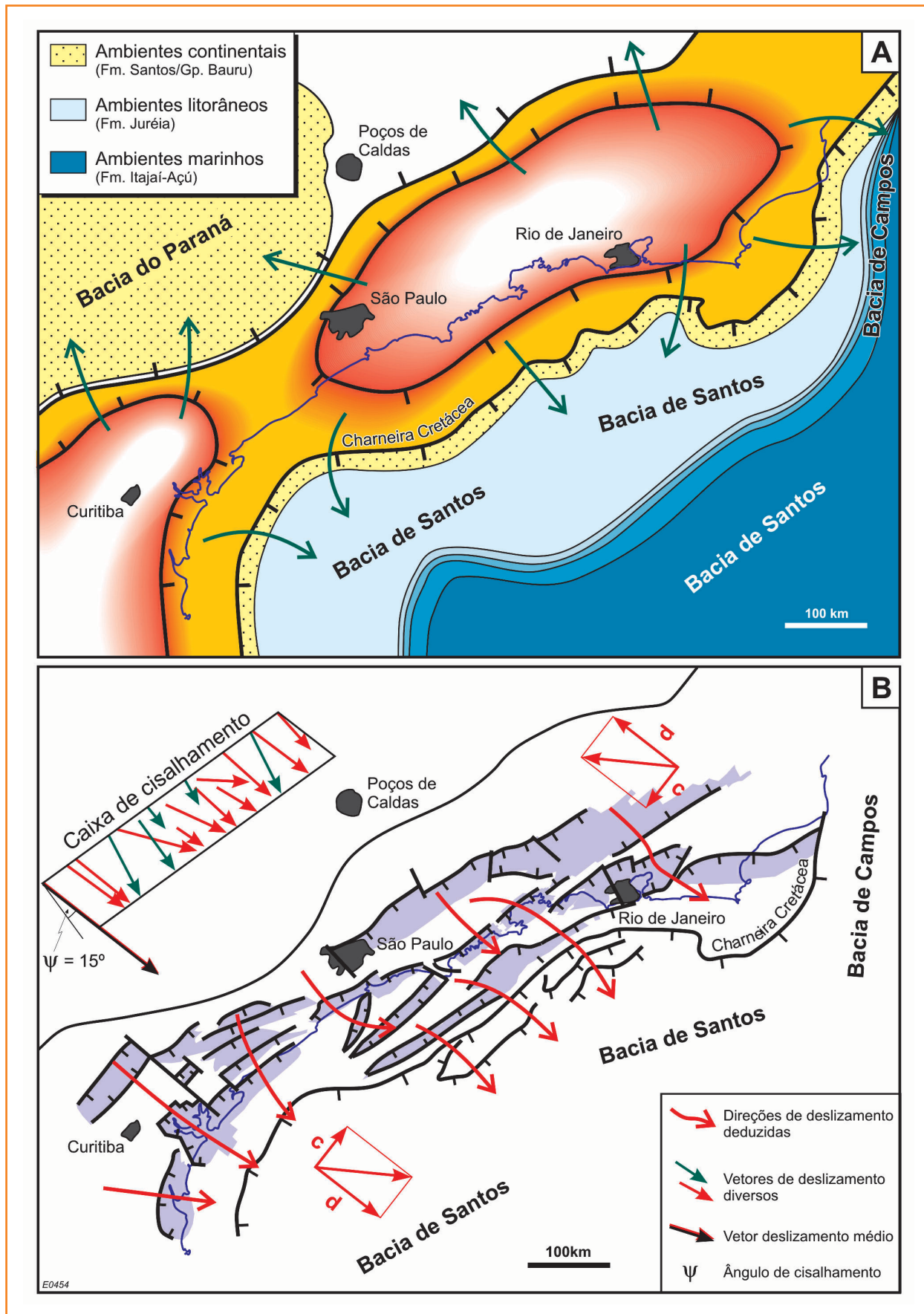


Figura 17

A – Reconstituição tentativa da SMC (área alaranjada). Relacionar à linha de costa atual (linha azul). B – Riftes (cinza) desenvolveram-se durante o Cenozóico por colapso gravitacional da SMC, segundo uma orientação (S51E) oblíqua ao alongamento N54E da mesma. Esforços transtensionais sinistrogiros resultantes levaram à orientação escalonada à direita dos grábens mais orientais.

Figure 17

A - Tentative reconstruction of the SMC (hot colours). Current coast-line is represented by a thin blue line. B - Rifts (gray) developed during the Cenozoic gravitational collapse of the SMC along a S51E direction, slightly oblique to its overall elongation (N54E). Left-lateral transtension originated right-stepping en échelon grabens at the easternmost portion of the area.

Esta distribuição temporal de areias em águas profundas reflete um cráton granítico-gnáissico pré-cambriano sendo **continuamente** erodido. Entretanto, quantidades anômalas de areias turbidíticas em certas épocas indicam rejuvenescimento das áreas-fonte, seja por soerguimento generalizado ou por criação de desníveis topográficos por abatimentos de blocos.

Na Bacia de Santos ocorrem volumosos depósitos clásticos grossos proximais (Formação Santos), clásticos médios-finos plataformais (Formação Juréia), ambos com geometria agradacional, e turbiditos distalmente equivalentes (Membro Ilhabela, Formação Itajaí-Açu), do Santoniano-Maastrichtiano (Pereira e Feijó, 1994). Pulsos de turbiditos arenosos são retomados timidamente no Neopaleoceno/Eoceno, e de maneira notável no Mesoeoceno intercalados regularmente com diamictitos de fluxos lamosos, indicando uma ação conjunta de rejuvenescimento de área-fonte com intensa pluviosidade do período de estufa do Eoceno (picos em 55 e 53 Ma, Lourens *et al.* 2005). Uma progradação miocênica aponta para outro pulso de rejuvenescimento do embasamento, com predomínio do aporte de material clástico sobre o afundamento bacinal.

