

XII. MODELO GENÉTICO PROPOSTO PARA O MAGMATISMO PÓS-APTIANO DA ÁREA DE ESTUDO

O mapeamento detalhado de um levantamento sísmico tridimensional, situado entre as bacias de Santos e Campos, revelou a presença de diques, soleiras, derrames e edifícios vulcânicos em vários níveis estratigráficos, do Albiano ao Eoceno Médio. Tais feições estão claramente alinhadas com falhas e fraturas de direção NW – SE, aqui interpretadas como dutos ou diques alimentadores subverticais. Por exemplo, a figura 65 mostra uma coincidência quase perfeita entre um lineamento NW observado em *time slice* obtido no nível estratigráfico dos sedimentos da fase *rift* (provavelmente do Andar Jiquiá) com dique anelares do Santoniano.

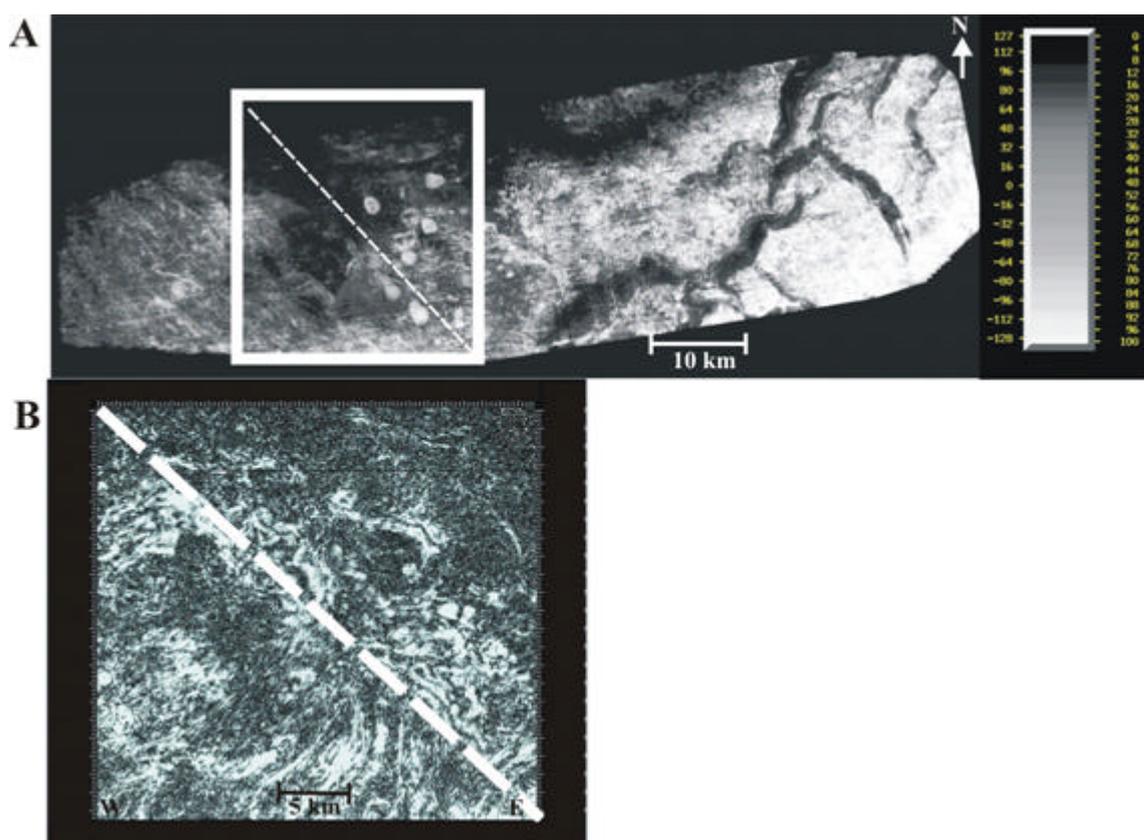


Figura 65 – Mapa de amplitudes RMS extraídas de uma isócrona compreendendo + 12 ms/ -200 ms do topo do Cretáceo (A). Alguns dos diques anelares (ou soleiras) são paralelos ao alinhamento pré-rifte, que é uma pequena porção de uma das grandes falhas de rejeito direcional que ocorrem nas bacias de Santos e Campos. (B) é um *time slice* ao nível da seqüência pré-sal,

(4484 ms), mostrando um forte lineamento N30°W correlacionado à zona de concentração de diques anelares na seção muito superior mostrada em (A).

O controle estrutural do magmatismo, na área, torna-se marcante quando observamos *times slices* do levantamento 3 D utilizado. A figura 66 mostra um exemplo de tal controle.

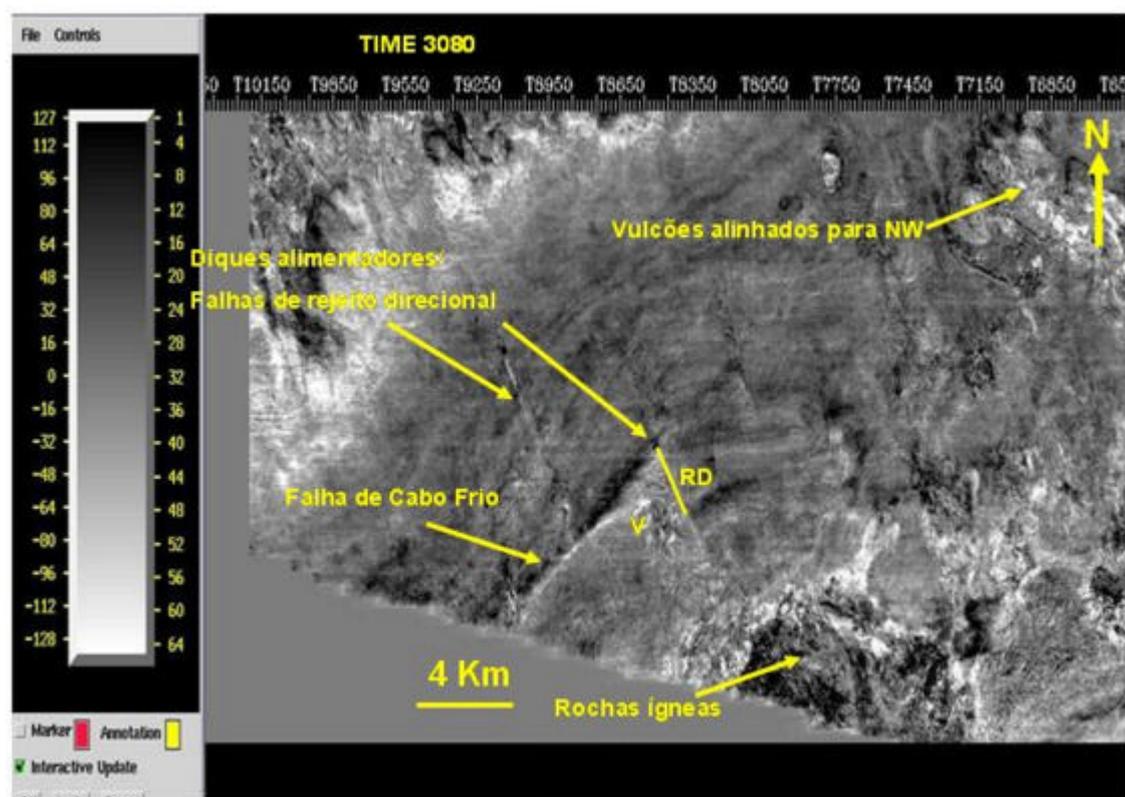


Figura 66 – *Time slice* a 3080 ms, mostrando o extremo NW da Bacia de Santos. O plano horizontal está inteiramente contido na seção do Paleógeno (bases do Eoceno e Paleoceno). Nota-se o alinhamento de edifícios vulcânicos na direção aproximada N40W, nas cercanias do Alto de Cabo Frio. Também é nítido que as falhas de transferência SE-NW deslocam a Falha de Cabo Frio, e que rochas ígneas ocorrem nas interseções entre as falhas de direção NE e NW. (RD) marca um deslocamento de cerca de 4 km da Falha de Cabo Frio, ao lado do qual há um edifício vulcânico (V).

Uma composição de imagens de gravimetria de satélite com mapas de amplitude RMS mostra como é marcante o controle das zonas de falhas com direção aproximada N30W (fig. 67).

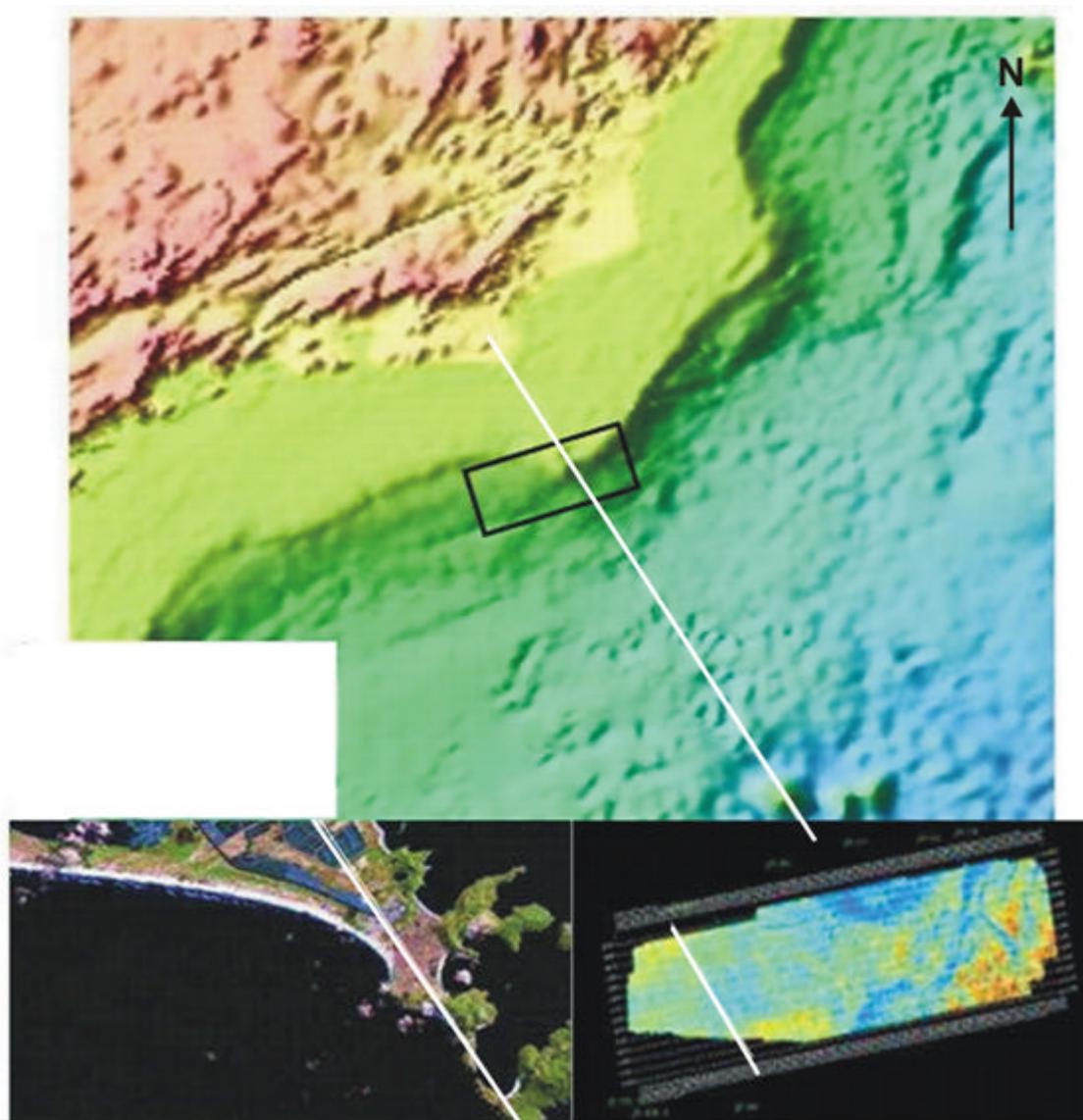


Figura 67 - Mapa de localização da área de estudo em relação ao mapa topográfico global obtido no *site* do USGS (EROS GEOTOPO). Observa-se, no canto inferior direito da imagem superior, os montes submarinos Jean Charcot, constituídos por material magmático. O último monte, o anticlinal erodido em seu topo no Alto de Cabo Frio (dentro do 3D) e a região de Búzios/Arraial do Cabo podem ser unidos por uma linha reta, a qual constitui um lineamento de direção N30W claramente visível na imagem, unindo os montes submarinos e a quebra de plataforma; coincidentemente, esta é a direção principal do promontório do município de Arraial do Cabo e a dos lineamentos NW que constituem os diques alimentadores do magmatismo pós-Aptiano da área de estudo (observar o perfeito paralelismo entre as três linhas retas). Os diques alimentadores mapeados na presente tese possuem direção média NB0W.

Alguns dos diques observados no Santoniano possuem formato de “bumerangue” quando vistas em seções sísmicas. Nesse caso, podem corresponder a soleiras (capítulo X, pág. 97, fig. 49). Em planta, no mapa de amplitudes RMS extraídos da isócrona dos sedimentos correspondentes a essa idade, formam feições anelares, correspondentes a um forte tom vermelho na escala de cores utilizada (fig. 68).

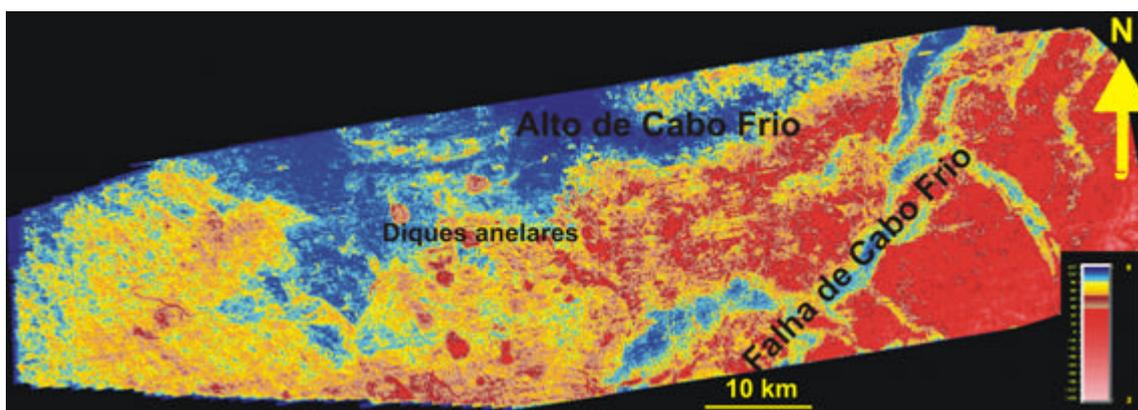


Figura 68 – Mapa de amplitudes RMS da isócrona do Santoniano, mostrando a expressão em planta dos diques anelares (ou soleiras). Observar a intensificação das feições magmáticas, representadas pelos fortes tons de vermelho, nas cercanias do Alto de Cabo Frio.

Zonas de falhas e fraturas de direção NW – SE têm sido observadas em praticamente toda a área das bacias de Campos e Santos, bem como das regiões continentais adjacentes, funcionando como zonas de transferência de esforços atuantes desde a formação das citadas bacias. Tais zonas de transferência podem ter sido reativadas em períodos geológicos de grande tectonismo global, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário Inferior. Szatmari e Mohriak (1995) mostraram uma correlação entre pulsos tectônicos de intensificação da orogenia andina com as principais idades do magmatismo nas citadas bacias.

Na porção do 3D situada no extremo SW da Bacia de Campos, o magmatismo é generalizado nas seções do Cretáceo Superior e do Eoceno, como se pode deduzir dos mapas de amplitude RMS e de VA extraídos dos horizontes correspondentes aos topos do Cretáceo e do Santoniano. É importante ressaltar que, nesta última área, o magmatismo não tem como centro de espalhamento o

Alto de Cabo Frio, uma vez que praticamente todos os edifícios vulcânicos e corpos intrusivos possuem seus diques subverticais alimentadores, claramente visíveis nas seções sísmicas processadas com a técnica VA. Aparentemente, a maior espessura de rochas magmáticas, nessa região, coincide com interseções de zonas de falhas de direção NE com as de direção NW (figs. 69 A, B, C, D e E e fig. 70).

