

**HIPÓTESE SOBRE A CAUSA DO TECTONISMO CENOZÓICO
NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL(*)**

H. E. ASMUS ⁽¹⁾

A. L. FERRARI ⁽²⁾

(*) Contribuição ao Projeto Brasileiro de Geodinâmica (Grupo de Trabalho VI: Estrutura e Evolução da Margem Continental e Fundo Oceânico Adjacente); ao "Inter-Union Commission on Geodynamics" (Grupo de Trabalho 8: Geodinâmica de Áreas sismicamente Inativas); e ao "International Geological Correlation Programme" (Grupo de Trabalho 2: Eventos do Cretáceo Médio, Abertura do Atlântico Sul)

(¹) Geólogo do Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo A. Miguez de Mello (CENPES)/PETROBRÁS-Projeto REMAC

(²) Estagiário do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, no Projeto REMAC

RESUMO – O tectonismo cenozóico na região Sudeste brasileira abrangeu uma área com cerca de 1 000 km de comprimento, desde o médio rio Paraíba do Sul (22° S.) até às proximidades da cidade de Florianópolis (28° S.), mas encerrada numa estreita faixa de 50 a 100 km de largura, entre a borda leste da Bacia sedimentar do Paraná e o oceano Atlântico. Resultou, essencialmente, em falhamentos normais com até 3 000 m de rejeito vertical, ao longo de linhas de fraqueza pré-cambrianas que, entre o Paleoceno e o Plioceno, deram lugar ao deslizamento gravitacional de blocos, expressos atualmente por escarpas de linha de falha (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Maciço Carioca) e, entre estas, por semigrabens (Vale do Rio Paraíba do Sul, Baixada Fluminense).

O tectonismo cenozóico apresenta-se como inusitado dentro do modelo clássico de evolução de margens continentais do tipo Atlântico, segundo o qual massas continentais, divididas num estágio *rift-valley*, são progressivamente afastadas uma da outra por geração de crosta oceânica intermediária. Entretanto, esse tectonismo pode ser enquadrado na história evolutiva da margem continental sudeste, como decorrência normal de processos tectono-térmicos sucedidos nos estágios iniciais que antecederam a ruptura da crosta continental.

O soerguimento crustal ocorrido nessa área, no Permiano/Triásico, determinou adelgaçamento da litosfera, por atenuação (erosão subcrustal) na porção inferior e por erosão na porção superior. Daí se produziu, nos estágios subseqüentes, um desequilíbrio isostático entre a atual Bacia de Santos – com excesso de massa, tendente, portanto, a subsidir – e a região continental que lhe é adjacente – mais leve e, assim, tendente a elevar-se. Os movimentos verticais opostos, oriundos desses fenômenos, submeteram a crosta a esforços que, vencida a resistência das rochas, causaram a ruptura da crosta.

Na região adjacente à Bacia de Santos, fenômenos sísmicos freqüentes devem ter persistido – singularmente, para margens do tipo Atlântico – até estágios mais avançados da evolução da margem continental sudeste.

A importância da área de ocorrência do tectonismo cenozóico recomenda levantamentos geofísicos que permitam melhor conhecer suas características crustais.

DESCRIPTORIOS: Brasil, tectônica de placas, astenosfera, vulcanismo, plumas do manto, alinhamentos continentais, tectonismo transversal, tectonismo vertical, margem continental tipo Atlântico, rochas ígneas, evolução do Atlântico Sul, Bacia de Santos, Bacia de Pelotas, Elevação do Rio Grande, Zona de Fratura do Rio de Janeiro, Zona de Fratura de Vitória-Trindade, Zona de Fratura de Florianópolis, Zona de Fratura de Porto Alegre, Zona de Fratura do Chui, Cadeia de Vitória-Trindade.

ABSTRACT – Cenozoic structures in Southeastern Brazil are restricted in a 50–100 km belt, lying between the eastern border of the Paraná Basin and the Atlantic Ocean. The belt extends from the mid course of the Paraíba do Sul River (22° S.) to the vicinity of the city of Florianópolis (28° S.) in a 1,000 km stretch.

Normal faults are the dominant structures of the belt and were originated in the Paleocene/Pliocene interval. The faults were formed by vertical reactivation along northeast–southwest pre-Cambrian lines of weakness. Vertical displacements in these lines of weakness of up to 3,000 m occurred by gravitational sliding of blocks. These displacements are represented nowadays by a succession of fault line scarps (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Maciço Carioca) and by restricted basins that constitutes half-grabens (Vale do Rio Paraíba do Sul, Baixada Fluminense).

A Permian/Triassic crustal uplift had occurred in the Southeastern region (22° S. – 28° S.) and the processes involved in the uplift caused lithospheric thinning both by erosion and possibly by attenuation in its lower part. As a result of the differential thicknesses of the crust, when viewed laterally in a regional extent, and of the cooling of subcrustal material, an isostatic disequilibrium was created between the present area of the Santos Basin and the adjoining continental area. The present area of the Santos Basin was underlain by high-density mantle material in a much higher level than the mantle material that underlain the adjoining continental region. Thus, it is implied that the Santos Basin subsided due to a crustal mass excess, whereas the continental area was warped due to a crustal mass deficiency. The two adjoining areas with opposing tendencies of crustal warping created a zone of hinge between them. The resulting opposed vertical movements between the two adjoining areas produced stresses in the crustal rocks of the hinge zones which yielded vertical faulting. This hinge zone is represented today by the Cenozoic structures of Southeastern Brazil.