Na Bacia de Campos turbiditos denominados de Namorado são significativos no Neo-albiano-Cenomaniano. Entretanto, turbiditos santonianos, campanianos e maastrichtianos são notáveis em termos de quantidade e **qualidade** (caracteristicamente mal-selecionados, angulares, intensamente líticos, com fragmentos de carvão, Sylvia M. C. dos Anjos, 2000, comunicação oral). Na Bacia do Espírito Santo, este fenômeno santoniano-maastrichtiano se repete. Não se conhece nestas bacias um depósito transicional equivalente à Formação Juréia da Bacia de Santos. O caráter litológico proximal destes turbiditos indica uma **área-fonte muito próxima dos ambientes marinhos profundos**, uma quase **inexistência de uma plataforma continental**. No Cenozóico, a Bacia de Campos tem seus principais reservatórios turbidíticos no intervalo Mesoeoceno a Mioceno, com pico no Oligoceno. A mesma progradação neomiocênica reportada na Bacia de Santos ocorre também nesta bacia.

Torna-se claro que os dois pulsos ascensionais do embasamento detectados pelos traços de fis-

são de apatita possuem sistemas deposicionais anômalos correlativos nas bacias marítimas. Na Bacia do Paraná também ocorrem extensos depósitos clásticos predominantemente grossos, de natureza continental (Grupo Bauru), relacionados apenas ao primeiro pulso. Seu significado tectono-sedimentar equivale ao das formações Santos e Juréia, e sua idade é exatamente igual (Senoniano, ou seja, Coniaciano-Maastrichtiano, Almeida e Carneiro, 1998).

O primeiro pulso, de natureza regional (Rio Grande do Sul até o Espírito Santo), ocorreu acompanhado de intrusões/diques alcalinos de 82-52 Ma (Zalán, 2004b) e caracterizou-se por notável ausência de tectonismo de qualquer natureza. Seus pulsos iniciais se deram no Coniaciano (89,5-88 Ma e 86 Ma, Almeida e Carneiro, 1998). Seu clímax, durante o Santoniano-Maastrichtiano (85-65 Ma). Seu final coincide exatamente com o desenvolvimento da SAJ (65,65 ± 0,05 Ma), no limite Cretáceo / Terciário. Acredita-se que este soerguimento (89-65 Ma) tenha sido de natureza epirogenética, envolvendo amplas regiões de embasamento e de bacias. Na Bacia de Santos englobou toda a área marítima até a charneira cretácea, sob a plataforma continental recente. A linha sísmica da figura 16 indica que a transgressão marinha do Cenomaniano-Turoniano estendeu-se bem para oeste da charneira cretácea, já que seus sedimentos se encontram flexionados para cima e cortados por discordância angular, juntamente com o rifte e o embasamento. A discordância existente entre este pacote (isopáquico, pré-tectônico) e a seqüência sobrejacente (sin-tectônica, com espessamento para leste) foi datada como Eoconiaciano (Pereira, 1992, *in* Almeida e Carneiro, 1998).

A crosta continental alçou-se de maneira maciça e uniforme, sem quebraamentos, como um pulso com comprimento de onda de poucos milhares de quilômetros e amplitude entre 2 000 m - 3 000 m, provavelmente em resposta à anomalia térmica do manto. O decréscimo de idades dos *stocks* alcalinos de Poços de Caldas a São João/Cabo Frio (Thomaz Filho *et al.* 2005) sugere refletir a passagem de leste para oeste da crosta continental espessa da Placa Sul-Americana sobre este foco de calor relativamente fixo. Ao fi-

nal do Cretáceo, um megaplanalto amplo e coeso, invadido por intrusões de natureza alcalina, aqui designado de **Serra do Mar Cretácea** (doravante **SMC**), existia na região Sudeste do Brasil; aplainado pela SAJ em torno de uma **altitude média estimada em 2 000 m** (fig. 17). Os planaltos atuais foram considerados aqui como as situações que mais se aproximam da posição original da SAJ, soerguidos de algumas centenas de metros nas ombreiras dos riftes, durante o rifteamento cenozóico. Esta entidade topográfica já havia sido reconhecida por Almeida e Carneiro (1998) e designada de Planalto Atlântico (englobando tanto as regiões aplainadas pela SAJ ao **final do Cretáceo** como as regiões **atuais** encimadas pelos remanescentes originais da superfície).

Interessante notar que durante toda a época de atuação da anomalia térmica, sob crosta continental afinada nas bacias adjacentes à SMC, abundante vulcanismo basáltico toleítico submarino intercalou-se com os sedimentos santonianos-campanianos no norte da Bacia de Santos (José J. G. Rodrigues, 2003, comunicação oral) (datação Ar/Ar de 82 Ma, Peter Szatmari, 2003, comunicação oral) e maastrichtianos no sul da Bacia de Campos (Sérgio G. Oreiro, 2003, comunicação oral). Assim que a anomalia térmica passou a atuar sob região de crosta continental afinada a leste de Cabo Frio, na Bacia de Campos, erupções vulcânicas submarinas de natureza alcalina (idades K/Ar de 55 ± 11 a 44 ± 1 Ma, Thomaz Filho *et al.* 2005) passaram a se intercalar com turbiditos. Concomitantemente, significativo soerguimento (cerca de 700 m) afetou a bacia no Paleoceno-Eoceno (Thomaz Filho *et al.* 2005).