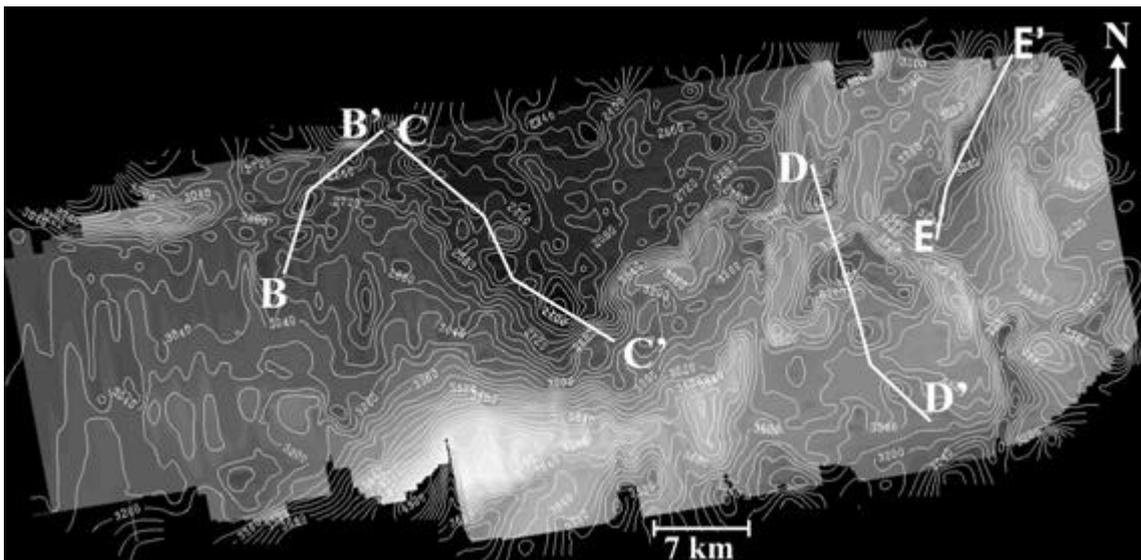


Figura 69 A – Mapa estrutural do topo da seção vulcânica do Eoterciário na área de estudo. Os vulcões são facilmente reconhecíveis no mapa por suas estruturas fechadas (as cores escuras indicam estruturas mais rasas). Notar que os citados vulcões estão alinhados de acordo com as principais direções de falhas na área (SW-NE e NW-SW).

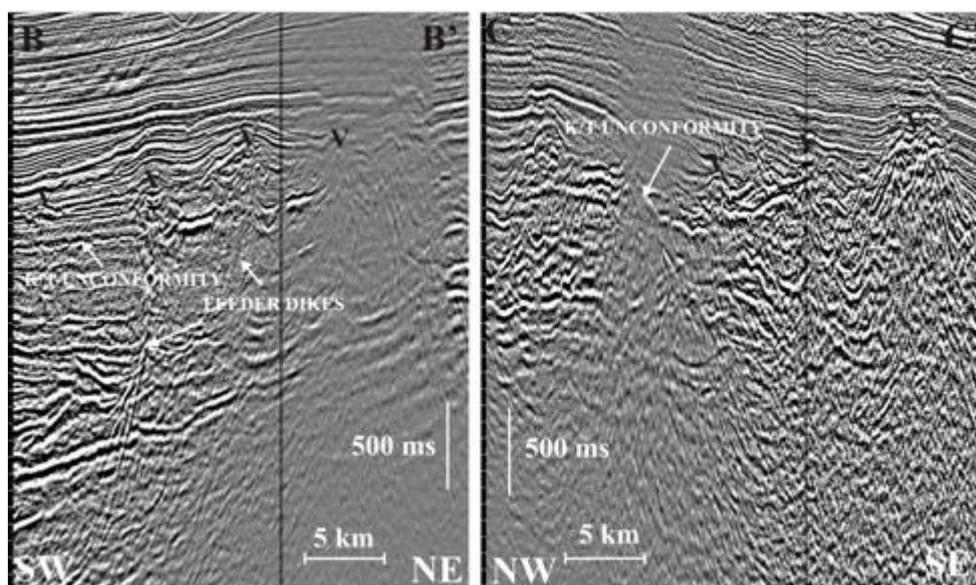


Figura 69 B e C – Seções sísmicas representativas da área (localização, fig. 69 A). Em ambas as seções, os edifícios vulcânicos (V) estão situados sobre a discordância K/T, definida pela bioestratigrafia. Na seção da esquerda, há um exemplo de dique alimentador que pode ser traçado até abaixo do embasamento sísmico (basaltos do Cretáceo Inferior).

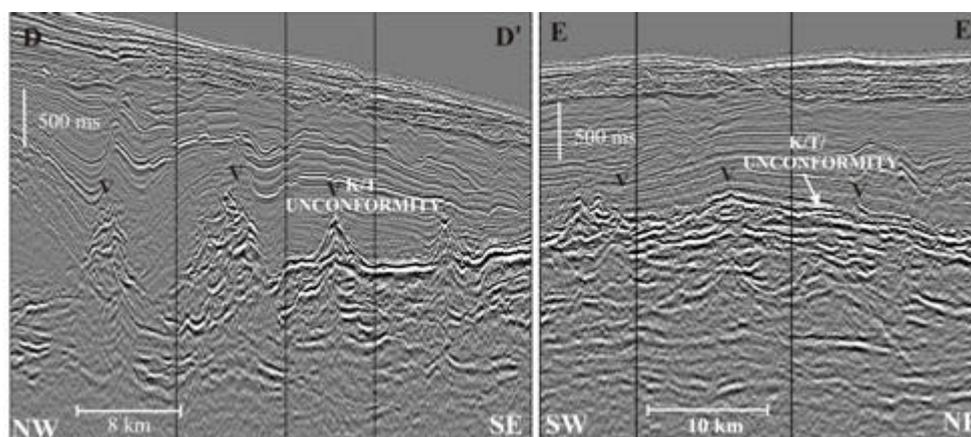


Figura 69 D e E – Seções sísmicas cuja localização é mostrada na fig. 69 A. (V) são os edifícios vulcânicos.

A fig. 70 mostra uma modelagem tridimensional (em tempo) do mesmo horizonte sísmico mapeado para a confecção da fig. 69 A. Nessa modelagem percebe-se, de modo inequívoco, o controle estrutural do magmatismo pós-Aptiano na Área de Estudo.

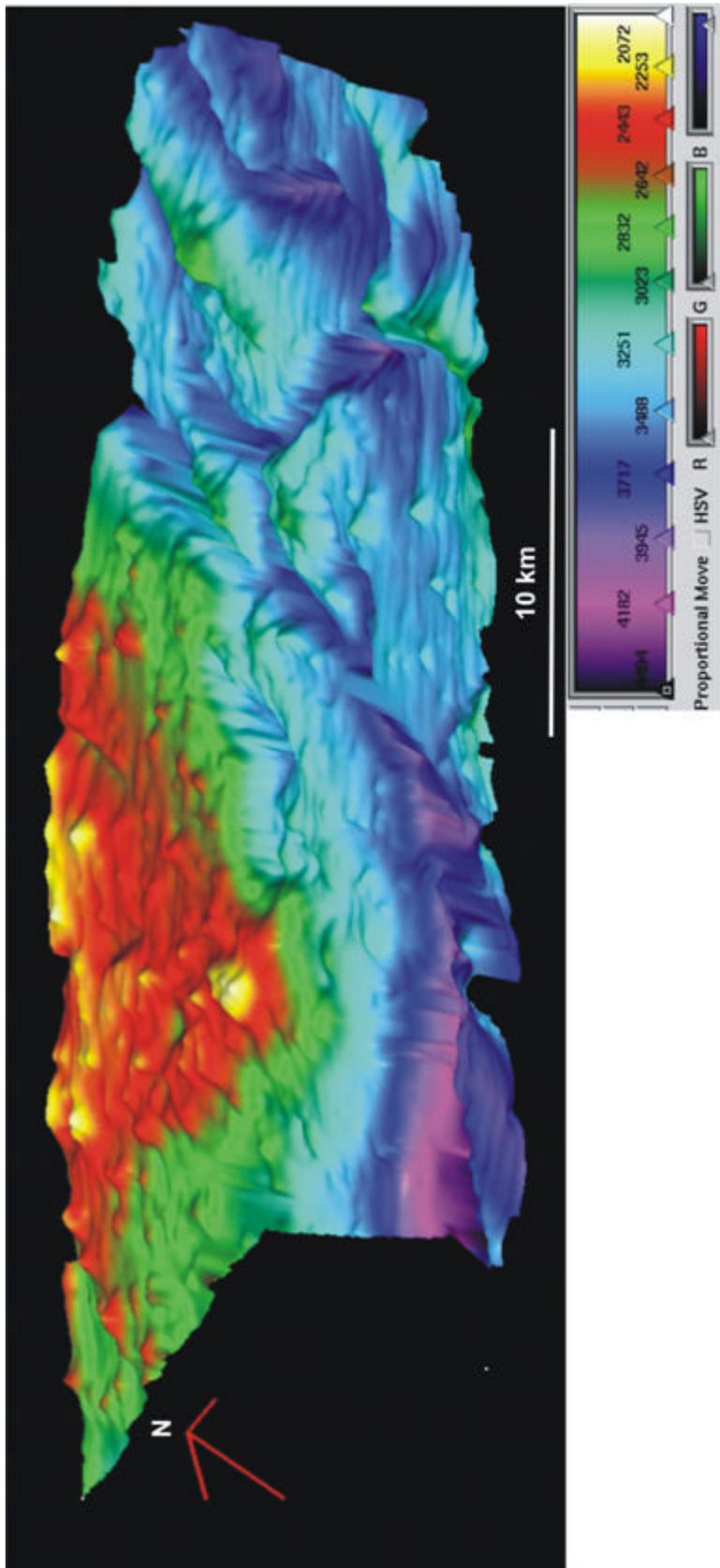


Figura 70 - Modelagem tridimensional do horizonte correspondente ao da figura anterior (imagem processada pelo programa Geoproben™). Observar que os edifícios vulcânicos, reconhecidos por sua geometria cônica e cores mais quentes, estão alinhados ao longo das direções dos dois sistemas de falhas existentes na área. É notável que os edifícios vulcânicos tornam-se mais elevados e coalescem nas interseções entre as falhas SW-NE e SE-NW, constituindo as bordas de seus planos, no nível cronoestratigráfico mapeado (base do Terciário). A escala de cores representa os contornos estruturais sísmicos em tempo.

O mapa estrutural da Fig. 70 está inteiramente contido na região de interseção do prolongamento da Zona de Deformações Cruzeiro do Sul com os sistemas de falhas normais (sintéticos e antitéticos), de direção SW-NE. O alinhamento para NE dos edifícios vulcânicos pode ser devido a dois fatores complementares e não necessariamente excludentes entre si:

. As reativações das falhas NE conseguiram atingir o manto astenosférico pelo fato de o mesmo estar mais raso na área do 3D, situada num baixo estrutural entre a linha de charneira da Bacia e o Alto Externo (figs. 71 e 72);

. O alinhamento para NE é apenas aparente, tendo sido condicionado pela movimentação halocinética posterior ao último pulso de magmatismo (porção inferior do Eoceno Médio). Essa explicação é bastante plausível, uma vez que o centro de espalhamento abortado que se vê na fig. 38, p. 85 (Cobbold *et al.*, 2001) é de idade Eocretácea. O principal controle estrutural do magmatismo pós-Aptiano na Área de Estudo são as falhas de rejeito direcional de direção SE-NW, muito mais ativas durante a fase diffe.

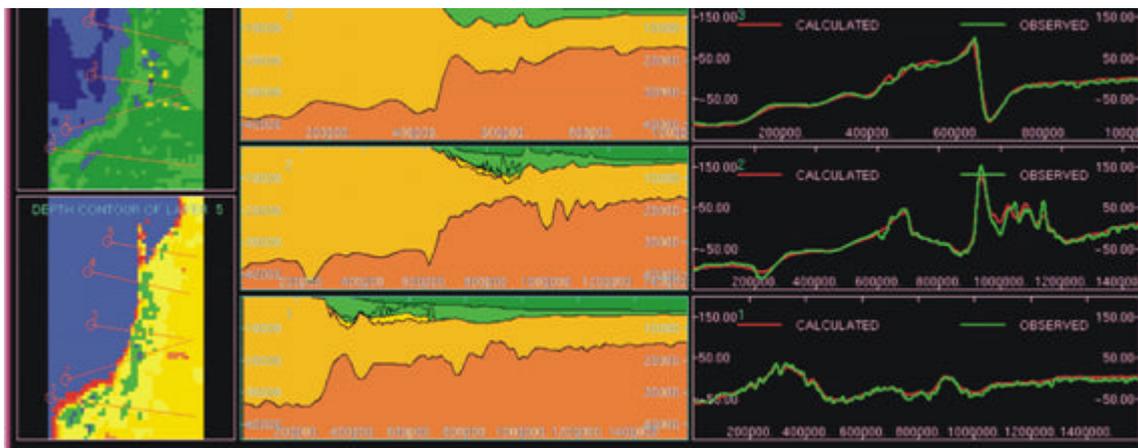


Figura 71 - Modelagem gravimétrica da profundidade de Moho (o manto superior é representado com a cor laranja). O perfil mais abaixo está situado na parte central da Bacia de Santos, e indica uma elevação dessa descontinuidade sobre o baixo estrutural localizado entre a linha de charneira da bacia e o Alto Externo (exatamente a localização do mapa da fig. 70). À esquerda, localização dos perfis e, à direita, a linha verde representa a gravidade medida e a linha vermelha, a gravidade calculada pela modelagem. Segundo Paula e Vidotti, 2001.

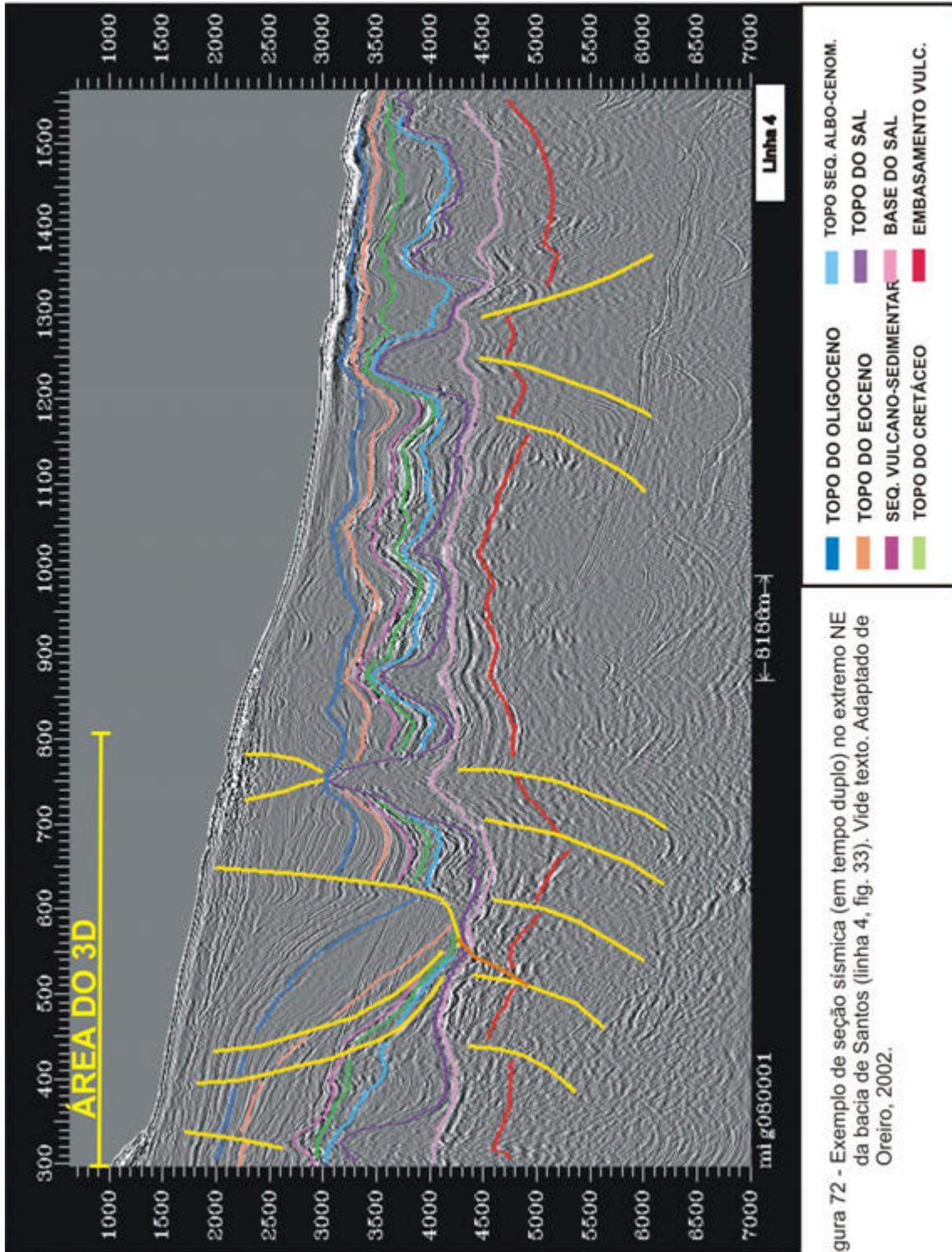


Figura 72 - Exemplo de seção sísmica (em tempo duplo) no extremo NE da bacia de Santos (linha 4, fig. 33). Vide texto. Adaptado de Oreiro, 2002.