KEY WORDS: Brazil, plate tectonics, asthenosphere, volcanism, mantle plumes, continental alignments, transversal tectonism, vertical tectonism, Atlantic Type continental margin, igneous rocks, South Atlantic evolution, Santos Basin, Pelotas Basin, Rio Grande Rise, Rio de Janeiro Fracture Zone, Vitória-Trindade Fracture Zone, Florianópolis Fracture Zone, Porto Alegre Fracture Zone, Chui Fracture Zone, Vitória-Trindade Seamounts Chain.

1 – INTRODUÇÃO

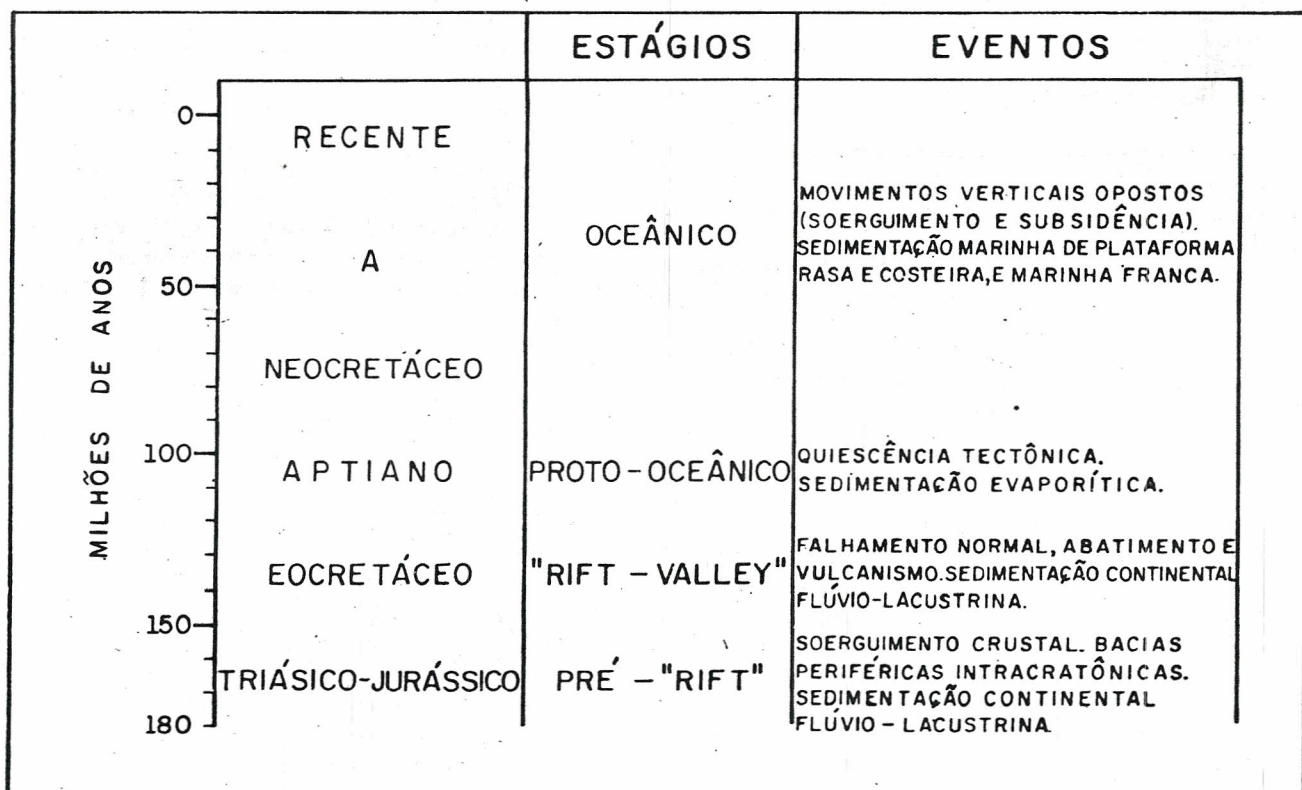
Levantamentos geológicos e geofísicos na margem continental brasileira, intensificados a partir de 1968, têm reunido considerável volume de dados que permitem conhecimento satisfatório de suas características estratigráficas e estruturais. Pela integração destes dados pode-se, ainda, elaborar um modelo geológico para explicar as feições e eventos que se desenvolveram nessa margem continental, no transcorrer de sua evolução.

O modelo, baseado na teoria da tectônica de placas, compreende quatro estágios: *pré-rift-valley*, *rift-valley*, proto-oceânico e oceânico (ASMUS,⁵ 1975).

O estágio *pré-rift-valley*, situado no Triásico/Jurássico, inclui os processos que precederam a ruptura da crosta continental, e caracterizou-se pelo aparecimento, em algumas regiões, de soerguimentos crustais.

O estágio *rift-valley* caracterizou-se pela ruptura da crosta continental, com a formação de bacias tectônicas estreitas, alongadas e profundas. Corresponde à Reativação Wealdeniana proposta por ALMEIDA¹ (1967) e definida como manifestação tectono-magmática do Eocretáceo (cerca de 130 M. A., ou milhões de anos), através da qual se estabeleceram os fundamentos estruturais da margem continental brasileira.