O segundo pulso não foi de natureza ascensional, mas sim de colapso. A SMC constituía um imenso planalto maciço cujo flanco leste era provavelmente abrupto e tinha como parede livre um desnível de cerca de 3 000 m para a Bacia de Santos (2 000 m acima do nível do mar, 1 000 m adicionais, **no mínimo**, representados pelo talude da bacia). Esta situação provavelmente tornou-se instável gravitacionalmente à medida que a subsidência bacinal progredia. Sugere-se que o megaplanalto começou a rachar e colap-

sar localmente no final do Paleoceno (falhamentos e sedimentos neopaleocênicos da Bacia de Itaboraí, Gráben da Guanabara) e mais abrangentemente no início do Eoceno (brechas tectônicas de 50 Ma no mesmo gráben, André L. Ferrari, 2002, comunicação oral). Lavas ankaramíticas ocorrem nas bacias de Volta Redonda (48 Ma, Ar/Ar, Riccomini *et al.* 2004) e Itaboraí (53 Ma, K/Ar, Riccomini *et al.* 2004). Outras lavas alcalinas e depósitos piroclásticos identificados nos cumes de *stocks* alcalinos no Gráben da Guanabara (Itaúnas, Tinguá e o vulcão de Nova Iguaçu no Mendanha, comunicação oral de André L. Ferrari, 2002) **são provavelmente desta idade**. Nitidamente, os falhamentos do megaplanalto atingiram profundidades grandes suficientes para trazer material mantélico juvenil à superfície, bem como afetaram câmaras magmáticas alcalinas cretáceas ainda não totalmente solidificadas. Estas idades reforçam a idéia de que no Eoceno o afundamento de blocos ao longo de falhas profundas já ocorria nas partes mais orientais da SMC.

O clímax do colapso gravitacional deu-se no Mesoeoceno (Lutetiano, 48,6-40,4 Ma). Esta idade está presente em todas as bacias sedimentares marginais brasileiras sob a forma de uma notável discordância. Conseqüentemente, ela está associada a um evento de amplitude muito maior que o Sudeste brasileiro (ver discussão de Szatmari e Mohriak, 1995). Zalán (2004b) sugeriu que há 45 Ma toda a Placa Sul-Americana sofreu uma significativa rotação para se ajustar ao nascente atrito entre ela e a Placa do Caribe. Nesta idade, a Placa do Caribe cessou o cavalgamento sobre a Placa Norte-Americana, encerrando a Orogenia Cubana e instalando a Orogenia Caribenha ao longo da margem transformante dextrogira oblíqua convergente da Venezuela e Trinidad-Tobago. **Este rearranjo cinemático sofrido por toda a Placa Sul-Americana provavelmente serviu de catalisador para o clímax do colapso vigoroso da instável e parcialmente fraturada SMC.**

Logo após o abatimento acelerado do Mesoeoceno, iniciou-se o aprisionamento de depósitos clásticos nos grábens formados. Sedimentos basais do Neo-eoceno estão presentes em todas

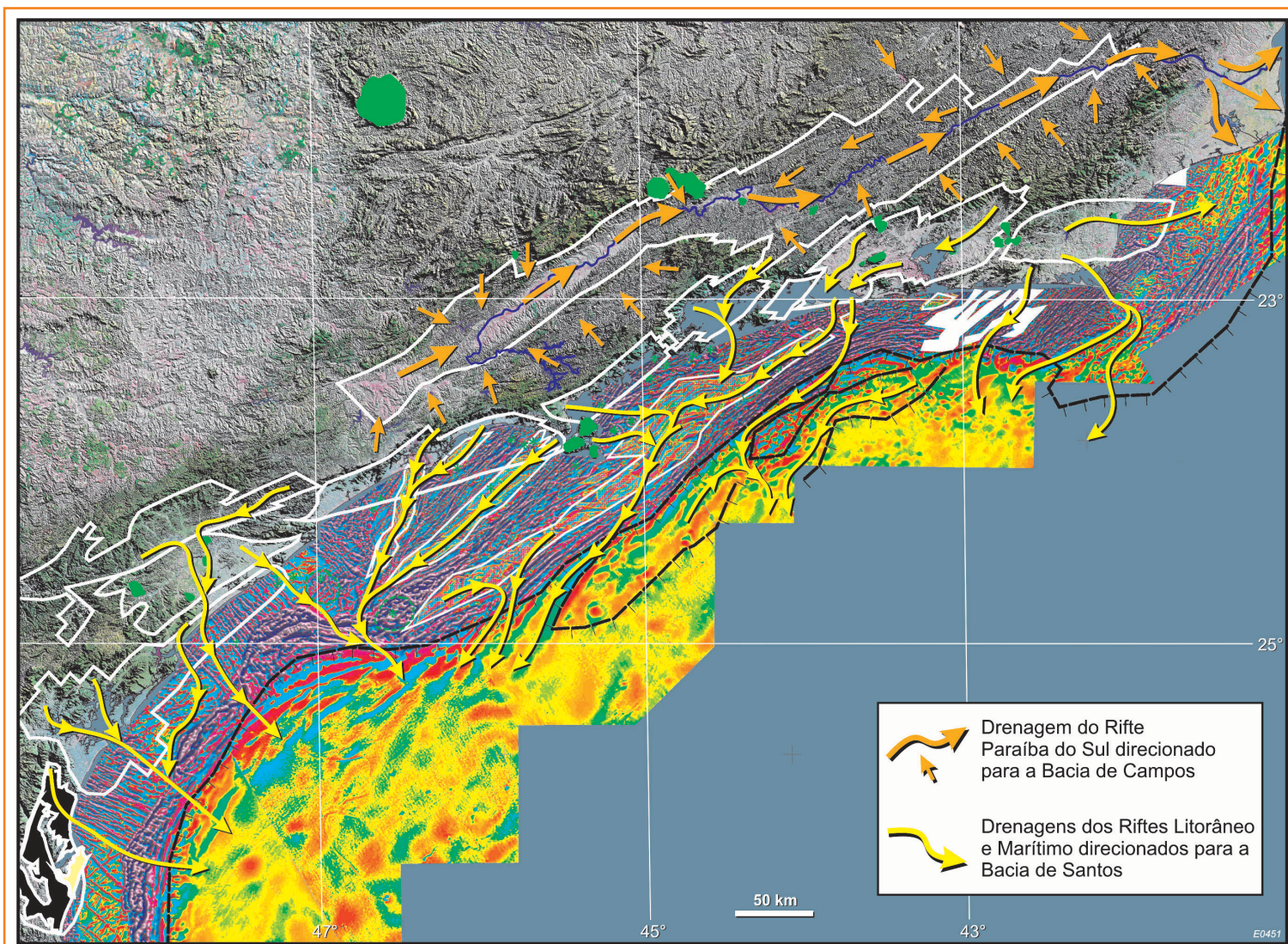


Figura 18 – Mapa aeromagnetométrico de alta resolução integrado com imagem de satélite do Sudeste do Brasil ilustrando as prováveis redes, fluviais ou submarinas, lineares e confinadas, que drenaram o SRCSB e alimentaram as bacias de Santos/Campos no Neopaleoceno-Mioceno.