A seção sísmica da fig. 72 mostra a localização do 3D em relação ao arcabouço estrutural do limite entre as bacias de Campos e Santos. Comparando-a com o gráfico inferior da fig. 71, nota-se que o mapa estrutural dos edifícios vulcânicos da base do Terciário (fig. 70) está localizado no baixo estrutural adjacente ao Alto Externo, o qual corresponderia a um centro de espalhamento abortado de idade cretácea inferior e, portanto, uma zona de fraqueza propícia para reativações tectônicas pós-Aptianas. Na fig. 72, a linha de cor laranja representa uma reinterpretação baseada nos dados do referido 3D, na qual o plano de falha da fase rifte desloca a base do sal e se posiciona imediatamente abaixo da grande falha lítrica antitética (Falha de Cabo Frio).

A principal falha NE que se nota no mapa da fig. 70 constitui a porção final da denominada "Falha de Cabo Frio" (Mohriak *et al.*, 1995), a qual principia no centro da Bacia de Santos e vai até o extremo SW da Bacia de Campos. Muitos estudos, incluindo modelagens físicas, foram feitos para tentar explicar a gênese desta grande falha lítrica (por exemplo, Rizzo *et al.*, 1990; Demercian *et al.*, 1993; Szatmari *et al.*, 1994), todos chegando à conclusão de que sua origem mais provável é o escape de sal para a região de águas mais profundas, criando um *gap* estratigráfico dos carbonatos albianos e, ao mesmo tempo, abrindo espaço para o avanço das cunhas siliciclásticas progradantes do Cretáceo Superior (fig. 73).

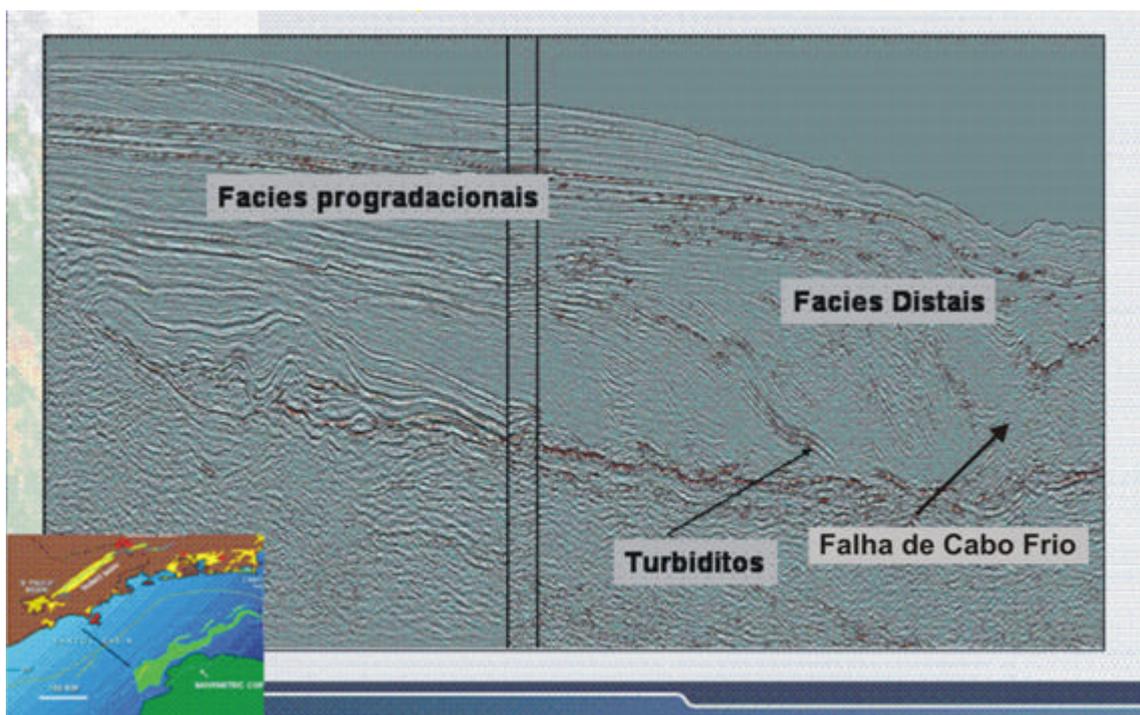


Figura 73 – Seção sísmica mostrando os sistemas progradacionais do Cretáceo Superior da Bacia de Santos (Souza e Cupertino, 2002).

A observação das características desta falha e de outras de direção SW – NE na área estudada parece confirmar esta interpretação, com a ressalva de que algumas delas, principalmente as de maior rejeito, parecem deslocar o refletor da base do sal. A evolução destas falhas é sinsedimentar e elas deslocam a seção magmática do Cretáceo Superior, mas não parecem estar relacionadas diretamente com a gênese de tal seção. O rejeito na base do sal é claramente visível em algumas das falhas normais com componente direcional, de direção SE – NW, as quais se apresentam, nas linhas sísmicas perpendiculares a elas, como estruturas em flor (fig. 74), deslocando os depocentros sedimentares da seção pré-sal, Cretáceo Superior e do Terciário, bem como os alinhamentos SW – NE dos diápiros de sal (fig. 75 A, B, C e D). Os ramos destas falhas tende a se unir, como é de se esperar, já no interior do embasamento sísmico, num traço único que pode ser seguido até o limite inferior de tempo das seções.

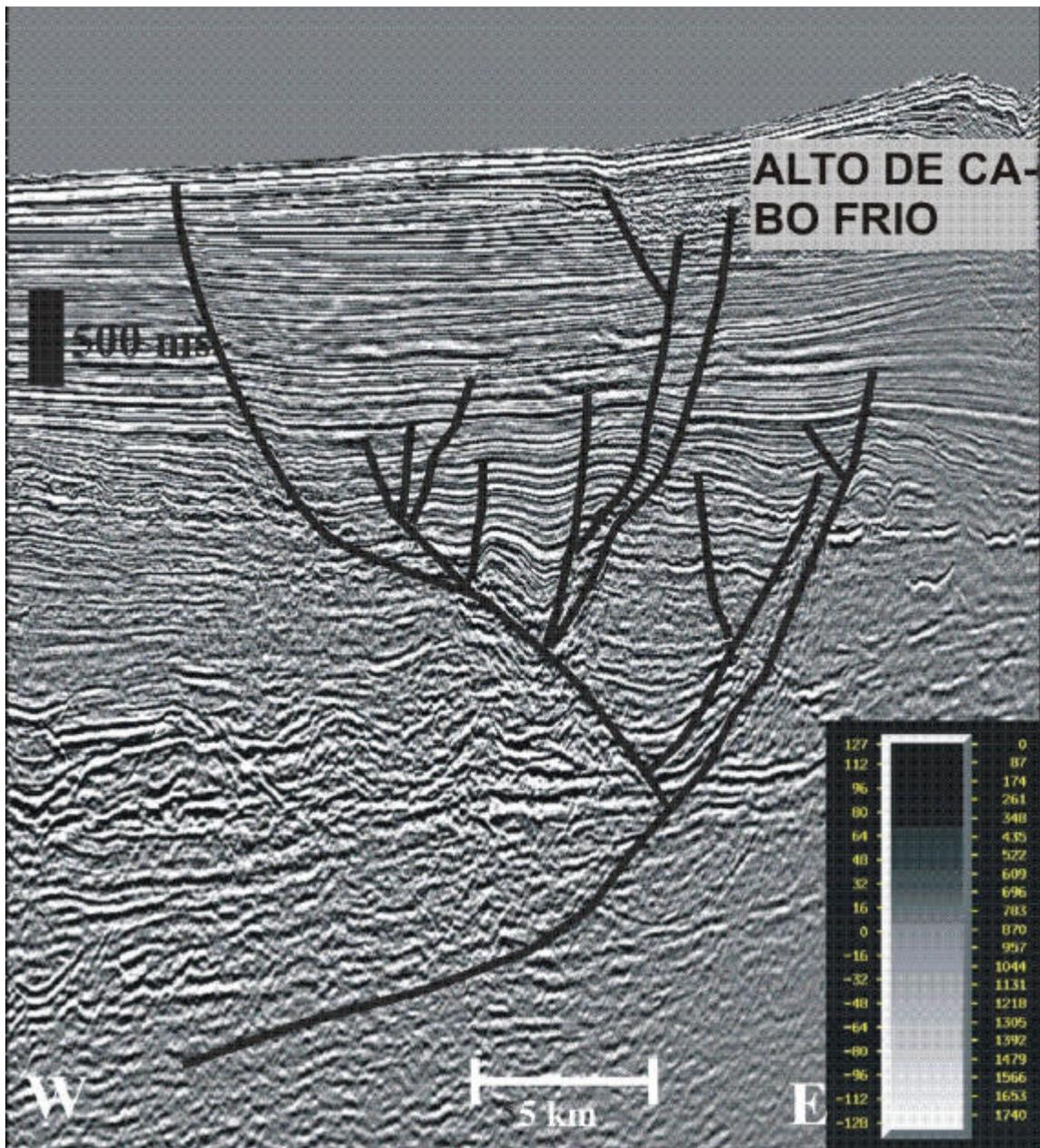


Figura 74 – Seção sísmica na porção SW do Alto de Cabo Frio, mostrando uma zona de falhamentos normais com componente direcional SE-NW. Esta é uma pequena parte da grande zona de falhas mostrada na figura 75.

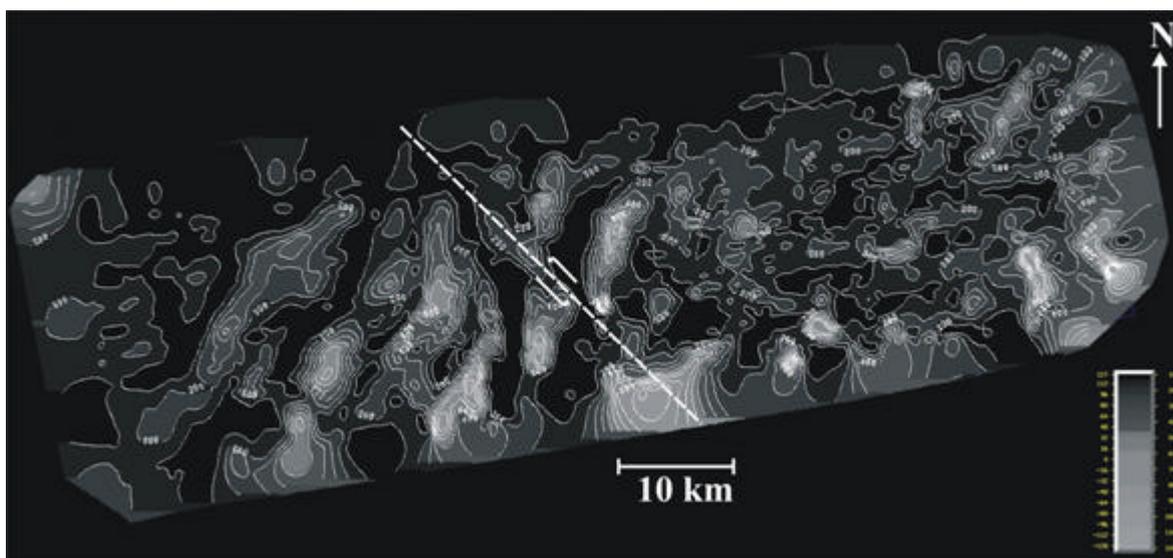
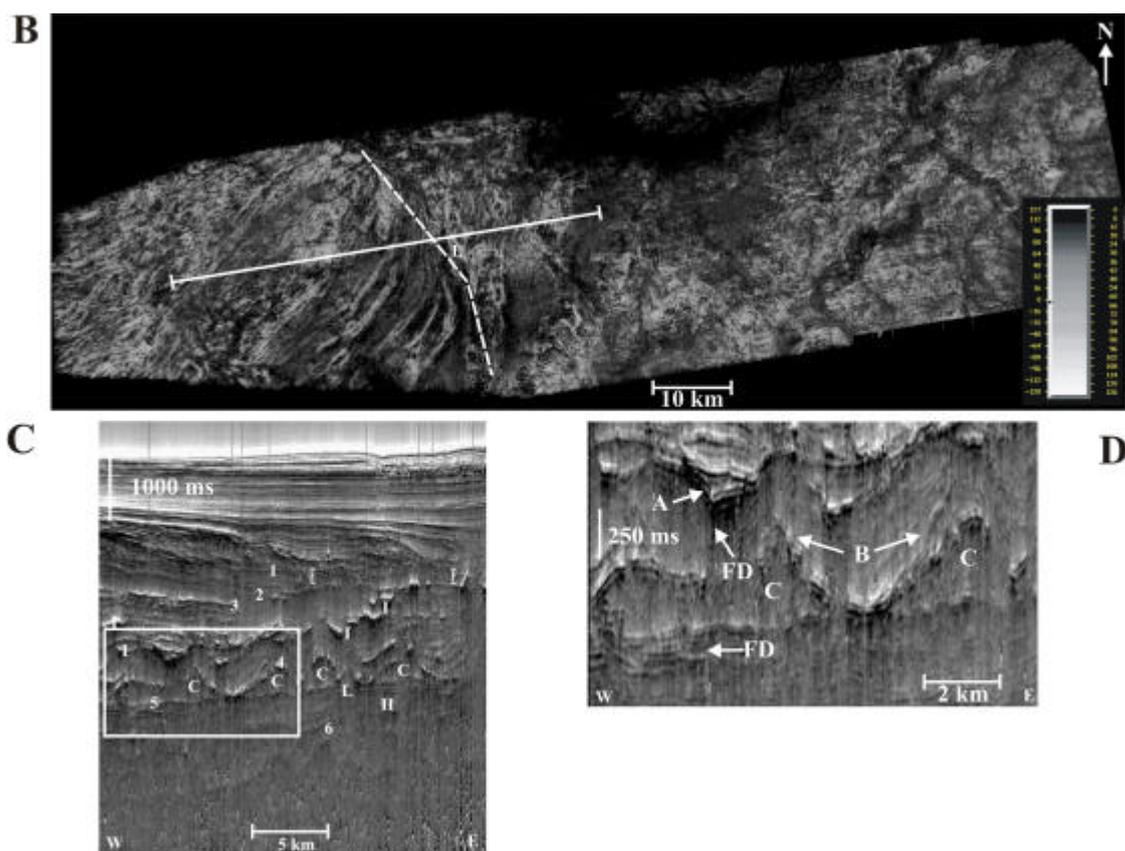


Figura 75 A – Mapa de isócronas dos evaporitos, mostrando o deslocamento dos diápiros e domos de sal por uma falha de transferência SE-NW, localmente sinistral.



Figuras 75 B, C e D – Mapa de amplitudes RMS extraídas da isócrona dos evaporitos e uma seção sísmica representativa, processada com a Técnica VA rotacionada de 90° (Bulhões e Amorim,

2005). A seção sísmica D é um *zoom* da seção sísmica C, a fim de enfatizar um lopólito (A) e um dique anelar (B), provavelmente de idade santoniana. Os flancos do dique anelar coincidem com dois domos de sal (C), sendo concordantes com a minibacia formada entre os dois domos. Notar que o lopólito possui um dique alimentador (FD) que corta a seção pré-sal. Na seção sísmica C, (1) é o topo do Paleoceno, (2) é a discordância K/T, (3) é o topo do Santoniano, (4) é o topo do sal, (5) é a base do sal e (6) é o embasamento magmático do Cretáceo Inferior. Outras feições magmáticas estão assinaladas com (I) quando intrusivas e com (E) quando extrusivas. Notar também que o mesmo lineamento (AL) presente nas figuras 20 e 29 A e B corresponde a um alto de embasamento que é controlado por falhas que podem ter sido normais na época de formação da bacia, tendo sido reativadas como falhas de rejeito direcional (sinistral) no Cenozóico.