Nos estágios subsequentes — proto-oceânico e oceânico —, do Aptiano ao Recente, ocorreu, pelo processo de espalhamento do piso oceânico, o progressivo afastamento dos blocos continentais do Brasil e da África, então já separados. Nesses estágios, como é normal para as margens continentais do tipo Atlântico, verificou-se relativa quiescência tectônica, onde o principal movimento foi o de subsidência.



Inusitada é, assim, até certo ponto, dentro do modelo evolutivo sugerido, a constatação de um tectonismo de grandes proporções ocorrido durante o Cenozóico, na região continental emersa, entre a linha de costa e a borda leste da Bacia do Paraná, numa extensão que vai, aproximadamente, do Rio de Janeiro a Florianópolis.

A hipótese aqui sugerida para esse tectonismo cenozóico pode ser incluída, apropriadamente, no modelo geral de evolução da margem continental, desde que se proceda pela inferência de um episódio tectono-térmico iniciado no Permiano/Triásico e que, envolvendo linhas de fraqueza do Pré-Cambriano, originou considerável soerguimento crustal. Processos de afinamento da crosta, de um lado, e acumulação de sedimentos, de outro, na sequência da evolução da margem continental, determinaram pronunciado desequilíbrio isostático entre porções continentais e oceânicas. Na busca de equilíbrio entre essas duas porções, deu-se continuado e oposto movimento vertical de soerguimento e subsidência, respectivamente. No Terciário, vencida a resistência das rochas, aconteceu a reativação ao longo de antigas zonas de fraqueza e, em menor escala, a formação de importantes falhamentos.

Os créditos sócio-econômicos da área abrangida pelas estruturas cenozóicas justificam o interesse no estudo do tectonismo causativo, pelos possíveis efeitos subsequentes em campos relacionados com a geologia ambiental (terremotos, deslizamentos de terra, etc.).

2 – CARACTERÍSTICAS DA MARGEM CONTINENTAL BRASILEIRA

As características da margem continental brasileira acham-se descritas em diversos trabalhos (por exemplo, PONTE & ASMUS,^{25, 26} 1976; 1978). Entende-se que para as finalidades do presente estudo é suficiente a descrição sucinta das principais características estruturais e estratigráficas, focalizando particularmente a área especificada.

Os falhamentos na margem continental brasileira são normais, com traços de falhas que se alongam através de linhas ora contínuas, ora quebradas, por toda a extensão da margem continental, em disposição essencialmente paralela à linha da costa. Os planos de falha mergulham predominantemente para os sítios mais profundos das bacias marginais, e os seus rejeitos variam desde uns poucos metros até 3 a 5 km. A idade desses falhamentos é eocretácica, pré-aptiana (cerca de 130 M. A.), indicada pela idade das rochas sedimentares associadas, tanto as cortadas pelas falhas como as que com estas guardam relações sintectônicas.

Na região Sudeste, particularmente na Bacia de Santos – e tal qual na Bacia de Pelotas, na região Sul –, os falhamentos não aparecem na configuração acima descrita, tão típica para a região Leste entre as Bacias do Espírito Santo e de Sergipe/Alagoas. Entretanto, ASMUS⁵ (1975) e PONTE & ASMUS^{25, 26} (1976; 1978) acreditam que essas falhas estejam presentes na margem sudeste também, por baixo do espesso (> 8 000 m) pacote sedimentar que ali existe, capaz de dificultar a resolução do método de reflexão sísmica utilizado no levantamento estrutural.

A presunção de um estilo tectônico do tipo *rift-valley* na Bacia de Pelotas é sugerida por estruturas “semigrabens” que se encontram, bem evidenciadas, nas seções rasas da bacia. Estes semigrabens distinguem-se pela peculiaridade de terem um preenchimento sedimentar com a sua porção mais espessa limitada por falha cujo plano mergulha contra a bacia (para oeste), fenômeno oposto, assim, ao que comumente ocorre nas demais bacias. Os valores dos ângulos dos planos de falha medidos, em relação à horizontal, decrescem de oeste para leste, isto é, estão mais próximos da vertical nas porções rasas da bacia e são menos inclinados nas porções mais profundas (A. GONÇALVES e M.A.M. OLIVEIRA, 1978, informação verbal). A partir da comparação com modelos teóricos (HAFNER,¹⁶ 1951) e com ocorrências algo semelhantes na Groenlândia (NIELSEN,²³ 1975) e no Sudeste da África (COX,¹² 1970), infere-se que essas estruturas estão associadas com adelgaçamentos crustais. Entretanto, questiona-se ainda sobre suas idades e os processos envolvidos em sua formação. ASMUS⁶ (1977) sugere que elas refletem deformações causadas, nos estágios iniciais de formação das bacias, pela subsidência da porção central de uma área dômica, conforme modelo de GASS¹⁵ (1973). M.A.M. OLIVEIRA (1978, informação verbal) pensa que os ditos semigrabens são o resultado de rupturas mais recentes, devidas à intensa subsidência experimentada por esse segmento da margem continental, desde o Neocretáceo.