Figure 18 – High resolution aeromagnetic map integrated with satellite image of Southeastern Brazil indicating the probable pathways of streams (sub-aerial or submarine) that drained the SRCSB and funneled the sediments to the Santos/Campos Basins during the Late Paleocene-Miocene.

as bacias capturadas no SRCSB (Riccomini *et al.* 2004). O colapso gravitacional continuou vigorosamente pelo Neo-eoceno/Oligoceno/Eomioceno (idades da maioria dos depósitos sedimentares do SRCSB). O abatimento de blocos no interior do megaplanalto falhado ocorreu em faixas lineares de direção NE-SO, escalonadas à direita (figs. 1 e 15), indicando distensão levemente oblíqua, sinistrogira, segundo N51O-S51E (fig. 17b). As falhas delimitantes e as falhas transversais segmentadoras dos riftes são quase todas nucleadas em antigas zonas de cisalhamento dúcteis

subverticais do Ciclo Brasileiro. A maioria dos grábens destes riftes alongados é assimétrica e mergulha para NO em direção às falhas de borda. O rebote elástico atuante nos blocos que não colapsaram, devido ao alívio de carga provocado pela rotação/escorregamento dos grábens, deve ter sido suficiente para soerguê-los em centenas de metros, elevando a SAJ para altitudes acima de 2 000 m (**planaltos** atuais) e **para influenciar os traços de fissão das apatitas das rochas do embasamento**. O rejeito do embasamento na borda norte da Bacia de Taubaté é da

ordem de 2 500 m (1 500 m de escarpa da Serra da Mantiqueira mais 1 000 m de espessura sedimentar), igual ao da Bacia de Resende (2 000 m de escarpa da Serra de Itatiaia mais 500 m de espessura sedimentar). Na borda norte do Gráben da Guanabara estima-se um rejeito de 2 200 m (desnível entre a Serra dos Órgãos e a Baixada Fluminense).

A geração de intenso relevo vertical por abatimento seletivo de blocos criando grábens e ombreiras rejuvenesceu a erosão do embasamento cristalino com conseqüente aumento da carga de sedimentos clásticos nas drenagens que fluíam do interior dos riftes para as bacias marginais adjacentes.

conseqüências stratigráficas e sedimentares da evolução tectônica do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil

A subida maciça da SMC colocou um megaplano de cerca de 2 000 m de altitude adjacente às partes profundas das bacias de Campos / Espírito Santo (figs. 10, 11, 17a). Conseqüentemente, os materiais clásticos saíram de ambientes de vales fluviais montanhosos direto para um ambiente de talude continental, **sem passarem por um estágio transicional de retrabalhamento em uma plataforma**. A imaturidade textural dos turbiditos santonianos-maastrichtianos e seu condicionamento em calhas tectônicas (Francisco A. L. Martins, 2002, comunicação oral) aponta para ambientes deposicionais de *fan deltas* alimentando diretamente correntes de turbidez (similar a “geleiras de areias”, descendo ao longo de vales fluviais emersos e submersos condicionados por falhas, diretamente das montanhas para as profundezas batiais). Na Bacia de Santos o entulhamento sedimentar foi de tamanha magnitude que foi possível a construção de uma

plataforma continental agradacional com ambientes transicionais diversos (Formação Juréia), a partir da qual areias com evolução textural mais madura foram capturadas e transportadas para batimetrias maiores (figs. 10, 11, 17a).

O abatimento gravitacional da SMC, causado pelo tectonismo distensional cenozóico, individualizou riftes paralelos à costa, formando longos corredores de grábens nos quais a borda falhada, mais profunda, se situava normalmente em direção ao continente (fig. 17b). Provavelmente, o material erodido das ombreiras e bordas flexurais dos grábens foi transportado longitudinalmente por longevas e poderosas redes de drenagens até alcançarem as bacias marítimas. Foi a paleodrenagem linear e confinada do Rio Paraíba do Sul, drenando o rifte de mesmo nome, a provável alimentadora dos possantes turbiditos mesoocênicos, oligocênicos e miocênicos da Bacia de Campos (figs. 1 e 18). Com o abatimento do bloco costeiro da SMC foi possível se desenvolver uma ampla plataforma continental nas bacias marginais a partir do Mesoeoceno (idade do primeiro refletor a se nivelar com a linha de charneira na fig. 16), permitindo então o acúmulo das areias em ambientes marinhos rasos de alta energia. Os turbiditos alimentados a partir de tal plataforma apresentam evolução textural muito superior aos dos turbiditos neocretáceos. O Rifte Litorâneo (ex.: a drenagem do Rio Guandu no Gráben da Guanabara) foi o provável alimentador das areias mesoocênicas da Bacia de Santos (fig. 18), portadoras de grandes acumulações de óleo pesado. A maior quantidade de areias mesoocênicas a miocênicas na Bacia de Campos em relação à Bacia de Santos se deve possivelmente à maior área de rifte drenado pelo Rio Paraíba do Sul em comparação com a área emersa do Rifte Litorâneo (fig. 18) e às maiores altitudes das bordas do Rifte do Paraíba do Sul.

discussões e conclusões

Alguns dos grábens aqui definidos não são considerados de natureza tectônica por outros autores. Almeida e Carneiro (1998) consideram

que o vale do alto Rio Ribeira foi originado por erosão remontante da bacia hidrográfica do Rio Ribeira, que a planície litorânea de Santos seria oriunda do recuo erosivo da Serra do Mar até encontrar a Falha de Cubatão e que a planície litorânea de Ubatuba teria sido criada pela erosão remontante do Planalto de Paraitinga-Paraibuna entre os promontórios resistentes de Paraty e Juqueriquerê. Estes autores concluem que “a Serra do Mar não apresenta evidências de importantes falhamentos neotectônicos em seu sítio atual”.