As falhas e fraturas de direção SE – NW são aqui interpretadas como os principais dutos do magmatismo pós-Aptiano da área estudada. A observação das figs. 71 e 75 mostra que o Alto de Cabo Frio é controlado por falhas de rejeito direcional. Além disso, a observação de vários *time slices* e mapas de amplitude VA, além da interpretação das seções sísmicas, corrobora perfeitamente a afirmação feita no início deste parágrafo. A importância estratégica da localização deste 3D, sobre boa parte do Alto de Cabo Frio e abrangendo uma pequena parte das duas bacias sedimentares por ele separadas, fez com que o mesmo fosse escolhido para ilustrar esta interpretação. A mesma era imaginada pelo autor apenas como uma possibilidade teórica, quando a área era coberta somente por levantamentos 2D. Um fato de grande importância é o de que corpos magmáticos de diferentes idades estão superpostos, conforme mostra o poço A (Oreiro, 2002), fig. 49, pág. 97, que perfurou hialoclastitos e basaltos do Eoceno e intrusivas do Santoniano/Campaniano.

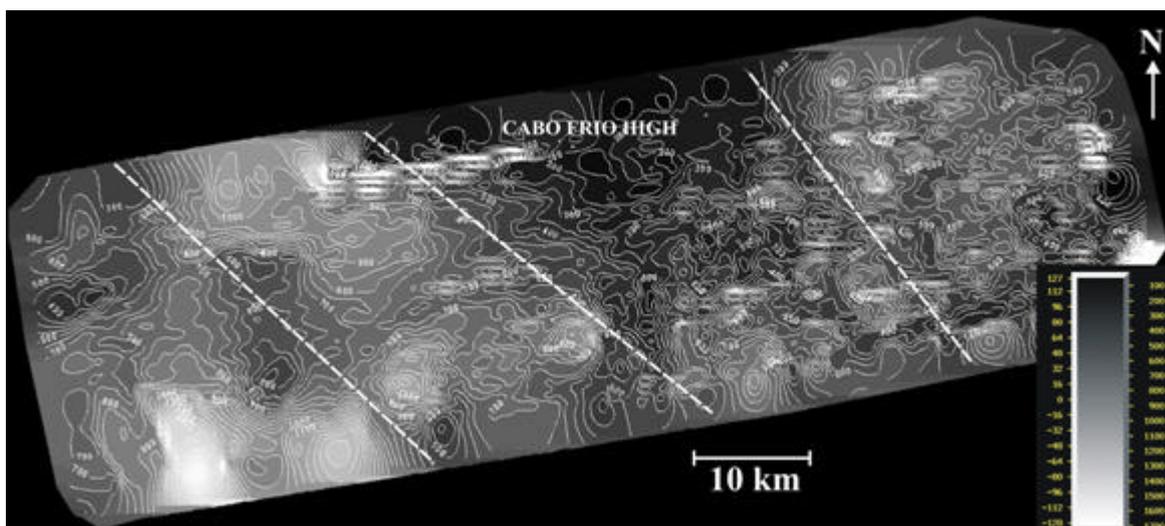


Figura 76 – Mapa de isócronas da seção pré-sal, mostrando o deslocamento dos depocentros (tons claros de cinza) próximo ao Alto de Cabo Frio. Notar que, na parte superior esquerda, há um depocentro orientado na direção SE-NW, ao passo que na Bacia de Santos a maior parte dos depocentros estão orientados na direção SW-NE (Oreiro e Bulhões, 2004).

Baseado nos dados acima expostos, pode-se inferir, com segurança, que o magmatismo pós-sal é mais abundante quando cresce o número de falhas pré-sal; isso é válido também para o magmatismo alcalino dos maciços continentais adjacentes, situados geralmente na zona de intersecção de lineamentos NE com lineamentos NW. No extremo SW da Bacia de Campos, os altos vulcânicos podem atingir centenas de metros (Rangel e Barros, 1994). Esse fato parece claro quando observamos imagens de satélite e mapas geológicos regionais da Região Sudeste do Brasil. Além disso, alguns maciços alcalinos têm seu eixo maior orientado para NW, como acontece com os maciços de Tinguá e Itatiaia. O primeiro, em planta, apresenta formato grosseiramente retangular (10 Km X 6.6 Km) e têm seus limites marcados por lineamentos N45E e N45W (fig. 79). A maioria das feições magmáticas pós-aptianas, observadas nas seções sísmicas e nos mapas elaborados até então, na área de estudo, têm orientação geral SE - NW. Portanto, na presente tese, afirma-se que o controle principal do magmatismo, nas bacias marginais do SE brasileiro e áreas continentais adjacentes, é a reativação de falhamentos profundos de direção NW – SE e, principalmente, sua intersecção com zonas de falhas, também reativadas, de

direção NE - SW, o que corrobora a interpretação de Almeida (1991), enriquecendo-a e fundamentando-a melhor com as evidências acima descritas.

A fig. 77 é um exemplo, em escala de afloramento, do controle estrutural da reativação das zonas de fraqueza pré-existentes no condicionamento do magmatismo na Área de Estudo, seja tal magmatismo de idade cretácea inferior ou terciária.

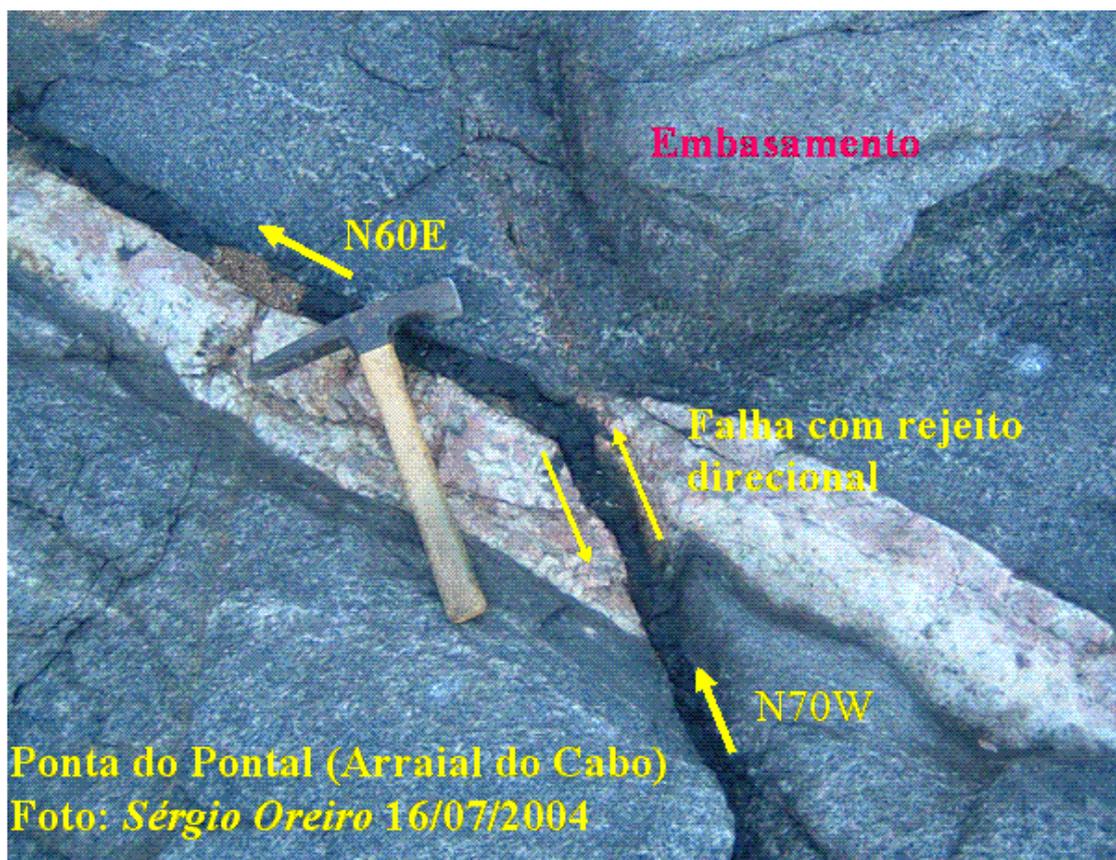


Figura 77 - Fotografia de um dique de rocha básica preenchendo uma falha de rejeito direcional no embasamento pré-cambriano no município de Arraial do Cabo. A superfície do afloramento é aproximadamente horizontal. Observar que o magma básico mudou de direção ao encontrar um dique de pegmatito, passando a preencher o contato entre tal dique e o gnaiss, embora o plano de falha continue. Foto do autor.

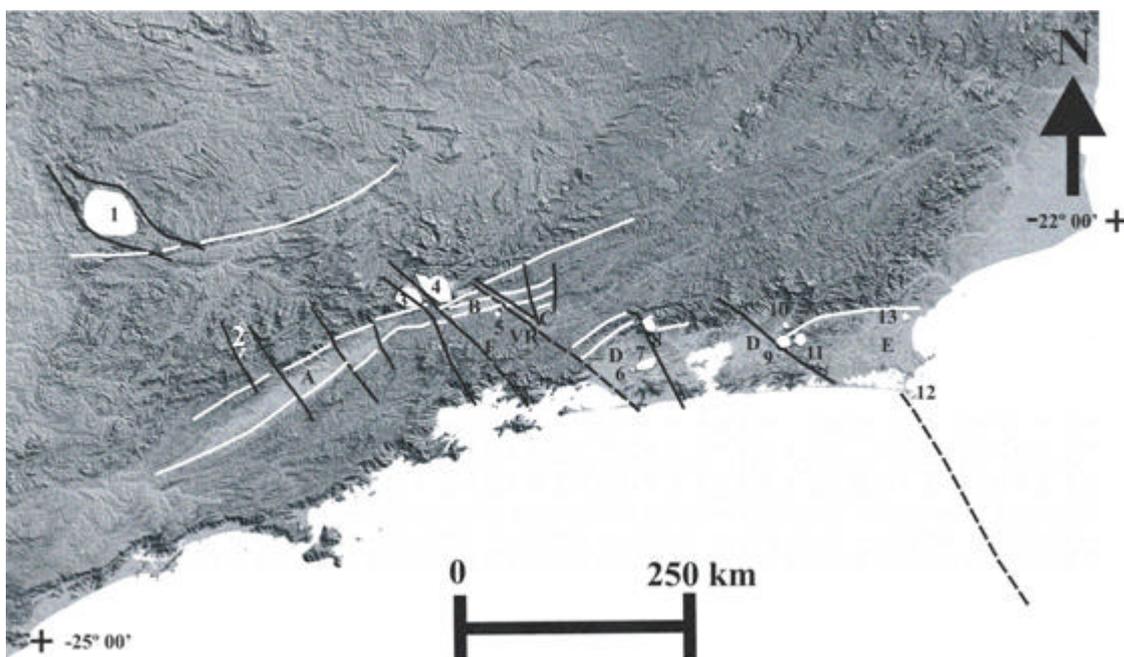


Figura 78 – Mosaico SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) de parte da região Sudeste do Brasil, mostrando corpos alcalinos aproximadamente circulares (em branco: 1, Poços de Caldas; 2, Ponte Nova; 3, Passa Quatro; 4, Itatiaia; 5, Morro Redondo; 6, Marapicu; 7, Mendanha; 8, Tinguá; 9, Soarinho; 10, Tanguá; 11, Rio Bonito; 12, Ilha de Cabo Frio e 13, Morro de São João). São também mostradas em branco as zonas de cisalhamento pré-cambrianas que foram reativadas no Cenozóico como falhas normais, formando o Rifte Continental do SE do Brasil (Almeida, 1976; Ricominni, 1989; Ricominni *et al.*, 2004). Algumas das estruturas que compõem o citado rifte são: A, Bacia de Taubaté; B, Bacia de Resende; C, Graben de Volta Redonda; D, Graben da Guanabara e E, Graben de Barra de São João. As zonas de transferências (ZT) interpretadas pelo autor são mostradas como linhas negras. F e VR são, respectivamente, as ZT do Funil (Almeida, 2001) e Volta Redonda (Valeriano e Heilbron, 1993). Os dados foram obtidos no site da NASA e foram integrados e processados pelo geólogo João Batista Françolin.

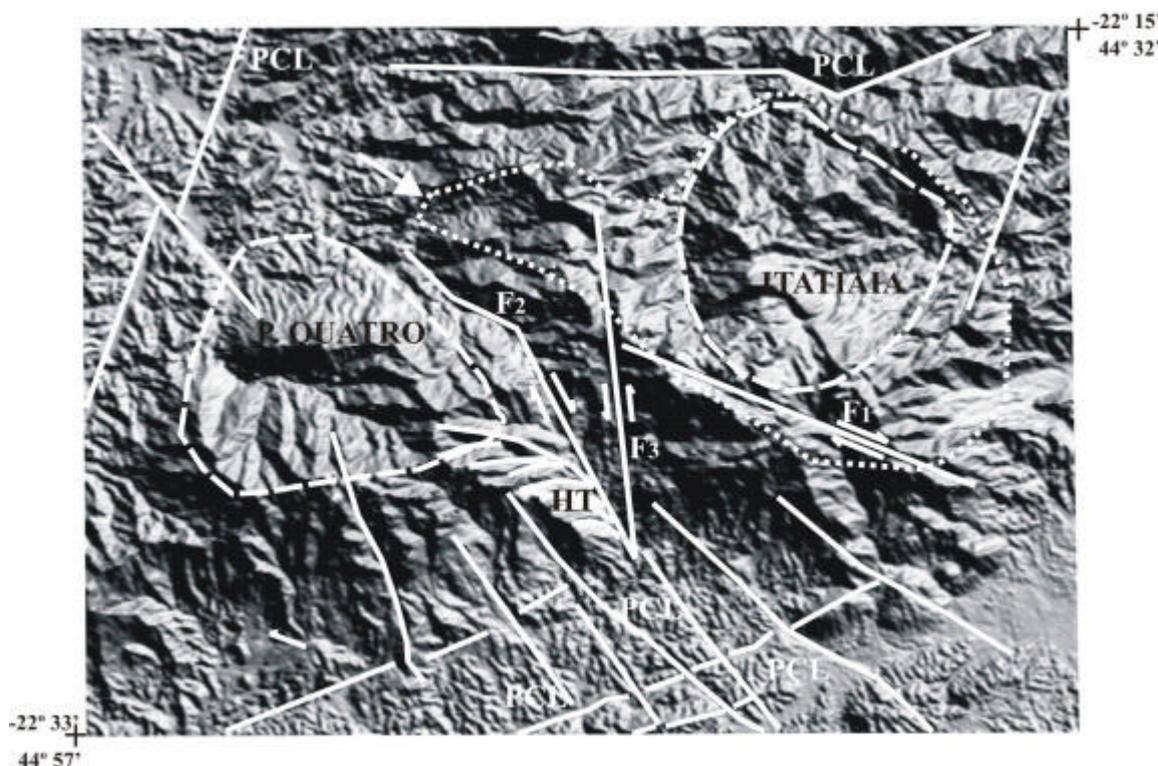


Figura 79 – Detalhe da imagem anterior, mostrando aos maciços alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia, assim como as rochas encaixantes falhadas do Paleozóico Inferior. Notar uma estrutura *horse tail* no limite SE da intrusão de Passa Quatro, a qual pode ser o produto da rotação causada pela intrusão do magma alcalino, provavelmente associada com uma falha de direção NNW. F₁ foi interpretada por Bueno (2000); F₂ é a continuação da Zona de Transferência do Funil, definida por Almeida (2001). Pode-se visualizar a ascensão do magma ao longo de zonas de fraquezas estruturais, seguidas pelo alargamento provocado pela intrusão de magma. PCL – lineamentos pré-cambrianos.

Quanto às características petrográficas das rochas magmáticas das áreas *offshore* adjacentes ao Alto de Cabo Frio (SW da Bacia de Campos e NE da Bacia de Santos), os dados até agora disponíveis mostram que se trata de um magmatismo basáltico, mas não indicam se o mesmo é de natureza toleítica ou alcalina. Em relatório interno da Petrobras, Szatmari *et al.* (2003) concluíram que a maioria das amostras de rochas magmáticas retiradas da seção do Cretáceo Superior, ao norte da Bacia de Santos, são de natureza toleítica, indicando que as falhas que serviram de duto para o magmatismo em questão atingiram o Manto Astenosférico. Adicionalmente, Souza e Cupertino (2002) descreveram rochas

alcalinas (traquitos) obtidos de poços da Bacia de Santos, indicando uma fonte mantélica enriquecida, diferenciação magmática e/ou assimilação crustal durante a ascensão do magma. Há semelhança entre essa suíte de rochas magmáticas santonianas/campanianas na Bacia de Santos e aquela existente na Península de Arraial do Cabo e Ilha de Cabo Frio, onde vários tipos litológicos de idade cenozóica coexistem (rochas alcalinas, basaltos alcalinos, basaltos toleíticos).