A segunda alternativa supra-indicada fornece argumentos para que se considere a formação de falhamentos cenozóicos nas Bacias de Santos e de Pelotas. Estruturas de idade cenozóica não foram até agora observadas nas bacias da margem leste, desde Campos até Pernambuco/Paraíba; onde, aliás, mesmo a ocorrência de reativações posteriores ao longo dos falhamentos antigos (eocretácicos) é ainda motivo de controvérsia. Admitindo-se que tenham, realmente, acontecido tais reativações, elas atingiram, sem dúvida, rejeito pequeno em relação ao rejeito da fase tectônica principal, no Eocretáceo.

A presença de rochas vulcânicas na região Sudeste da margem continental brasileira tem sido denunciada através de poços perfurados na plataforma, pela PETROBRÁS, e a extensão do vulcanismo associado tem sido inferida por levantamentos geofísicos, também executados pela PETROBRÁS. Nesta área, há registros de ocorrência de rochas vulcânicas nas Bacias de Campos e de Santos. As idades, em torno de 120 M.A., situam-se na faixa dos extensos (1 000 000 km²) e espessos (> 1 500 m) derrames basálticos eocretácicos da Bacia do Paraná. Registros há, também, de rochas vulcânicas mais novas, cerca de 80 M.A., que podem ser incluídas, cronologicamente, no magmatismo alcalino da área continental sudeste.

Estratigraficamente, a margem continental brasileira compreende uma coluna que, quando completa, se distribui em três seqüências bem distintas: uma seqüência inferior, clástica, flúvio-lacustrina; uma seqüência intermediária, evaporítica; e uma seqüência superior, marinha franca (ASMUS & PONTE,⁸ 1973).

A seqüência inferior pode ser subdividida em dois intervalos: o intervalo basal, de idade presumivelmente jurássica, depositou-se num ambiente flúvio-lacustrino, em condições de bacia interior cratônica (autogeossinclíneo); o intervalo superior, também flúvio-lacustrino, é cretá-

cico, pré-aptiano, e está ligado a um ambiente tectonicamente ativo de bacia tipo *rift-valley* (tafogeossinclíneo).

Convém assinalar que a partir da Bacia do Espírito Santo, para sul, ausenta-se o intervalo basal da sequência inferior, muito bem representado nas Bacias do Recôncavo e de Sergipe/Alagoas pelas Formações Sergi (= Serra-ria) e Aliança (= Bananeiras). Coincidentemente, encontram-se rochas vulcânicas do Eocretáceo nas áreas em que não está presente esse intervalo. Situação semelhante depara-se nas bacias da margem ocidental africana: ocorrência de formações homotaxiais nas Bacias do Gabão (Formação M'Vone e N'Dombo) e do Congo (Fm. Lucula); e de rochas vulcânicas eocretácicas onde esses sedimentos estão ausentes — em Angola e Namíbia (ASMUS,⁵ 1975; PONTE & ASMUS,^{25, 26} 1976; 1978). A ausência do referido intervalo sedimentar nas áreas de ocorrências de rochas vulcânicas pode sugerir, segundo os mesmos autores, um alto crustal na bacia intracratônica triásica/jurássica, precedente à atividade magmática e com ela relacionado.

3 – ESTRUTURAS CENOZÓICAS

Trabalhos anteriores, como o de BRAUN¹¹ (1975) e o de ALMEIDA³ (1976), descrevem as principais características e a extensão das estruturas cenozóicas na região Sudeste do Brasil.

Sabe-se, pelo testemunho destes autores, que existem tais estruturas em falhamentos normais, cujos rejeitos verticais são estimados em torno de 2 000 a 3 000 m. Na maior parte, os falhamentos aconteceram ao longo de antigas linhas de fraqueza do Pré-Cambriano, com direção predominante este-nordeste. Algumas dessas linhas, pertencentes ao mesmo sistema, haviam sofrido já no Eocretáceo, à época da Reativação Wealdeniana, removações verticais, que determinaram a implantação da Bacia de Santos.

Atualmente, embora depois de modelados pelos agentes erosivos, ainda se destacam os efeitos do tectonismo cenozóico. Próximo da costa, com o nome de “Serra do Mar”, levanta-se imponente barreira de escarpa de linha de falha, com desníveis em redor de 800 a 1 000 m, que no Rio de Janeiro chegam a alcançar o máximo de cerca de 2 400 m. Mais para o interior, guardando certo paralelismo com a Serra do Mar, ergue-se, com valores médios de desnível algo superiores aos desta, a “Serra da Mantiqueira” (figs. 1 e 2).

A porção abatida, ocidental, do bloco basculado formador da Serra do Mar, junto com a escarpa de linha de falha da Serra da Mantiqueira, dão origem a uma depressão alongada (aproximadamente, 300 km de extensão) e estreita (cerca de 25 km de largura), cujas características em seção permitem classificá-la no tipo semigráben (fig. 3). Altos do embasamento interpostos nessa estrutura delimitam duas sub-bacias no curso médio do rio Paraíba do Sul: Bacia de Taubaté e Bacia de Resende, com preenchimento sedimentar em torno de 400 m de espessura, de idade oligocênica/pliocênica (ALMEIDA,³ 1976).

Outras bacias menores, com características estruturais resultantes da reativação vertical cenozóica de antigas linhas de fraqueza, são encontradas em São Paulo (Bacia de São Paulo), no Paraná (Bacia de Curitiba) e no Rio de Janeiro (*rift* da Guanabara, Baixada Fluminense).