O padrão retilíneo e os desníveis abruptos da Serra do Mar devem representar falhamentos normais a transtensionais cenozóicos situados muito próximos das atuais escarpas recessivas e que foram os responsáveis pelo abatimento de todo o embasamento raso situado entre estas escarpas e a linha de charneira cretácea. No entender do que foi apresentado neste estudo, os aspectos que apontam para a natureza tectônica dos grábens aqui listados (figs. 2 e 15) são: (1) planícies litorâneas ou vales fluviais limitados por desníveis topográficos abruptos, retilíneos e de grande expressão (centenas/milhares de metros); (2) perfis morfotectônicos que podem ser interpretados como resultantes de tectônica de blocos planares rotacionados (tectônica dominó), em se tomando como referência as superfícies de aplainamento; (3) cotas altimétricas coerentes com patamares tectônicos escalonados desde a Serra da Mantiqueira até a plataforma continental da Bacia de Santos; (4) inserção em um contexto regional de quebraamento/basculamento/abatimento cenozóico, comprovado em algumas das bacias sedimentares estudadas em grande detalhe. Trabalhos de neotectônica ao longo da costa têm corroborado a natureza tectônica destas escarpas (Riccomini *et al.* 1989).

A Falha de Santos seria a responsável pelo abatimento de toda a plataforma rasa a oeste da charneira da Bacia de Santos (Almeida e Carneiro, 1998) e foi considerada no passado como a falha de borda do rifte ativa desde o Eocretáceo até o Cenozóico (interpretação de Almeida, 1976, *in* Mohriak, 2004). Não foram encontrados sinais da existência da Falha de Santos nos mapas de métodos potenciais. Ao contrário, a

falha que limita a Ilha de São Sebastião, a norte (fig. 7 dos referidos autores) apresenta o bloco baixo no lado continental, constituindo a extensão da falha de borda de um gráben cenozóico inferido na plataforma rasa (fig. 12b).

Os grábens sugeridos pelas ferramentas de métodos potenciais nas águas rasas das bacias de Santos/Campos, a oeste da charneira cretácea, foram integralmente baseados na análise qualitativa dos dados magnéticos, e seriam mais fortemente fundamentados caso houvesse a confirmação por meio de seções sísmicas. Uma delas (fig. 16) atravessa um dos grábens apontados pela aeromagnetometria de alta resolução e apresenta evidências de falhamentos recentes. Várias linhas sísmicas mostram atividade tectônica na parte superior do Cenozóico na borda oeste da Bacia de Campos (Mohriak e Barros, 1990, fig. 14 deste estudo). Suas profundidades não devem exceder os 500 m pois só se delineiam nos mapas magnéticos quando aplicado um elevado grau de filtragem. Algumas destas áreas sugeridas poderão ser rochas metassedimentares menos densas e menos magnéticas em meio a rochas de embasamento cristalino mais densas e mais intensamente magnéticas.

Tentou-se integrar, aqui, todo o conhecimento da geologia neocretácea a cenozóica do Sudeste do Brasil em um cenário evolutivo tectono-sedimentar encadeado e contínuo. O soerguimento neocretáceo do embasamento cristalino (entre 89-65 Ma, clímax entre 85-65 Ma) é indicado pela ampla extensão das numerosas ocorrências de rochas intrusivas alcalinas (diques, plugs e stocks) (82 Ma e 70-60 Ma, Guedes *et al.* 2005), coincidentes em área com as grandes serras atuais e cujos cimos estão nivelados pela SAJ (final do Cretáceo). As ocorrências de espessos pacotes de rochas sedimentares coniacianas-maastrichtianas nos flancos de tal soerguimento (bacias do Paraná/Santos) não só corroboram como datam precisamente a formação de um extenso planalto neocretáceo (SMC). A movimentação relativa gradual da Placa Sul-Americana, de leste para oeste, sobre a Pluma de Trindade, mencionada por diversos autores, é aqui aceita como a causa principal deste soerguimento e magmatismo.

No Cenozóico, o padrão de falhas retilíneas delimitadoras de grandes depressões tectônicas subparalelas à costa e a distribuição das cotas altimétricas apontam para um quadro coerente de quebraamento e colapso gravitacional da SMC (entre 58-20 Ma, clímax entre 48-40 Ma), escalonado, da Serra da Mantiqueira até à linha de charneira cretácea da Bacia de Santos. A ocorrência de quatro grandes riftes subparalelos, contendo compartimentos menores (grábens e subgrábens), aponta para uma tectônica distensional típica, onde elementos estruturais familiares tais como bordas falhada e flexural, perfis de blocos planares rotacionados (tectônica dominó) e grábens assimétricos/simétricos, comuns em outros riftes bem estudados, podem ser reconhecidos. Esta tectônica foi responsável pela reativação de câmaras magmáticas alcalinas na parte terrestre (lavas ankaramíticas e diques de fonolitos, 55-40 Ma, Guedes *et al.* 2005). A esta altura a Pluma de Trindade já atuava na parte marítima da Bacia de Campos (vulcões e lavas alcalinas de 55-44 Ma, Thomaz Filho *et al.* 2005).