Trabalhos recentes atribuem a origem do magmatismo nas margens continentais Leste e Sudeste do Brasil a pulsos intermitentes de manifestação da Pluma de Trindade. Por exemplo, Thomaz Filho e Rodrigues (1999), Conceição *et al.* (2000), Mizusaki *et al.*, (2002), Thomaz Filho *et al.* (2005) e Zalán e Oliveira (2005) interpretaram o magmatismo alcalino do alinhamento Poços de Caldas-Cabo Frio como sendo o produto da passagem da Placa Sul Americana por um *hotspot*, que teria sua continuidade ao longo da Zona de Fraturas Vitória-Trindade. Fodor *et al.* (1989) e Sobreira (1996) propuseram um modelo geológico segundo o qual as rochas vulcânicas eocênicas de Abrolhos teriam sido oriundas de diápiros mantélicos. Por outro lado, Alves *et al.* (2005) adotaram um modelo misto para o magmatismo que ocorre ao longo da Zona de Fraturas Vitória –Trindade; nesse modelo, o citado magmatismo foi controlado pela reativação da zona de fraturas associada à passagem da Placa Sul-Americana sobre a Pluma Mantélica de Trindade.

Ricominni *et al.* (2004), estudando detalhadamente o Rifte Continental do Sudeste Brasileiro, concluíram que o hidrotermalismo, o aumento do fluxo térmico e o magmatismo extrusivo eocênico (~ 50 Ma) das bacias de Resende, Volta Redonda e Itaboraí foi oriundo de um regime tectônico distensional de direção NNW-SSE, que propiciou a abertura de falhas na direção ENE a NE.

Uma evidência que contesta a teoria de plumas mantélicas para explicar a gênese do magmatismo alcalino e basáltico, na região SE do Brasil, é a constatação feita por Guedes (2001) e Guedes *et al.* (2003), que identificaram,

numa área situada entre os municípios de Volta Redonda e Resende, quatro enxames distintos de diques de rochas alcalinas pós-aptianas (incluindo basaltos) com idades variando entre 82 e 48 Ma, sendo que a idade mais recente corresponde à do derrame ankaramítico descrito e datado por Riccomini *et al.* (2004).

Segundo o modelo definido por Cañón-Tapia & Walker (2004), mostrado na fig. 80, a fusão de uma região mantélica tem início em uma zona de baixas velocidades sísmicas (ZBV), onde a interconectividade entre os grãos minerais permite a eventual formação de um conduto vertical inteiramente contido na zona de fusão. Quando esse conduto atinge a altura crítica, que depende da densidade e da pressão litostática das rochas sobrejacentes, ele ascende verticalmente, alimentando-se do suprimento de rocha fundida proveniente da ZBV, podendo atingir a superfície, no caso de a quantidade de rocha fundida ser suficiente para permitir que isso aconteça. Forma-se assim um edifício vulcânico (este modelo supõe que a direção regional de esforço mínimo é horizontal). Se a quantidade de rocha fundida não for suficiente para que o magma chegue à superfície, o processo será abortado, formando-se diques verticais quando σ_3 for horizontal e soleiras quando σ_3 for vertical. Qualquer combinação variável de esforços entre esses extremos produzirá diques com diferentes graus de inclinação. Uma terceira situação, na qual a quantidade de magma interconectado não é suficiente para sustentar a pressão no conduto aberto, é mostrada na fig. 81. Cañón-Tapia & Walker (*op. cit.*) concluem que, analisando-se o grau de interconectividade presente na zona de fusão, juntamente com o campo de esforços regionais, é possível se explicar a maior parte das feições de vulcanismo do mundo. Eles citam ainda que muitos autores, atualmente, tendem a redefinir o conceito de câmara magmática como uma coluna distendida verticalmente, partindo da zona de fusão das rochas. Na visão do autor dessa pesquisa, essa explicação é mais plausível para explicar a gênese do magmatismo da Área de Estudo que a teoria amplamente divulgada de plumas mantélicas e *hotspots*, embora não se possa negar peremptoriamente tal teoria.

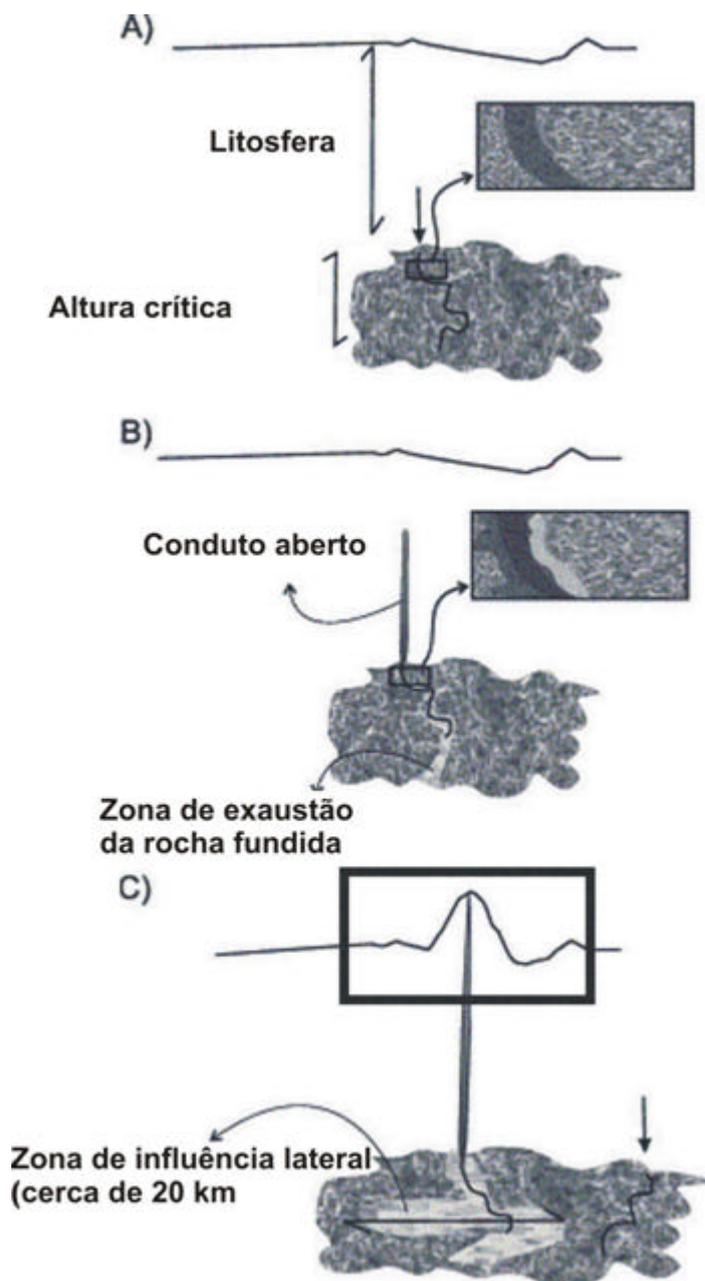


Figura 80 – (À direita). Diagrama mostrando a evolução da rede de material fundido durante o fraturamento hidráulico. (A) mostra o tempo que precede o fato de o canal estreito (linha negra e curva) atingir a altura crítica para iniciar o fraturamento hidráulico. O magma proveniente da Zona de Baixas Velocidades é coletado pelo conduto aberto mostrado em (B), ao mesmo tempo em que se produz uma zona de exaustão da fase líquida em sua vizinhança, aqui representada por tons claros de cinza. (C) mostra um sistema no qual o conduto é grande o suficiente para atingir a superfície da Terra (ou o fundo do mar). A erupção cessa quando a rede de material fundido torna-se incapaz de suprir o conduto com uma quantidade de magma suficiente para sustentar a pressão

dentro do dique, ainda que haja material suficiente na Zona de Baixas Velocidades. As setas em (A) e (C) indicam a origem dos próximos fraturamentos. Os zooms em (A) e (B) mostram em detalhes os efeitos de uma rede bem conectada de material fundido (à direita do conduto). Em C, o retângulo mostra a extensão aproximada da Área de Estudo. (Modificado de Cañón-Tapia e Walker, 2004).

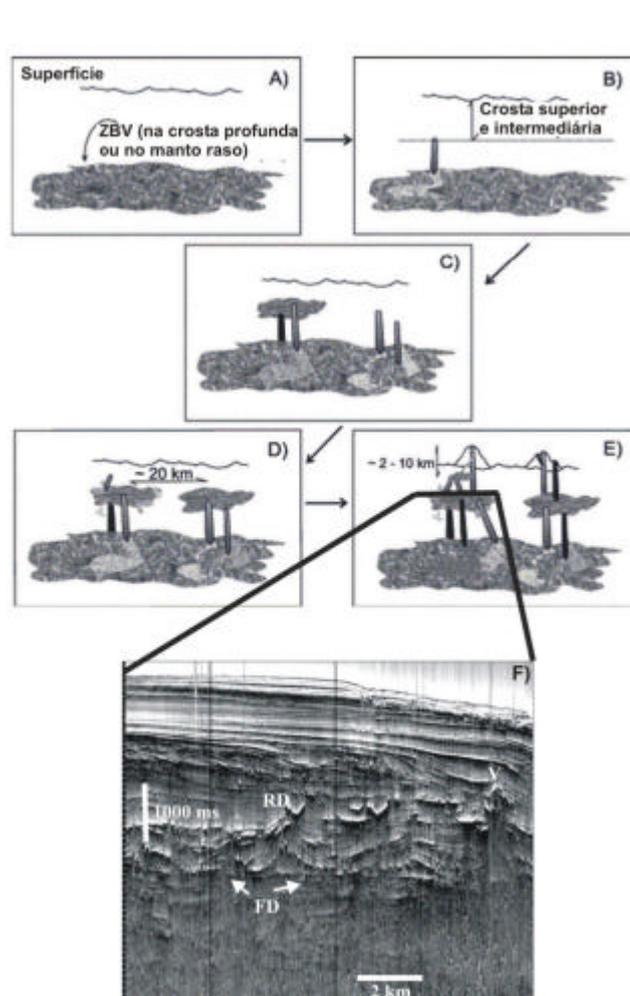


Figura 81 – (À esquerda). Evolução esquemática de um sistema vulcânico justamente antes do final de seu período de gestação. Os condutos de cor cinzenta estão ainda ativos, ao passo que os condutos de cor negra representam eventos mais antigos em que o magma já se solidificou. As zonas em cinza-claro na Zona de Baixas Velocidades (ZBV) começam a se formar, gerando as *mush columns*, que são condutos estreitos e alongados (B). Em C, pode-se ver que a quantidade de magma interconectado não é suficiente para manter a pressão no conduto alongado. Contudo, caso ocorra uma continuação do suprimento de magma, uma zona de fusão parcial formar-se-á

numa região mais profunda. Sua influência sobre o *stress* regional pode resultar em direções de fraturamento hidráulico que se desviam consideravelmente da posição vertical. Notar que o esquema E é similar ao que se vê nas seções sísmicas da área de estudo (F). No exemplo aqui dado, FD são os diques alimentadores, RD são os diques anelares e V é um edifício vulcânico. (Modificado de Cañón-Tapia e Walker, 2004).

O geofísico Don Anderson, com sua teoria de *Topside Tectonics* (Anderson, 2001), tem contestado, há muitos anos, a teoria das plumas mantélicas, utilizando sólida argumentação geofísica (ver capítulo V). Segundo ele, a astenosfera não é homogênea quimicamente e suas variações de temperatura de longo comprimento de onda, em relação à média, são de $\pm 200^\circ \text{C}$, ou seja, englobam os excessos de temperatura que têm sido atribuídos às plumas termais (Anderson, 2001b). Além disso, como grande parte do manto superior está em seu ponto de fusão, os critérios para a intrusão de diques são: (a) o mínimo esforço compressional da litosfera deve ser horizontal e (b) que a fluabilidade do material fundido supere os esforços atuantes no interior da placa. Anderson & Natland (2005) argumentam que os efeitos da pressão nas propriedades dos materiais não são tratados em experimentos e em simulações computacionais de plumas mantélicas e *hotspots*; esse fato por si só mostra que a interpretação de Cañón Tapia & Walker (2004) está alinhada com o grupo de autores que admitem que manifestações magmáticas podem ocorrer sem que seja necessária a existência de um *hotspot* associado a eles.

A diferença entre as interpretações de Anderson (2001) e Cañón Tapia & Walker (2004) é de que o primeiro admite uma participação ativa dos movimentos crustais na fusão mantélica, com reativações de falhamentos, produzindo fusão parcial da astenosfera através de alívio de pressão; os segundos propõem que o magma pode criar seu próprio caminho, caso haja fusão parcial de uma região mantélica cujos interstícios entre os grãos minerais permitam que o magma ascenda. Isto aconteceria desde que sua pressão hidrostática seja superior à pressão litostática das rochas suprajacentes, num contexto em que σ_1 seja preferencialmente horizontal.

A hipótese levantada pioneiramente por Le Pichon e Hayes (1971) e corroborada por Marsh (1973), de que houve uma mudança no pólo de rotação dos continentes sul-americano e africano a partir de cerca de 80 Ma atrás, parece confirmar a teoria de Anderson (2001). Marsh (*op. cit.*) fez uma ligação entre os complexos magmáticos de Angola e da Região Sudeste do Brasil e concluiu que a ligação entre tais complexos coincide com uma zona de falhas transformantes no Oceano Atlântico. Ele relaciona o magmatismo pós-aptiano de tais complexos à propagação das tensões ao longo da direção dessas falhas.

Posteriormente, Almeida (1991), sugeriu que tal mudança no pólo de rotação entre os citados continentes ocasionou falhamentos profundos na crosta, os quais poderiam ter atingido o manto superior e nele ter provocado fusão parcial por alívio de pressão. A reativação dos mesmos falhamentos durante o Santoniano/Campaniano e o Paleoceno/Eoceno, explicaria a superposição, na Área de Cabo Frio, de rochas ígneas correspondentes aos citados períodos. Essa hipótese também é condizente com o modelo geral de Anderson (2001).

Klein (1993) afirmou que o magma alcalino, que originou as rochas intrusivas e extrusivas do maciço do Mendanha, ascendeu ao longo de um lineamento de direção N80°E, na ocasião em que este foi reativado nos períodos Cretáceo e Terciário.

Michele Lustrino (comunicação escrita, 2006) afirmou que o magmatismo da Província Magmática da Serra do Mar não está relacionado a plumas mantélicas. Porém, a leitura do trabalho em que o citado pesquisador é colaborador (Brotzu *et al.*, 2005), trabalho esse que utiliza análises litogeoquímicas e isotópicas, leva à conclusão geral de que a origem das rochas da citada província não é devida a um *hotspot*, contrariando as conclusões de Thompson *et al.* (1998). Mais uma vez, verifica-se uma confusão entre os conceitos de *hotspots* e plumas.

Foulger (2002) interpretou a excessiva produção de magma na Província Vulcânica da Islândia como sendo devida à elevada fertilidade do manto, associada com uma antiga zona de subsidência, de idade Caledoniana, onde tal zona se cruza com um centro de espalhamento atual. A Orogenia Caledoniana, segundo McKerrow *et al.* (2000), ocorreu no Eopaleozóico e se estendeu, de

acordo com Bates e Jackson (1980), da Islândia até a Escandinávia. Em resumo, a Província Vulcânica da Islândia teria se formado por reativações de antigas zonas de sutura. Onde há crosta oceânica subductada, ou uma mistura de crosta e manto peridotítico, pode ocorrer vulcanismo sem que haja necessidade de temperaturas mantélicas elevadas (Yaxley, 2000; Lustrino, 2005).

Há semelhança da situação observada na Islândia por Foulger (*op. cit.*) com a Zona de Subducção Proterozóica relacionada ao segundo estágio de evolução tectônica de Trouw *et al.* (2000), onde ocorreu subducção da margem sul da Placa de São Francisco em relação à Microplaca da Serra do Mar (630 – 520 Ma). No terceiro e último estágio (520-490 Ma), o Domínio Cabo Frio “supracavalga” (*overthrusts*) o Terreno Oriental ao longo de uma falha de empurrão com mergulho para SE (Schmitt *et al.*, 2004, fig. 82). Tal tectonismo Proterozóico/Eopaleozóico formou inúmeras zonas de fraqueza que, posteriormente, foram reativadas durante os já citados episódios fanerozóicos de intensificação da Orogenia Andina, originando o magmatismo aqui descrito.