Segundo ALMEIDA³ (1976), a idade essencialmente oligocênica/pliocênica (30 a 5 M. A.) do tectonismo cenozóico pode ser estabelecida à base de elementos paleontológicos, estratigráficos e geológicos. No caso do *rift* da Guanabara, ainda de acordo com o mesmo autor, há indícios estratigráficos que permitem situar o tectonismo no Neocretáceo/Eopaleoceno.

É importante notar a ocorrência relativamente restrita, em área, deste tectonismo cenozóico. Ao longo de toda a margem continental e da área emersa adjacente, desde o cabo de São Roque (aproximadamente 5° S.) até o Chui (aproximadamente 34° S.), as estruturas cenozóicas só aparecem numa estreita faixa emersa, com 50 a 100 km de largura, entre a borda leste da Bacia do Paraná e o oceano. Essa faixa estende-se, com caráter linear, por cerca de 1000 km, entre os paralelos de 22° e 28° S.

É oportuno ressaltar, ademais, que a borda leste da Bacia do Paraná, sendo limítrofe da faixa de estruturas cenozóicas acima delimitada, não contém estruturas capazes de indicarem a participação do tectonismo cenozóico naquela área.

No que respeita à origem deste tectonismo, FULFARO & PONÇANO¹⁴ (1974) admitiram a possibilidade do tectonismo cenozóico formador do Gráben do Paraíba do Sul ser um reflexo da orogenia andina. ASMUS⁵ (1975) mencionou que os processos subcrustais responsáveis pela atividade tectônica cenozóica não eram ainda perfeitamente conhecidos. Acentuou, além disso, que, embora não se pudesse determinar qualquer relação segura de causa e efeito, era bastante sugestiva a coincidência entre a área afetada por esse tectonismo e a posição de um soerguimento crustal inferido para o estágio pré-*rift-valley*. ALMEIDA³ (1976) observou, também, que as causas dos grandes movimentos verticais opostos, na região Sudeste, são difíceis de explicar. Opinou por atribuí-los, possivelmente, a movimentos no manto superior.

Os Autores do presente trabalho propõem que se tente encontrar a explicação geodinâmica para este tectonismo, peculiar por sua idade e ocorrência restrita, nas condições também peculiares que marcaram a evolução geológica da porção sudeste da margem continental brasileira.

4 – EVOLUÇÃO DA MARGEM CONTINENTAL SUDESTE, E CAUSA DO TECTONISMO CENOZÓICO

Ao interpretar a evolução da margem continental brasileira, no seu estágio inicial (pré-*rift-valley*), ASMUS⁵ (1975) ratificou a presença de uma área do tipo dômico na região Sudeste, compreendendo a atual Bacia de Santos e a faixa continental emersa que lhe é adjacente, entre o Rio de Janeiro e Florianópolis. Situação estrutural semelhante, embora em menor escala, foi proposta pelo mesmo autor para a área de Pernambuco/Paraíba. Em consequência, ainda de acordo com ASMUS, no mesmo trabalho, a porção da margem continental localizada de Sergipe/Alagoas ao Espírito Santo inclui-se no tipo de margem interdômica, onde os soerguimentos assumiram elevações consideravelmente menores do que nas áreas dômicas (fig. 4).