A interpretação de uma natureza puramente gravitacional deste tectonismo contrasta com hipóteses mais complexas elaboradas por autores anteriores (ex.: ação direta das orogenias andinas na reativação do Sudeste brasileiro durante todo o Neocretáceo/Cenozóico, Cobbold *et al.* 2001; Szatmari e Mohriak, 1995). A invocação de agentes externos de tectônica de placas (ex.: reorientação da Placa Sul-Americana para ajuste de movimento conjunto com a Placa do Caribe) é aqui utilizada apenas como um catalisador do desabamento resultante de uma situação possivelmente instável isostaticamente. O regime tectônico atuante durante o Cenozóico foi o distensional predominantemente perpendicular (mecanismo de deformação por cisalhamento puro) a ligeiramente oblíquo (mecanismo de deformação por cisalhamento simples de 15°), que acabou implantando uma suave transtensão sinistral (fig. 17b) que moldou rombo-grábens e escalonou sutilmente à direita os grábens mais orientais e mais *offshore* (fig. 15).

Esta análise cinemática regional coincide razoavelmente com o cenário paleotectônico concebido por Riccomini *et al.* (2004) para a

evolução do segmento central do seu *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Neste, com base em estudos detalhados de geologia de campo, uma distensão ortogonal NNO-SSE formou as bacias no Eoceno-Oligoceno, sendo precedida por uma transcorrência sinistral no Neocretáceo/Paleoceno, e seguida por uma tectônica deformadora de natureza transtensional sinistral no Mioceno (?). Por meio deste estudo postula-se uma distensão N51O-S51E, ligeiramente oblíqua, resultando em uma transtensão sinistral, atuando por todo o período de 58-20 Ma.

A evolução tectônica cenozóica assim reconstituída permite uma explicação concatenada com a distribuição dos reservatórios turbidíticos paleocênico-miocênicos das bacias de Santos/Campos.

agradecimentos

Ao desenhista Haroldo Moraes Ramos pelo esmero na preparação das figuras, ao geólogo João Batista de Lellis Françolin pela cessão da imagem de satélite da figura 15, ao geofísico Osni Bastos de Paula pela discussão nas amarrações dos refletores sísmicos, todos da Petrobras; e a Luiz Fernando Santana Braga, da Fugro Airborne S.A., pela permissão para publicação dos mapas dos levantamentos aeromagnetométricos de alta resolução da Bacia de Santos. O texto foi enormemente melhorado após as minuciosas revisões e excelentes sugestões dos Drs. Webster Ueipass Mohriak, José Antonio Cupertino e Anderson Moraes, da Petrobras, e de um revisor anônimo.

referências bibliográficas

ALMEIDA, F. F. M. de; CARNEIRO, C. D. R. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150, jun. 1998.

ALMEIDA, F. F. M. de The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, Supl. 1, p. 15-26, 1976.

- ASMUS, H. E.; FERRARI, A. L. **Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico da região Sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1978. p. 75-88. (Série Projeto REMAC, 4).
- BENNIO, L.; BROTZU, P.; D'ANTONIO, M.; FERAUD, G.; GOMES, C. B.; MARZOLI, A.; MELLUSO, L.; MORBIDELLI, L.; MORRA, V.; RAPAILLE, C.; RUBERTI, E. The tholeiitic dike swarm of the Arraial do Cabo península (SE Brazil): $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ ages, petrogenesis, and regional significance. **Journal of South American Earth Science**, Oxford, v.16, p.163-176, 2003.
- CANDE, S. C.; KENT, D. V. Revised calibration of the geomagnetic polarity time scale for the Late Cretaceous and Cenozoic. **Journal of Geophysical Research. B, Solid Earth**. Washington, v. 100, n. B4, p. 6094-6095, Apr. 1995.
- CAMPANHA, G. A. C.; ENS, H. H.; PONÇANO, W. L. Análise morfotectônica do Planalto do Juqueriquerê, São Sebastião. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 24, p. 32-42, 1994.
- COBBOLD, P. R.; MEISLING, K. E.; MOUNT, V. S. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **American Association of Petroleum Geologists. Bulletin**, Tulsa, Okla., v. 85, n. 11, p. 1925-1944, 2001.
- FERRARI, A. L. A geologia do "rift" da Guanabara (RJ) da sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento Pré-Cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. v. 6, p. 2858 – 2871.
- FERRARI, A. L. **Evolução tectônica do Gráben da Guanabara**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2001. 412 p., Tese (Doutorado).
- GUEDES, E.; HEILBRON, M.; VASCONCELOS, P. M.; VALERIANO, C. M.; ALMEIDA, J. C. H.; TEIXEIRA, W.; THOMAZ FILHO, A. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos Basin, Resende area, SE Brazil: Implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. **Journal of South American Earth Science**, Oxford, v. 18, p. 371-382, 2005.
- HACKSPACHER, P. C.; RIBEIRO, L. F. B.; RIBEIRO, M. C. S.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; SAENZ TELLO, C. A. A origem da Serra do Mar. Termocronologia por traços de fissão em apatita. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 3., 2003, Búzios. **Boletim de Resumos...**, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 384-385.
- HASUI, Y.; PONÇANO, W. L. Geossuturas e sismicidade no Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2., 1978, São Paulo. **Anais...** Rio de Janeiro: Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1978. v. 1, p. 331-338.
- HEILBRON, M.; SCHMITT, R. S.; MOHRIAK, W. U.; TROUW, R. A. J. Geology of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **[Anais...]** Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 2000. During-Cong. Field Trip Dft 06, 45 p.
- HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; CAMPOS NETO, M. C.; SILVA, L. C.; TROUW, R. A. J.; JANASI, V. A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V., BARTORELLI, A., CARNEIRO, C. D. R., BRITO-NEVES, B. B. (Eds.). **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004. p. 203-234.
- HIRUMA, S.T.; RICCOMINI, C.; MODENESI-GAUTIERI, M. C. Neotectônica no planalto de Campos de Jordão, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 31, n. 3, p. 375-384, 2001.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO S.A. **Mapa Geológico do Estado de São Paulo**. São Paulo, 1981. 1 mapa. Escala 1:500.000.
- KARNER, G. D. Rifts of the Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil: Distribution and Timing. In: MELLO, M. R.; KATZ, B. J. (Eds.), **Petroleum systems of South Atlantic Margins**. Tulsa, Okla., American Association of Petroleum Geologists, 2000. p. 301-315 (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 73).
- LOURENS, L. J.; SLUIJS, A.; KROON, D.; ZACHOS, J. C.; THOMAS, E.; RÖHL, U.; BOWLES, J.; RAFFI, I. Astronomical pacing of late Palaeocene to early Eocene global warming events. **Nature**, London, v. 435, n. 23, p. 1083-1087, Jun. 2005.