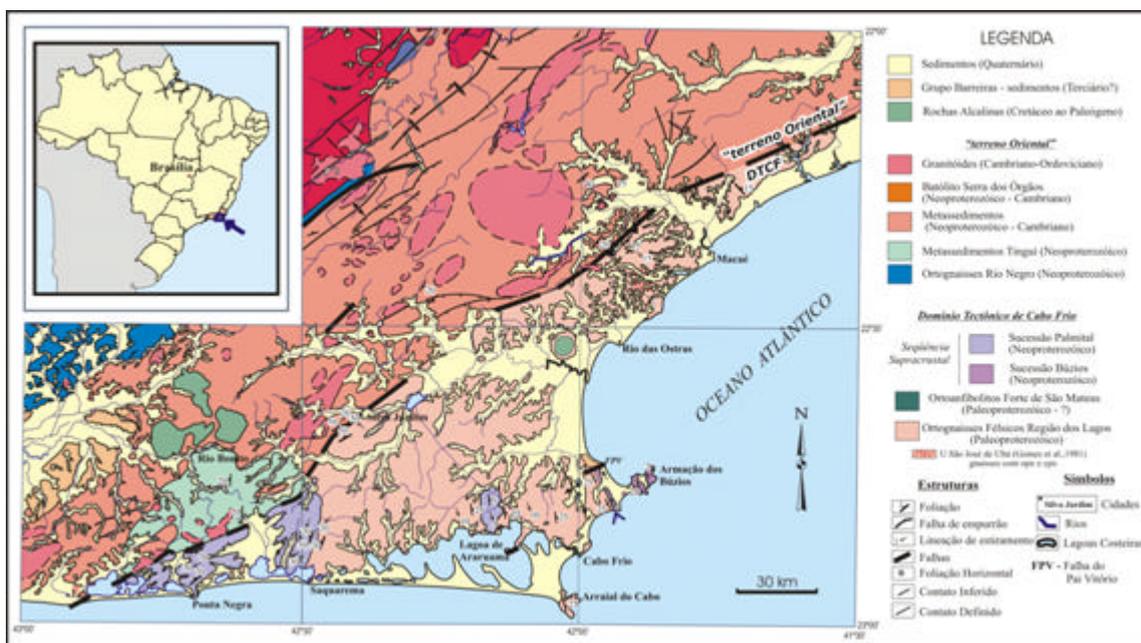


Figura 82 – Mapa geológico de parte da Área de Cabo Frio, mostrando as unidades tectônicas pré-cambrianas. Observar que o Domínio Tectônico Cabo Frio cavalga o Terreno Oriental. Esse evento ocorreu no início do Paleozóico. (Schmitt *et al.*, 2004).

Finalmente, é digno de nota que Fairhead e Wilson (2005) fizeram um estudo detalhado dos processos de deformação no Oceano Atlântico Sul, utilizando dados de satélite de alta resolução. Eles sugeriram que falhas paralelas ao movimento da Placa Sul-Americana, orientadas para NW, são mais susceptíveis de sofrerem reativação, nas escalas micro e macro. Eles também sugeriram que o Alto do Rio Grande provavelmente sofreu cisalhamento e extensão dextrais (Fig. 84). A feição chamada por eles de Alto do Rio Grande é, na verdade, a Zona de Deformação Cruzeiro do Sul (ZDCS), descrita pioneiramente por Souza (1991). Na presente tese, o Alto de Cabo Frio é interpretado como uma continuação, em direção ao litoral, da ZDCS. Portanto, a interpretação de Fairhead e Wilson (2005) está em concordância com a interpretação feita na presente pesquisa, ou seja, a de que a intensificação dos eventos magmáticos sobre o Alto de Cabo Frio e suas adjacências é causada pela reativação de zonas de transferência SE-NW que foram identificadas no mapeamento de linhas sísmicas 2 D e 3 D.

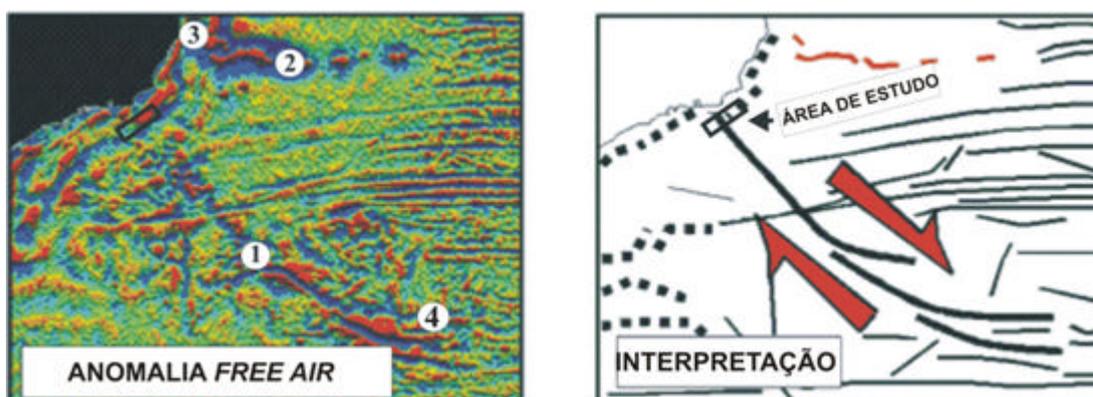


Figura 83 - Imagem de gravimetria *free air* (à esquerda) e interpretação de Fairhead e Wilson (2005, à direita). As anotações adicionadas são: (1) Zona de Deformações Cruzeiro do Sul (Souza, 1991), (2) Zona de Fraturas Vitória-Trindade, (3) Complexo Vulcânico de Abrolhos e (4) Alto do Rio Grande. O pequeno retângulo é a área do levantamento sísmico 3D utilizado na presente tese.

XIII. CONCLUSÕES

O magmatismo pós-Aptiano na área de estudo resultou da reativação de falhamentos profundos oriundos da quebra do Supercontinente Gondwana. O mapeamento acurado de rochas magmáticas na área, utilizando o método sísmico 3D e a Técnica VA, mostrou que diques e edifícios vulcânicos formados no Cretáceo Superior e Terciário muitas vezes se superpõem, acompanhando as direções dos falhamentos SW – NE, SE – NW (principalmente esses últimos, responsáveis por acomodações dos movimentos da Placa Sul-Americana) e as intersecções dos dois sistemas, onde as feições magmáticas são mais abundantes e podem atingir espessuras da ordem de 500 m ou mais.

Uma revisão da literatura, juntamente com os resultados do presente estudo, revelou que os principais pulsos magmáticos pós-Aptianos ocorreram no Albiano, no Santoniano/Eocampaniano, no Maastrichtiano e no Paleógeno (Paleoceno e Eoceno). Não foram encontrados indícios claros de magmatismo mais jovem que a porção inferior do Eoceno Médio, tanto nas bacias de Santos e Campos quanto nas áreas continentais adjacentes.

A reativação de falhamentos profundos pode ter propiciado, por alívio de pressão, a fusão parcial de porções do manto superior. O magma assim gerado ascendeu em colunas subverticais até atingir a superfície, formando os edifícios vulcânicos, ou então intrudiu no interior da crosta formando, no caso da área de estudo e regiões continentais adjacentes, diques, *sills* e maciços, de natureza predominantemente basáltico-toleítica *offshore* e alcalina *onshore*.

O mapeamento acurado das seqüências magmáticas na Área de Estudo usando levantamentos sísmicos convencionais 2D e 3D e alguns de seus atributos, tais como aqueles revelados pela Técnica VA, demonstra que feições intrusivas e extrusivas formadas no Neocretáceo e no Eoterciário freqüentemente se superpõem ao longo de zonas de falhas e fraturas de direção SW-NE e SE-

NW, sendo que essas últimas se formaram por acomodações no movimento da Placa Sul-americana.

As reativações de zonas de falhamentos profundos parece ser a principal causa da fusão parcial da astenosfera por alívio de pressão. O magma gerado por esse processo ascende através de colunas subverticais e atingiu o paleofundo do mar formando edifícios vulcânicos, ou então intruiu na coluna sedimentar formando diques e soleiras. Essa conclusão é uma forte indicação de que o magmatismo na Área de Estudo e suas proximidades não é devida à atuação de plumas mantélicas.

Por fim, o autor da presente pesquisa não descarta peremptoriamente a possibilidade de ocorrência de plumas magmáticas e *hotspots* nas áreas aqui consideradas, uma vez que, no atual estágio do conhecimento geológico, está em curso um debate entre os grupos que defendem e os que negam o modelo das plumas, sem que haja um argumento decisivo a favor de qualquer um deles. O estudo intensivo da literatura geológica disponível até o presente momento indica que há um uso indiscriminado dos conceitos de plumas e *hotspots*, cujas definições freqüentemente variam conforme a especialidade dos autores que utilizam tais conceitos.

A integração futura dos resultados aqui apresentados com estudos intensivos de Petrografia, Petrologia e Litogeoquímica é fundamental para se estabelecer um modelo genético robusto para o magmatismo estudado nesse trabalho. A presente pesquisa terá atingido plenamente seu objetivo quando houver a formação de grupos interdisciplinares de estudo e a introdução efetiva em nosso país do debate entre os adeptos da teoria das plumas e dos que a questionam.

IXV. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abreu, S. F. 1957. O Distrito Federal e seus recursos naturais. Rio de Janeiro, IBGE, 318p.
- Agassiz, L. E., Agassiz, C., 1868. Journey to Brazil. Boston, Thicknor and Fields, 550p.
- Almeida, F.F.M., 1958. O Planalto Paulistano. *In: Associação dos Geógrafos Brasileiros. A cidade de São Paulo.* ABG, São Paulo, p. 113-167.
- Almeida, F. F. M., 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brasil. *An. Academ. Bras. de Ciênc.*, 48 (supl.) p. 15-26.
- Almeida, F. F. M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste, São Paulo*, p. 423-428.
- Almeida, F. F.M., Carneiro, C. D. R., 1998. Origem e Evolução da Serra do Mar. *Rev. Bras. de Geoc.* 28, p. 135- 150.
- Almeida, S. H. S., 2001. Gravimetria e tectônica do Cinturão Ribeira na região limítrofe entre os estados de São Paulo e Rio de Janeiro. UNESP, tese de doutoramento, 201 p.
- Alves, E. C., Maia, M., Schel, S. E., 2005. Zona de Fratura de Vitória-Trindade no Atlântico Sudeste e suas implicações tectônicas e magmáticas com o Bordo Continental Sudeste. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio-RJ*, p. 325-330.
- Amador, E. S., Castro, M. I. B., 1976. Depósitos neoceno-zóicos da Bacia de Volta Redonda, RJ. *In Anais do 29º Congresso Brasileiro de Geologia, SBG, Vol. 1*, p. 307-327. Ouro Preto, MG.
- Anderson, D. L., 1998. The scales of mantle convection, *Tectonophys.*, 284, p. 1–17,
- Anderson, D. L., 2001a. Top – Down Tectonics? *Science*, V. 93, p. 2016- 2018.
- Anderson, D. L., 2001b. The Thermal State of Upper Mantle: no Role for Mantle Plumes. *Geophys. Res. Letters*, V.7, nº 22, p. 3623-3626.
- Anderson, D. L. 2004. What is a Plume? Do site www.mantleplumes.org.
- Anderson, D. L., 2005a. The Plume Assumption: Frequently Used Arguments. Do site <http://www.mantleplumes.org/FUA.html>.
- Anderson, D. L. 2005b. The Complete Hotspot Catalogue. In FOULGER, D.L., NATLAND, J. H., PRESNALL, D.C. and ANDERSON, D.L., eds.: *The Plate and Plume Paradigms.*, Geological Society of America Special Vol. 388, 881 p.
- Anderson, D. L., 2005c. Scoring Hotspots: The Plume and Plate Paradigm. *In: Foulger, D.L., Natland, J. H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds. The Plate and Plume Paradigms.* Geological Society of America Special Vol. 388, 881 p.

Anderson, D. L., Natland, J. H., 2005. A Brief History of the Plume Hypothesis and its Competitors: Concept and Controversy. *In: The Plate and Plume Paradigms*. In Foulger, D. L., Natland, J. H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds. *The Plate and Plume Paradigms*. Geological Society of America Special Vol. 388, 881 p.

Anguita, F., Hernán, F., 2000. The Canary Islands origin: a unifying model. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 103, Issues 1-4, p. 1-26.

Araújo, A. L.N., 1995. Geologia, geoquímica e petrologia das rochas alcalinas da Ilha de Cabo Frio e das áreas continentais adjacentes, Arraial do Cabo-RJ. Dissertação de Mestrado, UFF, Niterói, 114 p.

Asmus, H. E., Ponte, F. C., 1973. The Brazilian Marginal Basins, *in* NAIR, A. E. & STEHLI, F. G., eds. *The Ocean Basins and Margins*, v. 1, The South Atlantic: New York, Plenum Press, p. 87-132.

Bailey, E. B., 1967. James Hutton – The Founder of Modern Geology. Elsevier, Amsterdam, 161 p.

Bates, R. L. E. Jacksons, J. A. (eds.), 1980. *Glossary of Geology*. American Geological Institute Falls Church, 2nd edition, Virginia, EUA.

Bayer, H. J., Hötzl, H., Jado, A. R., Röscher, B., Voggenreiter, W., 1988. Sedimentary and structural evolution of the northwest Arabian Red Sea margin. *Tectonophysics*, V. 153, Issues 1-4, p. 137-151.

Bennio, L., Brotzu, P., D'Antonio, M., Feraud, G., Gomes, C. B., Marzoli, A., Melluso, L., Morbidelli, L., Merra, V., Rapaille, C., Ruberti, E., 2003. The tholeiitic dike swarm of the Arraial do Cabo peninsula (SE Brazil): ³⁹Ar/ ⁴⁰Ar ages, petrogenesis, and regional significance. *Journal of South American Earth Sciences*, V. 16, p. 163-176.

Beurlen, K. and Sommer, F.W., 1954. Restos vegetais fósseis e tectônica da Bacia Calcárea de Itaboraí, Estado do Rio de Janeiro. *Bol. 149, DNPM/DGM*, 27p.

Bosworth, W. Huchon, P., McClay, K., 2005. *Journal of Africa Earth Sciences*, V. 43, Issues 1-3, p. 334-338.

Brotzu, P., Melluso, L., d'Amelio, F., Lustrino, M., 2005. Potassic dykes and intrusions of the Serra do Mar Igneous Province (SE Brazil). *In* Comin-Chiaramonti, P., Gomes, C. B. *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EdUSP, São Paulo, SP, Brasil.

Bueno, J. M. R., 2000. Análise estrutural, morfoestrutural e modelagem tridimensional dos maciços de Itatiaia e Passa Quatro: uma comparação com a evolução tectônica cenozóica do Rift do Sudeste Brasileiro. Trabalho de Formatura 9, UNESP, Rio Claro, SP, 61 p.

Bueno, G. V., 2004. Diacronismo de eventos no Rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, V. 12, nº 12, p. 203-229.

Bulhões, E. M., 1999. Técnica "VOLUME DE AMPLITUDES" para mapeamento de feições estruturais. *Anais do VI Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, Salvador, Ba.

Bulhões, E. M., Amorim, W. N. de, 2005. Princípio da Sismocamada Elementar e sua Aplicação à Técnica de Volume de Amplitudes (tec. VA). Ninth International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Salvador, Brasil.

Cañón-Tapia, E., Walker, G. P. L., 2004. Global Aspects of Volcanism: the Perspectives of "Plate Tectonics" and "Volcanic Systems". *Earth-Science Reviews*, V. 66, p. 163-182.

Capra, L., Macías, L., Scott, K. M., Abrams, M., Garduño-Monroy, V. H., 2002. Debris avalanches and debris flows transformed from collapses in the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico – behavior, and implications for hazard assessments. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 113, Issues 1-2, p. 81-110.

Castro, P. J. M., Latgé, M. A. L., 1987. Curso de Métodos Potenciais. PETROBRAS, Belém (PA), 80 p.

Cawood, P. A., 2005. Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews*, V. 69, p. 249-269.