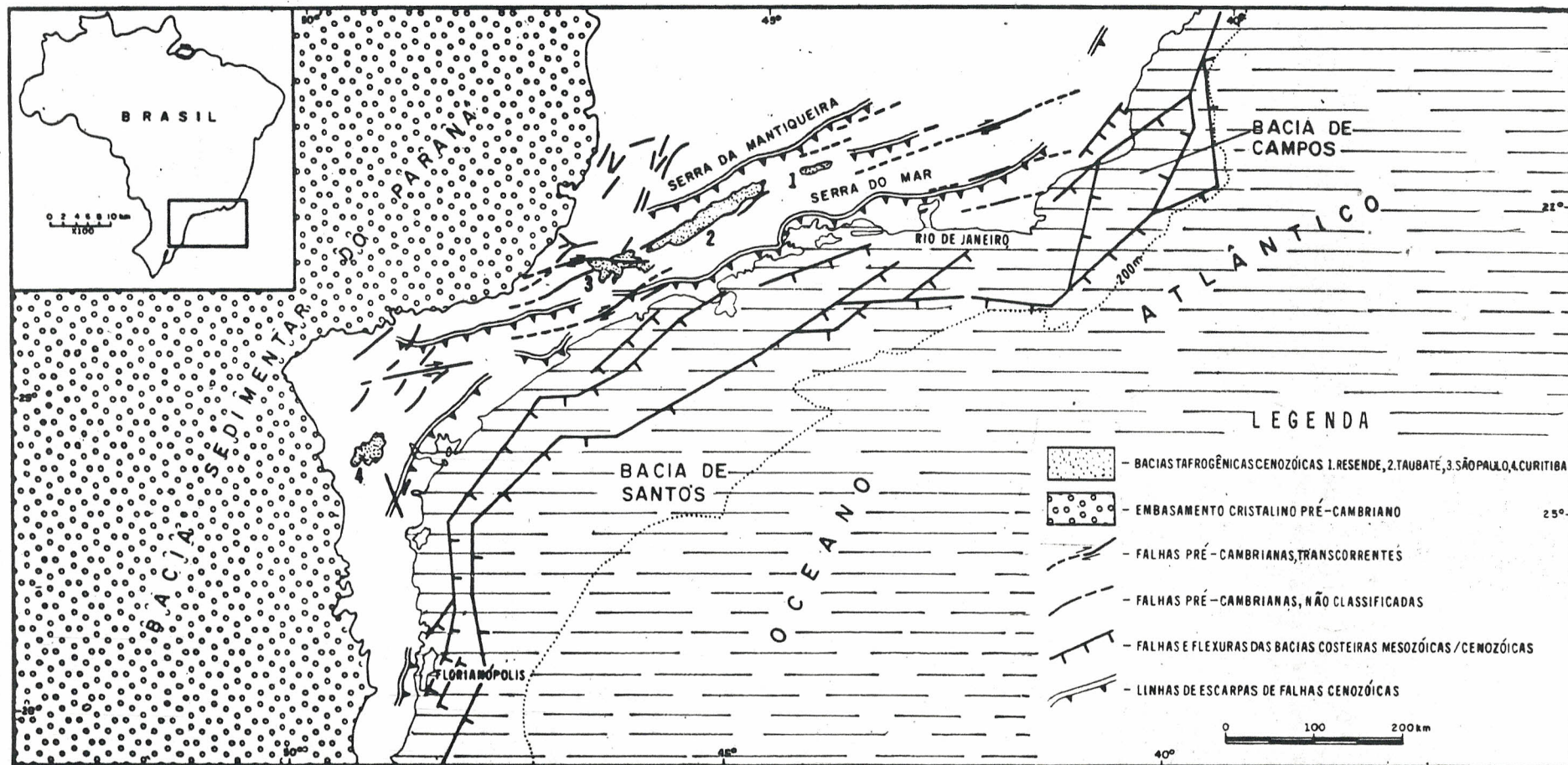


Fig. 1

Mapa da área abrangida pelo presente trabalho, evidenciando os elementos geomorfológicos e estruturais considerados: feições estruturais do continente, tomadas de ALMEIDA³ (1976); dados estruturais da plataforma, de ASMUS⁵ (1975); linhas de escarpa, traçadas a partir de MOREIRA & CAMELIER²² (1977)