- MACEDO, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 3, n. 3, p. 159-173, 1989.
- MACEDO, J. M. Evolução tectônica da Bacia de Santos e áreas continentais adjacentes. In: RAJA GABAGLIA, G. P. AND MILANI, E. J. (Eds.), **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: Petrobras, 1990. p. 361-376.
- MACEDO, J. M.; BACOCOLI, G.; GAMBOA, L. A. P. O tectonismo Meso-Cenozóico da região Sudeste. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA REGIÃO SUDESTE. 2., 1991. São Paulo. **Atas...** São Pulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1991. p. 429-437.
- MACHADO JR., D. L. Transcorrência associada ao Alinhamento de Guapiara. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 8., 2001. [Recife]. **[Anais...]** São Pulo: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Nordeste, 2001. p. 209-212.
- MACHADO JR., D. L. Principais feições estruturais da Bacia de Iguape (SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002. João Pessoa. **Anais...** São Pulo: Sociedade Brasileira de Geologia - Núcleo Nordeste, 2002. p. 385.
- MARQUES, A. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 1, p. 221-240, 1990.
- MEISLING, K. E.; COBBOLD, P. R.; MOUNT, V. S. Segmentation of an Obliquely Rifted Margin, Campos and Santos Basins, Southeastern Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903-1924, Nov. 2001.
- MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M. de; COIMBRA, A. A. M. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do Sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, p. 193-201, 1985.
- MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ-FILHO, A.; MILANI, E. J.; CÉSERO, P. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 15, n. 2, p. 183-198, 2002.
- MIZUSAKI, A. M. P.; THOMAZ FILHO, A. O magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. 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. 281-291.
- MODICA, C. J.; BRUSH, E. R. Postrift sequence stratigraphy, paleogeography, and fill history of the deep-water Santos Basin, offshore southeast Brazil. **American Association of Petroleum Geologists Bulletin**, Tulsa, v. 88, n. 7, p. 923-946, July 2004.
- MOHRIAK, W. U. Recursos energéticos associados à ativação tectônica mesozóica-cenozóica da América do Sul. 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. 293-318.
- MOHRIAK, W. U.; BARROS, A. Z. N. Novas evidências de tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil: o Gráben de Barra de São João na Plataforma de Cabo Frio, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, n. 1/4, p. 187-196, mar./dez. 1990.
- OLIVEIRA, J. A. B.; SANTOS, E. **Atlas da margem continental Sudeste: integração de dados batimétricos, gravimétricos e magnéticos**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 2001. 1 v. Relatório interno.
- PEREIRA, M. J.; FEIJÓ, F. J. Bacia de Santos. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 219-234, jan./mar. 1994.
- PEREIRA, M. J. Considerações sobre a estratigrafia do cenomaniano-santoniano em algumas bacias marginais brasileiras e sua implicação na história tectônica e sedimentar da margem continental. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 6, n. 3/4, p. 171-176, jul./dez. 1992.
- RICCOMINI, C. **O rift continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 1991. 256 p. Tese (Doutorado).
- RICCOMINI, C.; PELOGGIA, A. U. G.; SALONI, J. C. L.; KOHNKE, M. W.; FIGUEIRA, R. M. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 2, n. 2, p.191-197, 1989.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; FERRARI, A.L. Evolução geológica do rift continental do Sudeste do Brasil. 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. 383-405.

RUBIN, I. N.; ALMEIDA, J. C. H.; VALLADARES, C. S. Falha do Pai Vitório: anatomia do limite de um Graben. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 8., 2003, São Pedro. **Boletim de resumos...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2003. p. 89.

SADOWSKI, G. R.; DIAS NETTO, C. de M. O lineamento tectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 11, n. 4, p. 209-212, 1981.

SALAMUNI, E.; EBERT, H. D.; HASUI, Y. Morfotectônica da bacia sedimentar de Curitiba. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 34, n. 4, p. 469-478, 2004.

SCHMITT, R. S.; TROUW, R. A. J.; VAN SCHMUS, W. R.; PIMENTEL, M. M. Late Amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 133, n. 1/2, p. 29-61, Aug. 2004.

SZATMARI, P.; MOHRIAK, W. U. Plate model of post-breakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado. **Resumos expandidos...** Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, 1995. p. 213-214.

SZATMARI, P.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; DESTRO, N.; SMITH, P. E.; EVENSEN, N. M.; YORK, D. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 2000. 1 CD-ROM.

TELLO SAENZ, 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 south-east Brasil: association with the opening of the south

Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 15, n. 7, p. 765-774, Jan. 2003.

THOMAZ FILHO, A.; CESERO, P. de; MIZUSAKI, A.M.; LEÃO, J.G. Hot spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 18, n. 3/4, p. 383-389, Mar. 2005.

ZALÁN, P. V. O Gráben da Guanabara: uma feição tectônica modelar mas pouco apreciada e entendida. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. **Anais...** [S.l.]: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004a. 1 CD-ROM. Trabalho S03:44.

ZALÁN, P. V. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. 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, 2004b. p. 595-612.

bibliografia

GOMES, B. S.; RIZZO, J. G. Modelagem Gravimétrica na Bacia de Campos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais...** São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 4, p. 1657-1676.

expanded abstract

Cenozoic sedimentary deposits of limited extension and depths are common and widespread in Southeastern Brazil, from the State of Paraná to the State of Rio de Janeiro. The Taubaté Basin, in the State of São Paulo - by far the largest of them all - has an area of around 2 600 km² and a maximum depth that barely reaches 1 000 m. The stratigraphical and structural aspects of such basins and their ages have been well studied by numerous authors for the last three decades. They all agree that these sediments were deposited in strictly continental paleo-environments confined into hemi-grabens. Cenozoic basins are intra-montane since they are surrounded by the Mantiqueira and Serra do Mar Ranges that have average altitudes of 1 200-1 400 m, up to 2 787 m (for the first) and 800-1 200 m, up to 2 200 m (for the second). Since they run parallel to and are adjacent to two important petroliferous basins - Santos and Campos - their origin has always been tentatively related to the evolution of these passive margin basins. Moreover, three metropolises (São Paulo, Rio de Janeiro and Curitiba) and heavily populated and industrialized areas are concentrated along the corridors of such grabens.