Cobbold, P.R., Szatmari, P., 1991. Radial gravitational gliding on passive margins. *Tectonophysics*, V. 188, p. 249–289

Cobbold, P. R., Meisling, K. E., Mount, V. S., 2001. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, Vol. 85, nº 11, p. 1925-1944.

Coffin M. & Eldholm, O., 2004. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions and external consequences. *Rev. Geophys.* 32, p. 1–36.

Conceição, J. C. de J., Szatmari, P., Destro, N., Evensen, N. M., York, D., Smith, P. E., 2000. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkali intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil. *International Geological Congress*, 31, Rio de Janeiro- RJ, Abstracts, CD-ROM.

Cordani, U. G., 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim do Instituto de Geologia e Astronomia*, São Paulo, Vol. 1, p. 9-76.

Courtillot, V., Davaille, A., Besse, J., Stock, J., 2003. Three Distinct Types of Hotspots in the Earth's Mantle. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 205, p. 295-308.

Davaille, A., Girarde, F., Le Bars, M., 2002. How to Anchor Hotspots in a Convecting Mantle? *Earth and Planetary Science Letters*, V. 203, p. 621-634.

Della Fávera, J. C., 2001. Fundamentos de Estratigrafia Moderna. Editora da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 263p.

Demercian, L. S.; Szatmari, P., Cobbold, P. R., 1993. Style and Pattern of Salt Diapirs due to Thin-skinned Gravitational Gliding, Campos and Santos Basins, offshore Brazil. *Tectonophysics*, v. 228, p. 393-433.

Derby, O. A., 1877. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro, Museu Nacional. vol. 2, pp. 77-104.

Dias, J. L., 2006. Estratigrafia e Sedimentação dos Evaporitos Aptianos na Margem Leste Brasileira. XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju.

Dias, J. L., Scarton, J. C., Esteves, F. R., Carminatti, M., Guardado, L. R., 1990. Aspectos da Evolução Tectono-sedimentar e a Ocorrência de Hidrocarbonetos na Bacia de Campos, *In*: Raja Gabaglia, G. P., Milani, E.J. (coords.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro, PETROBRAS.

Duarte, O. O., 2005. Dicionário Enciclopédico Inglês-Português de Geofísica e Geologia. SBGF, 3ª Ed., Rio de Janeiro, 377p.

Esteves, C. A. e Rodrigues, J. J. G., 2003. Ocorrência de Ígneas no Norte da Bacia de Santos. PETROBRAS, S.A., Relatório Interno, 28 p.

Fairhead, M. J., Wilson, M., 2005. Plate tectonic processes in the South Atlantic ocean: Do we need Mantle Plumes? *In* Foulger, G. R., Natland, J. H., Presnall, D. C. and Anderson, D. L., eds. Plates, Plumes and Paradigms, Geological Society of America, p. 537-554.

Ferrari, A. L., 2001. Evolução tectônica do Graben de Guanabara. São Paulo, IGC-USP, Tese de Doutorado, 412 p.

Ferrari, A. L., Riccomini, C., 1999. Campo de esforços Plio-Pleistocênicos na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul) e sua relação com a tectônica regional. *Rev. Bras. de Geoc.*, V. 2, nº 29, p. 195-202.

Ferrari, A. L. e Silva, M. A. M, 1997. Bacia do Macacú (RJ): proposta de uma nova bacia do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. *In* Atas do 5º Simpósio de Geologia do Sudeste, Penedo, Itatiaia-RJ, p. 32-34.

Fitton, J. G., Saunders, A. D., Norry, M. J., Hardarson B. S., Taylor, R. N., 1997. Thermal and chemical structure of the Iceland Plume. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 153, Issues 3-4, p. 197-208.

Fodor, R. V. J., McKee, E. H., Asmus, H. E., 1983. K-Ar ages and the opening of the South Atlantic Ocean: basaltic rock from the Brazilian margin. *Marine Geology*, Vol. 54, ISSUES 1-2, p. M1- M8.

Fontana, R. L., 1987. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte sul da Plataforma de Florianópolis. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal de Ouro Preto, Minas Gerais, 128 p.

Fontana, R. L., 1996. Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 214 p.

Foulger, G. R., 2002. Plumes, or plate tectonic processes? *Astronomy & Geophysics*, Vol. 43, p. 6.19-6.23.

Foulger, G. R., 2003. Plates, plumes and Popper. The Geological Society of London Great Plumes Online Debate. *In* www.geolsoc.or.uk/plumesdebate website.

Foulger, D.L., Natland, J. H., Presnall, D.C., Anderson, D.L., eds., 2005. Plates, Plumes and Paradigms. Geological Society of America, Special Vol. 388, 881 p.

Foulger, G. L., Anderson, D. L., 2005. A cool model for the Iceland hotspot. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 141, p. 1-22.

Foulger, G. R., Natland, J. H., Anderson, D. L., 2005. A Source for Iceland Magmas in Remelted Iapetus Crust. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, V. 141, p. 23-44.

Foulger, G.R., Pritchard, M. J., Julian, B. R., Evans, J.R., Allen, R. M., Nolet, G., Morgan, W.J., Bergsson, B. H., Eredsson, P., Jacobsdottir, S., Ragnarson, S., Stefansson, R., Vogfjörðt, K., 2000. The seismic anomaly beneath Iceland extends down to the mantle transition zone and no deeper. *Geophys. J. Int.*, V. 142, p. F1-F5.

França, A. B., Oliveira, F.R.B., 2004. Sedimentação e vulcanismo no Cretáceo Superior – Eoceno, Sul da Bacia de Campos. *Anais do XLII Congresso Brasileiro de Geologia, Araxá-MG*.

Freitas, J. T. R., 2006. Ciclos deposicionais evaporíticos da Bacia de Santos: uma análise cicloestratigráfica a partir de dados de dois poços e de traços de sísmica. *Dissertação de Mestrado, UFRRS, Porto Alegre*, 168 p.

Gamboa, L. A. P., Machado, M. A. P., Silveira, D. P., Freitas, J. T. R. F., Silva, S. R. P., 2006. Interpretação Sísmica e Controle Tectono-Estratigráfico dos Evaporitos Estratificados no Atlântico Sul, com ênfase na Bacia de Santos. *XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, Aracaju*.

Gernigon, L., Lucazeau, F., Brigaud, F., Ringenbach, J-C, Planke, S., Le Gall, B., 2006. A moderate melting model for the Vøring margin (Norway) based on structural observations and a thermo-kinematical modeling: Implication for the meaning of lower crustal bodies. *Tectonophysics*, nº 412, p. 255-278.

Golonka, J. & Bocharova, N. Y., 2000. Hotspot activity and breakup of Pangea. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, V. 161, Issues 1-2, p. 49-69.

Gomes, B. S., Rizzo, J. G., 1988. Modelagem Gravimétrica na Bacia de Campos. *35º Congresso Brasileiro de Geologia, Anais, vol. 4, pág. 1657-1676. Belém-PA*.

Greenwood, J. C., 2001. The secular geochemical evolution of the Trindade Mantle Plume. *Doctorate Thesis, University of Cambridge*, 292p.

Griesemer, A. D., 1998. The Earth's Version of the Old Bump and Grind: Plate Tectonics. Meeting 1597, The Fortnightly Club of Redlands, California, USA.

Gudmundsson, A., 1995. Infrastructure and mechanics of volcanic systems in Iceland. *J. Volcanology Geoth. Res.*, V. 64, p. 1-22.

Gudmundsson, A., 2006. How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes. *Earth and Science Reviews*, in press. Artigo *online*, disponível no site www.sciencedirect.com, Copyright © 2006 Elsevier B.V.

Guedes, E., 2001. Magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento das bacias de Resende e Volta Redonda: petrologia, geocronologia e caracterização tectônica. Dissertação de Mestrado, UERJ, 132 p.

Guedes, E., Heilbron, M., Vasconcelos, P. M., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Teixeira, W., Thomaz Filho, A. 2005. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of dikes 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 Sciences*, V. 18, Issues 3-4, p. 371-382.

Hartt, C. F., 1872. 'Recent explorations in the valley of the Amazonas, with map'. Em *Transactions of the American Geographical Society of New York*. Albany, American Geographical Society, vol. III, pp. 231-52.

Haewkesworth, C. J.; Gallager, K.; Kirstein, L.; Mantovani, M. S. M., Peate, D. W., Turner, S.P., 2000. Tectonic Controls on Magmatism Associated with Continental Break-up: an Exemple from the Paraná-Etendeka Province. *Earth and Planetary Science Letters*, 179, p. 335-349.

Herz, N., 1987. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, p. 101-112.

Heilbron, M., Valeriano, C. M., Valladares, C. S., Machado, N., 1995. A Orogênese Brasileira no Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Rev. Bras. de Geociências*, 25 (4), p. 249-266.

Heilbron, M., Mohriak, W. U., Valeriano, C. M., Milani, E. J., Almeida, J. C. H, Tupinambá, M., 2000. From Collision to Extension: the Roots of Southeastern Continental Margin of Brazil. *In* Mohriak, W. U. & Talwanil, M., eds. *Atlantic Rifts and Continental Margins*. Washington, American Geophysical Union. *Geoph. Monogr. Ser.* 115, p. 1-32.

Holmes, A., 1978. *Principles of Physical Geology*. Nelson Eds., London, 730 p.

Kerr, R. A., 2003. Mantle Plumes Both Tall and Short? *Science*, V. 302, p. 1643.

King, S. D., 2004. Understanding the Edge-Driven Convection Hypotesis. Do site <http://www.mantleplumes.org/EDGE.html>.

King, S. D., Anderson, D. L., 1998. Edge Driven Convection. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 160, p. 289-296.

Knierim, T., 2005. Empedocles. *In*: *Presocratic Greek Philosophy*, www.thebigview.com, P. 13-15.

Kuhn, T. S., 1962. *Structure of Scientific Revolutions*. University of Chicago Press, 172 p.

Johnson, E., 2004. James Hutton and Plate Tectonics: Parallels in Time? Honours Thesis Paper, Washington State University, USA, 36 p.

Ji, Y., Nataf, H. C., 1998. Detection of mantle plumes in the lower mantle by diffraction tomography: Hawaii. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 159, Issues 3-4, p. 99-115.

Joly, J., 1925. *The Surface History of the Earth*. Oxford.

Klein, V. C., 1993. O Vulcão Alcalino de Nova Iguaçu (Estado do Rio de Janeiro): Controle Estrutural e Processo de Erupção. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 108 p.

Klein, V. C., Valença, J. G., 1984. Estruturas Almofadadas em Derrame Ankaramítico na Bacia de São José de Itaboraí, Rio de Janeiro. Anais do 33^o Congr. Bras. de Geol., Rio de Janeiro, RJ, SBG/RJ, p. 43-48.

Kholodov, N. V., 2001. About the Nature of Mud Volcanoes (in Russian). Nature (Russian), 11, p.47-58.

Kuhn, T., 1962. The Structure of Scientific revolutions. Publ. Chicago University Press.

Lamego, A. R., 1948. O Homem e a Guanabara. Biblioteca Geográfica Brasileira, publ. n^o 5, Conselho nacional de Geografia, Rio de Janeiro.

Leinz, V., 1938. Os calcários de São José, Niterói, Estado do Rio de Janeiro. Mineração e Metalurgia, n^o 3, p. 153 – 155.

Le Pichon, X. e Hayes, D. E., 1971. Marginal offsets, fracture zones and the early opening of the South Atlantic. J. Geophys. Res., V. 76, p. 6283.

Leslie, S. C., Moore, G. F., Morgan, J. K., Hills, D. J., 2002. Seismic Stratigraphy of the Frontal Hawaiian Moat: Implications for Sedimentary Processes at the Leading Edge of an Oceanic Hotspot Trace. Marine Geology, 184, p. 143-162.

Lirer, L., Pescatore, T., Booth, B., Walker, G.P.L., 1973. Two Plinian Pumice-fall Deposits from Somma-Vesuvius, Italy. Geol. Soc. Am. Bull., n 84, p. 759-772.

Lundin, E., Doré, A. G., 2002. Mid-Cenozoic post-breakup deformation in the 'passive' margins bordering the Norwegian–Greenland Sea. Marine and Petroleum Geology, V. 19, Issue 1, pp. 79-93.

Lustrino, M., 2005. Basaltic magmatism influenced by high pressure basaltic lithologies stored in the upper mantle. Do site <http://www.mantleplumes.org/LowerCrust.html>

Macedo, J. M., 1989. Evolução Tectônica da Bacia de Santos e Áreas Continentais Adjacentes. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 3, no. 3, p. 159-163.

Marsh, B. D., 2000. Magma Chambers. Enciclopédia of Volcanoes, p. 191-206.

Marsh, J. S., 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. Earth and Planetary Science Letters, V. 18, p. 317-323.

McKerrow, W. S., Niocaill, C. M., Dewey, J. F., 2000. The Caledonian Orogeny redefined. Journal of geological Society, London, V. 157, p. 1149-1154.

Meis, M. R. M., Amador, E. S., 1977. Contribuição ao estudo do Neocenozóico da Baixada da Guanabara: Formação Macacu. Revista Brasileira de Geociências, vol. 7, n^o 2, p. 150-174.

Meyerhoff, A. A., Meyerhoff, H. A., 1972. The New Global Tectonics: Major Inconsistencies. AAPG Bulletin, V. 56, Issue 2, p. 269-336.

Milani, E.J., Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary basins of South America. *In*: Cordani, U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho, A.; and Campos, D.A. (Eds.), Tectonic evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, pp. 389-452.

Mizusaki, A. M. P., 1986. Rochas Ígneo-básicas do Neocomiano da Bacia de Campos – Caracterização e Comportamento como Reservatório para Hidrocarbonetos. Dissertação de Mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro, 104 p.

Mizusaki, A. M. P., Mohriak, W. U., 1992. Seqüências Vulcano-sedimentares na Região da Plataforma Continental de Cabo Frio, RJ. Anais do XXXVII Congresso Brasileiro de Geologia, Resumos Expandidos, São Paulo, SP, Vol. 2, p. 468-469, 1992.

Mizusaki, A. M. P., Thomaz Filho, A., Milani, E. J., Cesero, P. de, 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. Journal of South American Earth Sciences., 15, p. 183-198.

Modica, C. J., Brush, E. R., 2004. Postrift Seismic Stratigraphy, Paleogeography and Fill Story of the Deep-Water Santos Basin, offshore southeast Brazil. AAPG Bulletin, v. 88, p. 923-945.

Mohriak, W. U., 1988. The Tectonic Evolution of the Campos Basin, Offshore Brazil. Ph.D. Thesis, University of Oxford, U. K., 381p.

Mohriak, W. U., Barros, A. Z. N. de, 1990. Novas evidências de tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil: O Graben de Barra de São João, na plataforma de Cabo Frio, RJ. Rev. Bras. De Geoc., 20, (1-4), p. 187-196.

Mohriak, W. U., Macedo, J. M., Castelani, R. T., Rangel, H. D., Barros, A. Z. N., Latgé, M. A. L., Ricci, J. A., Mizusaki, A. M. P., Szatmari, P., Demercian, L. S., Rizzo, J. G., Ayres, J. R. 1995. Salt Tectonics and Structural Styles in the Deep - Water Province of the Cabo Frio Region, Rio de Janeiro, Brazil. *In* Jackson D. G., Roberts, D. G., Snelson, S., eds., Salt Tectonics: a Global Perspective. AAPG Memoir 65, p. 273-304.

Mohriak, W. U., 2004. Recursos Energéticos Associados à Ativação Tectônica Mesozóico-Cenozóica da América do Sul. *In* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B. Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais, São Paulo-SP.

Molenkamp, T., 1998. Marangoni Convection, Mass Transfer and Microgravity. University of Groningen, PHD Thesis, 240 p.

Montelli, R., Nilet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., 2004a. Plumes or Not? Yes, and Plenty! American Geophysical Union Fall Meeting, 85 (47).

Montelli, R., Nilet, G., Dahlen, F. A., Masters, G., Engdahl, E. R., Hung, S-H 2004b. Finite-Frequency Tomography Reveals a Variety of Plumes in the Mantle. *Science*, V. 303, p. 338-343.

Moreira P., Esteves, Barros, A.Z. N., Rodrigues, G., Silva, F. B. 1-RJS-587, 2003. Exemplo de Sucesso Exploratório em reservatórios Santonianos do Bloco BS-500, N da Bacia de Santos. IV SINTEX (Seminário Interno da Petrobras).

Moreira, J. L. P., Carminatti, M., 2004. Sistemas Depositionais de Talude e de Bacia no Eoceno da Bacia de Santos. *Bol. Geoc. da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, V. 12, n. 1. p. 73-87.