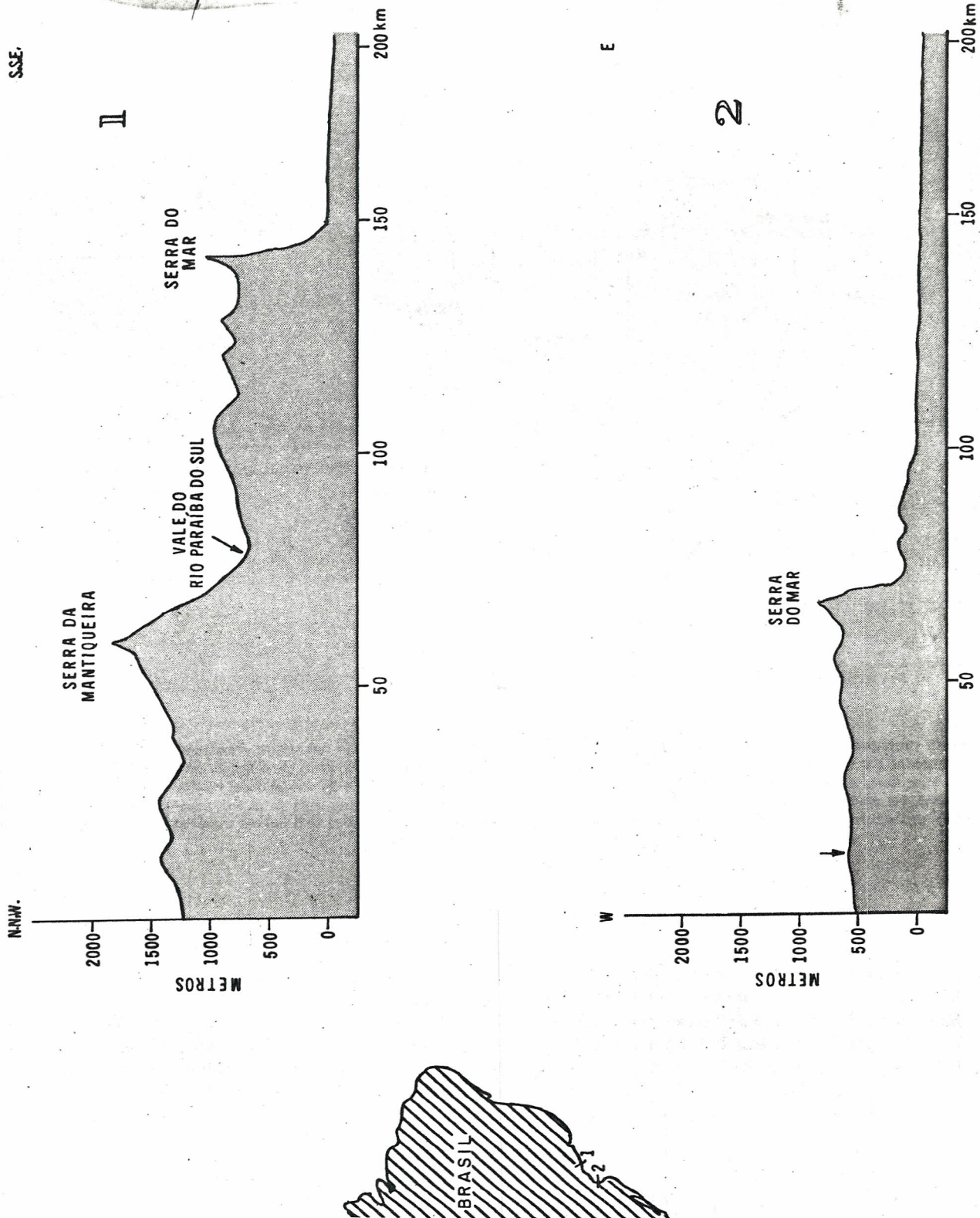


Fig. 2

Perfis topográficos transversais à área costeira afetada pelo tectonismo cenozóico. A seta, no canto esquerdo do perfil 2, aponta a borda da faixa de afloramento da Bacia do Paraná. Exageração vertical = 25 x. Mapa-base para elaboração dos perfis: Atlas Nacional do Brasil – Região Sul e Sudeste. IBGE, 1970.

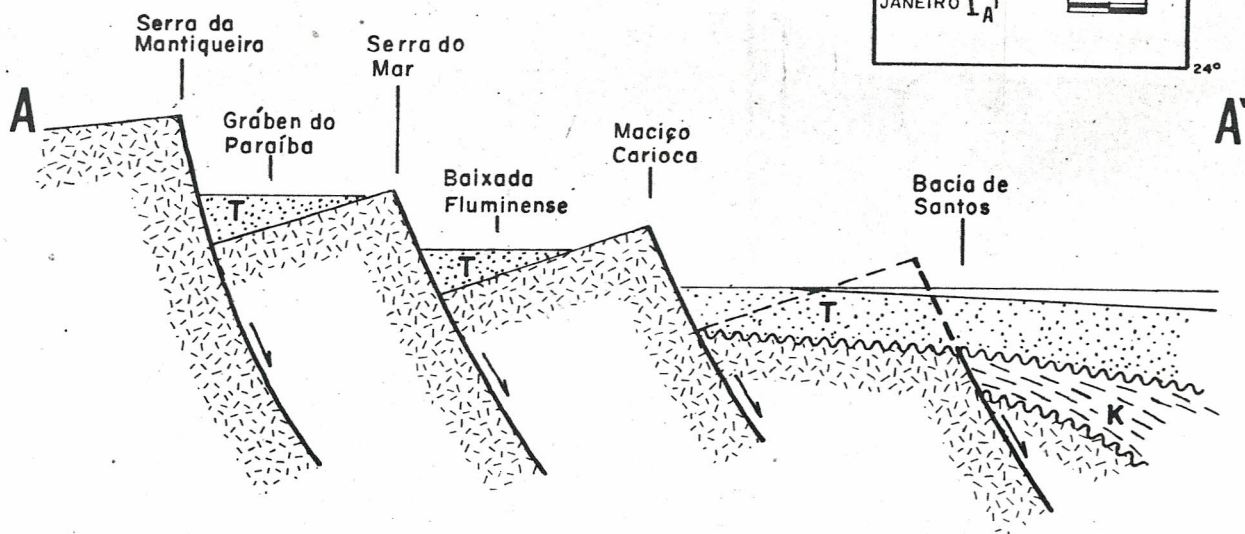


Fig. 3

Perfil geológico, esquemático, sem escala, transversal à área afetada pelo tectonismo cenozóico, ressaltando o caráter escalonado dos falhamentos e o basculamento dos blocos resultantes. Formaram-se, em consequência, áreas elevadas, já modeladas hoje pela erosão (Serra do Mar, Serra da Mantiqueira, Maciço Carioca); e, entre estas, depressões em figura de semigrabens (Gráben do Paraíba, Baixada Fluminense). Na plataforma continental, é possível que a falha de Santos (falha no extremo leste da seção), separando a porção rasa da porção mais profunda da bacia, tenha resultado, também, do tectonismo cenozóico. K indica sedimentos cretácicos, e T, sedimentos terciários. (Modificado de BACCOLI & SAITO¹⁰, 1973)

Diversos indícios favorecem a sugestão de um soerguimento crustal no estágio *pré-rift-valley* da região Sudeste: vulcanismo (LE BAS,¹⁷ 1971; SIEDNER & MITCHELL,²⁷ 1976); distribuição e espessura de unidades estratigráficas na Bacia do Paraná (MAACK,¹⁸ 1966; MARTIN,¹⁹ 1968; SOARES e outros,²⁸ 1974; MEDEIROS & ASMUS,²⁰ em preparação); relação entre a distribuição de sedimentos jurássicos e a distribuição de rochas vulcânicas eocretácicas nas bacias da margem continental brasileira e do Leste africano (ASMUS,⁵ 1975; PONTE & ASMUS,²⁵ 1976).