This work presents the results of a thorough study of the regional structural framework of Southeastern Brazil, both onshore and offshore, where four large Cenozoic rifts (Paraíba do Sul, Coastal, Ribeira and Maritime), each containing several compartments (grabens and sub-grabens) (figs 2, 3, 15), were defined and related in a novel approach to the Mesozoic and Cenozoic geological evolution of the overall continental margin, hereinafter Cenozoic Rift System of Southeastern Brazil (abbreviated as SRCSB). In our scenario, the rifts are much larger than the restricted sedimentary deposits, referred to as basins in this study. The mountain ranges that step down to sea level, the intervening alluvial/fluvial and littoral plains, the shallow basement west of the Cretaceous hingeline of the Santos and Campos Basins, all represent a major Cenozoic extensional domain developed by gravitational collapse of a Late Cretaceous mega-plateau, herein called Cretaceous Serra do Mar (abbreviated as SMC). In order to understand the reasons for such failure the evolution of the highlands had to be tracked back to its beginnings in the Early Coniacian. From this point on, the entire continental crust of Southeastern Brazil underwent epeirogenic uplift, and was intensively intruded by alkaline and basic magmatism, until it stopped at the K/T boundary.

This study relied on the analysis of accurate topographic data (SRTM from USGS) coupled with the interpretation of satellite images and knowledge obtained in past studies. Hundreds of morpho-tectonic cross-sections were used to define active faults during the Paleogene and Neogene, bounding and segmenting the rifts. Three-dimensional visualization was used to confirm such interpretations. In the offshore area, gravimetric data and maps derived from high resolution aeromagnetic surveys helped to delineate areas suggestive of previously unknown Cenozoic grabens and Cretaceous alkaline intrusions. Seismic sections and numerical modeling were employed to decrease uncertainties inherent to the methods.

The southeastern region of Brazil did not constitute a typical passive margin as one would expect from the premises of Plate Tectonics. After 25 m.y. that rifting (134-114 Ma) ceased and an uplift of epeirogenic nature of the continental crust started in response to the drifting of the South American Plate over a thermal anomaly (Trindade hot spot). This Late Cretaceous (89-65 Ma) uplift was accompanied by intense alkaline (over non-extended crust) and basaltic (over thinned crust) magmatism. A marked absence of tectonism, however, also characterized this event. The resulting highlands extended over 300 000 km² (Cretaceous Serra do Mar), and they were the main source area for coniacian-maastrichtian sediments of the Santos, Campos and Paraná Basins. By the end of the rising (exactly at the K/T boundary) a widespread erosional surface had developed (Japi Erosional Surface, abbreviated as SAJ) and leveled the top of the highlands at around 2 000 m (in relation to current sea level).

This mega-plateau adjacent to the subsiding Santos and Campos Basins created an isostatically unstable situation. Gravitational collapse began around 7 m.y. after the K/T boundary, towards the depocenters of the basins. From Late Paleocene to Early Miocene (58-20 Ma) the continental crust broke up and collapsed into a series of grabens, thus forming corridors (rifts) parallel to the current coastline. The deduced orientation of extension ran along a S51E direction, slightly oblique to the overall elongation (N54E) of the plateau. Left-lateral transtension so developed originated right-stepping grabens at the easternmost portion of the area. The ancient eastern edge of the SMC coincided with the present-day Cretaceous hinge line of the Santos and Campos Basins. Nowadays the topographic remnants of the mega-plateau form the highest parts of the Mantiqueira

and Serra do Mar Ranges, modified by elastic rebound (that raised even further some hanging wall blocks) and tilting of the fault blocks.

Typical domino-style faulting is present in most grabens. Asymmetric profiles with one faulted margin dominated by abrupt scarps of high mountains and one flexural margin with less steep flanks are common. Accommodation and transfer zones generally form the limits between grabens. Since they are not filled by sediments, they constitute excellent three-dimensional examples of rift geometries seen from inside out.

autor author



Pedro Victor Zalán

Exploração e Produção – Exploração

Gerência de Gestão de Projetos Exploratórios / Norte - Nordeste

e-mail: zalan@petrobras.com.br

Pedro Victor Zalán nasceu no Rio de Janeiro (RJ) e obteve os títulos de geólogo pela UFRJ (1977) e os de *Master of Science* (Geology, 1983) e *Doctor of Philosophy* (Geology, 1984) pela *Colorado School of Mines, Golden, CO, USA*. Ingressou na Petrobras em 1978 onde exerceu os cargos de geólogo de poço, geólogo exploracionista, coordenador de projetos, chefe de setores de exploração e instrutor de cursos internos e externos. Atualmente, possui a função de consultor sênior e atua como professor da Universidade Petrobras. Na área doméstica atuou em todas as bacias brasileiras, com ênfase para as bacias da margem equatorial, paleozóicas, proterozóicas, e, ultimamente, nas águas profundas de todo o Brasil. Foi cedido à Braspetro durante 1989-1993 onde atuou como gerente e como exploracionista nas bacias do Oriente Médio, América do Sul, Golfo do México, Mar do Norte e África Ocidental / Setentrional. Externamente, ministrou cursos rápidos de pós-graduação em diversas universidades brasileiras e para companhias de petróleo na Colômbia, Equador e Argentina. Suas áreas de especialização incluem a geologia estrutural, geotectônica, análise de bacias e exploração em águas profundas/ultraprofundas.