Moreira, J. L. P., Esteves, C. A., Rodrigues, J. J. G., Vasconcelos, C. S., 2005. Magmatismo, sedimentação e estratigrafia no norte da Bacia de Santos. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Cabo Frio – RJ*, p. 33-38.

Morgan, W. J., 1971. Convective Plumes in the Lower Mantle. *Nature*, n 230, p. 42-43.

Morgan, W. J., 1972. Deep Mantle Convection Plumes and Plate Motions. *AAPG Bulletin*, v. 56, p. 203-213.

Nataf, H. C., 2000. Seismic Imaging of Mantle Plumes. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci*, 28, p. 391-417.

Oreiro, S. G., 2002. Magmatismo e Sedimentação em uma Área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no Intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *Dissertação de Mestrado, UERJ, Rio de Janeiro*, 94 p.

Oreiro, S. G., 2006. Magmatismo e Sedimentação em uma Área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no Intervalo Cretáceo Superior – Terciário. *B. Geoci. Petrobras*, Rio de Janeiro, v. 14, n. 1, p. 95-112.

Oreiro, S. G., 2004. Relatório de visita a um dos afloramentos dos ankaramitos de Volta Redonda, Rio de Janeiro, Brasil. *PETROBRAS, Relatório Interno*, 8 p.

Oreiro, S. G., Bulhões, E. M., 2004. Perspectivas Exploratórias da Porção Sul da Bacia de Santos. *PETROBRAS/UN-EXP/ATEX-S/PS, Relatório Interno (inédito)*, 85 p.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Thomaz Filho, A., 2003. Diagnostic Features of Volcanic and Volcaniclastic Rocks in Seismic Sections on the Continental Shelf of Cabo Frio Area, SE Brazil. *SBGF, International Congress of Brazilian Geophysical Society*, nº 8. Rio de Janeiro, RJ.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., 2004. O magmatismo pós-Aptiano da Bacia de Santos. *Anais do 42º Congr. Bras. de Geol.*, S. 28, p. 940. Araxá, MG.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., Thomaz Filho, A., 2005. Estudo sobre o magmatismo no limite entre as bacias de Santos e de Campos. *Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio, RJ*, p. 189-194.

Oreiro, S. G., Cupertino, J. A., Szatmari, P., Thomaz Filho, A., 2006. Influence of pre-salt alignments in the post-Aptian magmatism in the Cabo Frio High and its surroundings,

Santos and Campos Basins, SE Brazil: an example of non-plume-related magmatism. www.mantleplumes.org.

Oreiro, S. G., Guerra, M. C. M., 2005. Expressão sísmica de eventos magmáticos e não-magmáticos na Bacia de Santos. Anais do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. Cabo Frio, RJ, p. 195-200.

Parker, R., 1985. Buffers, Energy storage, and the mode and tempo of geologic events. *Geology*, V. 13, p. 440-442.

Paula, O. B., Vidotti, R., 2001. Estimativa da Descontinuidade de Mohorovicic a partir de dados gravimétricos – Costa Leste Brasileira. VII CISBGf - Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica - Salvador, Ba.

Pearson, J. R. A., 1958. On convection cells induced by surface tension, *Journal of Fluid Mechanics*, 19, p. 489-500.

Pereira, M. J., 1994. Sequências Depositionais de 2ª e 3ª Ordens (50 a 2 Ma) e Tectonoestratigrafia do Cretáceo de Cinco Bacias Marginais do Brasil. Comparações com Outras Áreas do Globo e Implicações Geodinâmicas. Tese de Doutorado, UFRGS, Porto Alegre, 430p.

Pilidou, S., Priestly, K., Debayle, E., Gudmundsson, O., 2005. Raileigh wave tomography in the North Atlantic: high resolution images of the Iceland, Azores and Eifel mantle plumes. *Lithos*, V. 79, Issues 3-4, p. 453-474.

Planke, S., Alvestad, E., Eldholm O., 1999. Seismic Characteristics of Basaltic Extrusive and Intrusive Rocks. *The Leading Edge*, 342-348, (3) 1999.

Planke, S., Symonds, P. A., Alvestad, E., FREY, Ø., 1997. Seismic Volcanostratigraphy of Large-Volume Basaltic Construction on Rifted Margins. *Proceedings of the International Lithosphere Program, Workshop "Volcanic Margins"*, Postdam, p. 36-37.

Pliny, the Younger, 1975. *The Letter of Younger Pliny*. The Penguin Classics, 1975, p. 166-168.

Quintaes, C. M. S. P., 2006. Aplicação da estratigrafia química e da estratigrafia de seqüências na seção albiana da porção sul da Bacia de Santos. Dissertação de Mestrado, UERJ, Rio de Janeiro, 206 p.

Rabinovitz, P. D., La Brecque, J. (1979) – The Mesozoic South Atlantic Ocean and Evolution of its Continental Margins. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, no. B11, p. 5973-6002.

Rangel, H. D. & Barros, A. Z. N., 1994. Estratigrafia e evolução estrutural da área sul (adjacente ao Alto de Cabo Frio) da Bacia de Campos. PETROBRAS, DEPEX, DISUL, Relatório Interno.

Rangel, H. D, Mohriak, W. U., Richter, A, Barros, A. Z. N., Appi, C. J., 1990. Evolução Estrutural e Estratigráfica da Porção Sul da Bacia de Campos: 4º Congresso Brasileiro de Petróleo, Rio de Janeiro, TT 207, p. 1-10.

Riccomini, C., 1989. O *Rift* continental do Sudeste do Brasil. Tese de doutoramento, IGC-USP, São Paulo, Brasil, 256 p.

Riccomini, C., Melo, M. S., Almeida, F. F. M. de, Carneiro, C. D. C., Mito, J. A., Hasui, Y., 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas do sudeste brasileiro. Simpósio Regional de Geologia IV, Resumos. SBG, São Paulo, SP, p. 23-24.

Riccomini, C., Sant'Anna, L. G., Ferrari, A. L., 2004. Evolução geológica do *rift* continental do Sudeste do Brasil. In Mantesso - Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito-Neves, B. B., eds. Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca, São Paulo, 647 p., p. 383-405.

Ritsema, J., Allen, R. M., 2003. The elusive mantle plume. *Earth and Planetary Science Letters*, V. 207, p. 1-12.

Rizzo, J. G., 1987. Falhas da Seqüência Rift e Pós-Rift na Bacia de Campos – Possibilidade de Relacionamento. In Szatmari, P., Ribeiro, E. M., Boa Hora, M. P. da, Aso, L. R., eds., TECTOS-I 1^o Seminário de Tectônica da Petrobras, p. 501-516.

Rizzo, J. G., Mohriak, W. U., Aires, J. R., Barros, A. Z. N. de, 1990. Modelagem Física de Falhamentos Antitéticos em Águas Profundas da Região de Cabo Frio na Bacia de Campos, RJ. Anais do 36^o Congr. Bras. de Geol., SBG, Natal-RN.

Roisenberg, A., VIERO, A. P., 2000. O Vulcanismo Mesozóico da Bacia do Paraná no Rio Grande do Sul. In HOLS, M. & DE ROS, L. F., eds. Geologia do Rio Grande do Sul. Edição CIGO/UFRGS, 444 p.

Rosa, A. L. R., 1999. Análise do Sinal Sísmico. PETROBRAS, Relatório Interno, Rio de Janeiro.

Rothwell, R.G., Thompson, J., Käller, G., 1998. Direct evidence for low stand emplacement of fan anomalously large Late Pleistocene megaturbidite, Balearic Abismal Plain, Western Mediterranean. *Nature*, V. 392, p. 377-380

Ruellan, F., 1944. A evolução geomorfológica da Baía de Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, ano VI, nº 4, p. 445-508.

Sadowski, G. R. & Dias Netto, C. de M., 1981. O Lineamento Tectônico de Cabo Frio. *Rev. Bras. Geoc.*, V.11 (4), p. 209-212.

Sandwell, D. T. & Smith, W. H. F., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry. *J. Geophys. Res.*, 102:10039-10050.

Saunders, A. 2003. Mantle Plumes: an Alternative to the Alternative. Do site <http://www.geolsoc.org.uk/template.cfm?name=Saunders>.

Schmitt, R. S., Trown, R. A. J., Van Schmus, W. R., Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, V. 133, Issues 1-2, p. 29-61

Schmincke, H. U & SUMITA, M., 1998. Volcanic evolution of Gran Canaria reconstructed from apron sediments: Synthesis of VICAP project drilling, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, V. 157, p. 443-469.

Sengör, A. M. C. & BURKE, K., 1978. Relative Timing of Rifting and Volcanism on the Earth and its Implications. *Geophysical Research Letters*, Washington, nº 5, p. 419-421.

Shakirov, R., Obzhairov, A., Suess, E., Saliuk, A., Biebow, N., 2004. Mud Volcanoes and Gas Vents in the Okhotsk Sea Area. *Geo-Mar Lett*, 24, p. 140-149, 2004.

Sobreira, J. F. F., 1996. Complexo Vulcânico de Abrolhos : proposta de modelo tectono-magmático. *Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, v. 5, p. 387-391.

Sobreira, J. F. F. & Szatmari, P., 2002. Datações Ar-Ar das rochas vulcânicas de Abrolhos e implicações para a evolução da margem Continental Leste Brasileira no Terciário. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, João Pessoa, p. 395.

Sobreira, J. F. F., Szatmari, P., Mohriak, W. U., Valente, S.C, York, D, 2004. Recorrência, em diferentes escalas, do magmatismo paleogênico no arquipélago de Abrolhos. *XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, Araxá, MG. CD-ROM.

Souza, K. G., 1991. La Marge Continentale Brésilienne Sud Orientale et les Domaines Oceaniques Adjacents: Structure et Evolution. Tèse de Doctorat, Université Pierre et Marie Curie, Villefranche Sur Mer, France, 230 p.

Souza, R. S. & Cupertino, J. A., 2002. Proveniência dos arenitos mesocenozóicos da Bacia de Santos: relatório parcial. PETROBRAS, CENPES, Relatório Interno, Rio de Janeiro.

Souza, R. S., Braga, O., Calazans, M. Souza, M. K., 2001. Petrography of volcanoclastic rocks of the block BC - 20, Campos Basin. Comunicação Técnica TRO -37/01. PETROBRAS - CENPES, Internal Technical Report, 22 p.

Sperle, M., Braga, L. F. S., Karner, G. D., 1997. Aplicação de um Modelo Tectonofísico na Porção Marginal do Sudeste do Brasil e suas Implicações Tectônicas. São Paulo, S. P., *Anais do 5º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica*, RESUMOS Expandidos, v. 1, p 54-55.

Strik, G. H. M. A., 1973. Palaeomagnetism of late Archaean flood basalt terrains: implications for early Earth geodynamics and geomagnetism. *Universiteit Utrecht*, nº 242.

Szatmari, P., 1990. Origem e Conceitos Básicos da Tectônica de Placas. In Raja Ggabaglia, G. P. & Milani, E. J. (eds.). Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. PETROBRAS, Rio de Janeiro, p. 15-29.

Szatmari, P., Guerra, M. C. M., Pequeno, M. A., 1994. Physical modelling of a giant antithetic fault formed by salt flow in the Santos Basin (offshore Brazil). 14 th International Sedimentology Congress, IAS, Recife.

Szatmari, P., Guerra, M. C. M., Pequeno, M. A., 1996. Genesis of large counter-regional normal fault by flow of Cretaceous salt in the South Atlantic Santos Basin, Brazil. In Alsop, G. I., Blundell, D.J., Davison I., eds. Salt Tectonics, Geological Society Publ. House, Bath, England.

Szatmari, P., Mohriak, W. U. 1995. Plate model of post-breakup tectono-magmatic activity in SE Brazil and the adjacent Atlantic. 5º. Simp. Nacional de Estudos Tectônicos. Gramado-RS, Brazil, p. 213-214.

Szatmari, P., Mohriak, W. U., Lobo, J. T., 2003. Magmatismo Pós-Rifte no Sul-Sudeste Brasileiro. PETROBRAS-CENPES, RT GEOF 010/03, Relatório interno, 40 p.

Talwani, M. & Abreu, V., 2000. Inferences regarding initiation of oceanic crust formation from the U.S. East Coast Margin and Conjugate South Atlantic Margins. American Geophysical Union, Geophysical Monograph nº 115, p. 211 -233.

Tilling, R. I., 1997. Volcanoes. On-Line Edition, do site <http://pubs.usgs.gov/gip/volc/>.

Thomaz Filho, A., Cesero, P., Mizusaki, A. M. P., Leão, J. G., 2005. Hot Spot volcanic tracks and their implications for South American plate motion, Campos Basin (Rio de Janeiro State), Brazil. Journal of South America Earth Sciences V. 18, p. 383 - 389.

Thomaz Filho, A., Rodrigues, A. L., 1999. O alinhamento das rochas alcalinas de Poços de Caldas - Cabo Frio e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. Revista Brasileira de Geociências, 29, p. 189–194.

Thompson, R. N., Gibson, S. A. Mitchell, J. G, Dickin, A. P., Leonardos, O. H., Brod, J. A., Greenwood, J. C., 1998. Migrating Cretaceous – Eocene Magmatism in the Serra do Mar Alkaline province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade Mantle Plume? J. Petrol. Vol. 39 (8), p. 1493-1526.

Trouw, R., Heilbron, M., Ribeiro, A., Paciullo, F., Valeriano, C. M., Almeida, J. C. H., Tupinambá, M., Andreis, R. R., 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 287-310.

Vail, P. R. Mitchum, R. M., Thompson III, S., 1977. Seismic Stratigraphy and the Global Changes of Sea Level. In AAPG Memoir 26, p. 83-98.

- Valença, J. G., 1980. Geology, Petrography and Petrogenesis of Some Alkaline Igneous Complexes of Rio de Janeiro State, Brasil. PHD Thesis, The University of Western Ontario, London, Ontario, 248 pp.
- Valente, S. C., 1997. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. PHD Thesis, The Queen's University of Belfast, Belfast, 297 p.
- Valeriano, C. M. & Heilbron, M., 1993. A Zona de Transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os riftes do Vale do Paraíba e o da Guanabara. Atas do III Simpósio de Geologia do Sudeste. Rio de Janeiro. p. 09-15.
- Veevers, J. J., 2004. Gondwanaland from 650–500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangea to 185–100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth-Science Reviews*, V. 68, Issues 1-2, p. 1-132.
- Viviers, M. C., AZEVEDO, R. L. M., 1988. The Southeastern Area of the Brazilian Continental Margin: its Evolution During the Middle and Late Cretaceous as Indicated by Palaeoecological Data. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 18 nº 3.
- Wentworth, C.K. & MacDonald, G.A., 1953. Structures and Forms of Basaltic Rocks in Hawaii: U.S. Geological Survey Bulletin 994, 98 p
- White, R., & McKenzie, D., 1989. Magmatism at Rift Zones: The Generation of Volcanic Continental Margins and Flood Basalts. *Journal of Geophysical Research*, v 94, p. 7685–7729.
- Wilson, T. J., 1963. A Possible Origin of the Hawaiian Islands. *Can. J. Phys.*, nº 41, p. 863-870.
- Wilson, T.J., 1966. Did the Atlantic close and then re-open? *Nature*, 211, 676–681.
- Wolfe, C. J. McNutt, M. K., Detrick, R. S., 1994. The Marquesas Archipelagic Apron: Seismic Stratigraphy and Implications for Volcano Growth, Mass Wasting, and Crustal Underplating. *Journal of Geophysical Research*, V. 99, No. B7, p. 13591-13608.
- Wolfe, C. J., Solomon, S. C., Silver, P. G., VanDecar, J., Russo, R. M., 2002. Inversion of body-wave delay times for mantle structure beneath the Hawaiian islands: results from the PELENET experiment. *Earth and planetary Science letters*, V. 198, Issues 1-2, p. 129-145.
- Yaxley G.M., 2000. Experimental study of the phase and melting relations of homogeneous basalt + peridotite mixtures and implications for the petrogenesis of flood basalts. *Contrib. Mineral. Petrol.*, V. 139, p. 326-338.
- Zalán, P. V., 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In* Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A, Carneiro, C. D. R., Neves, B. B. B., (eds.), *Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Beca Produções Culturais Ltda., São Paulo, p. 595-612.

Zalán, P. V., Oliveira, J. A. B., 2005. Origem e Evolução Estrutural dos Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil, Boletim de Geociências da Petrobras, 13 (2), p. 269-300.