Tal soerguimento, causado provavelmente por anomalia tectono-térmica, tem implicações que irão refletir nos processos subsequentes de evolução da área. Assim é que o próprio processo de intrusão de material do manto promove adelgaçamento crustal (GASS,¹⁵ 1973). Soma-se a esse processo o adelgaçamento crustal provocado por mais intensa erosão na área soerguida. Deve-se então esperar, como primeiro resultado, que as espessuras crustais sejam menores nas áreas dômicas do que nas áreas interdômicas.

Ainda por efeito dessas diferenças, ASMUS⁶ (1977) admitiu que as áreas dômicas e interdômicas experimentaram processos diferentes de formação de *rift-valley*.

Nas áreas dômicas, os esforços tracionais podem ter-se originado de uma pronunciada flexura em crosta atenuada, como para outras áreas postulam, por exemplo, COX¹² (1970), GASS¹⁵ (1973) e NIELSEN²³ (1975). Nas áreas interdômicas, supõe-se que os esforços tracionais resultaram de estiramento ocorrido em crosta menos atenuada (ASMUS,⁶ 1977).

Os dados estratigráficos relacionados com os estágios subsequentes (proto-oceânico e oceânico), ao longo das bacias marginais brasileiras, e sintetizados na fig. 12 do trabalho de PONTE & ASMUS²⁵ (1976), reforçam a suposição de diferenças estruturais e topográficas nos estágios iniciais (*pré-rift-valley* e *rift-valley*).

Manifestam-se os indícios quando é relembrado o esquema "clássico" da evolução de margens continentais do tipo Atlântico (por exemplo, DEWEY & BIRD,¹³ 1970), exibido por ASMUS & PORTO⁹ (1972), na respectiva figura 7, para ilustrar a evolução da margem continental brasileira. No esquema verifica-se que, simultaneamente com a acreção da placa, por continuada geração de crosta oceânica, e com o afastamento dos blocos continentais, fendidos pelo *rift-valley*, ocorre a subsidência da margem pelo resfriamento da crosta e em virtude da carga sedimentar que se acumula tanto na faixa da

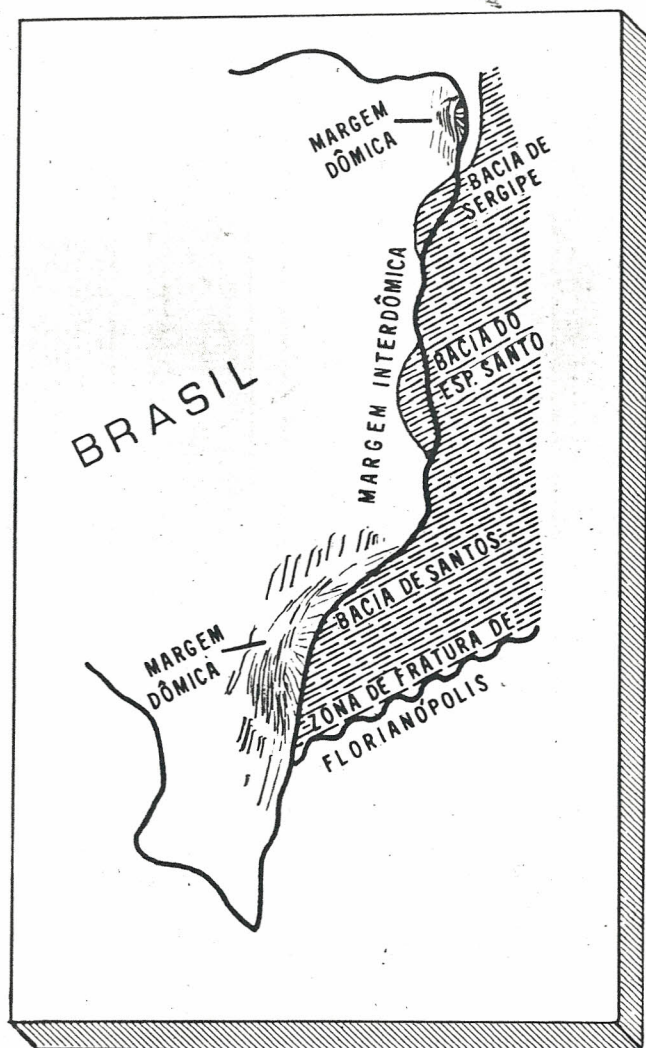


Fig. 4

Mapa paleogeográfico, esquemático, da margem continental leste brasileira, durante o Albiano. Porções elevadas nas áreas continentais adjacentes à Bacia de Santos e à Bacia de Pernambuco/Paraíba impediram a invasão marinha e, conseqüentemente, a deposição de calcários de plataforma rasa, que caracterizam o andar albio (hachurado horizontal, interrompido). As áreas elevadas resultaram de soerguimentos crustais, que formaram domos, sobretudo, no Jurássico/Triásico.

crosta oceânica como na faixa da crosta continental (ver, por exemplo, RONA, 1974).

Neste esquema evolutivo, dar-se-á transgressão marinha basal sobre a porção da margem com crosta continental quando esta porção, inicialmente soerguida, atinge o nível do mar. A penetração da transgressão pelo continente refletirá, assim, o relevo adjacente à margem continental na época em que se produziu a transgressão. Aplicado este princípio ao caso da margem continental brasileira, vê-se que nas Bacias de Sergipe/Alagoas, Bahia Sul e Espírito Santo já os carbonatos de plataforma rasa, provenientes dos começos do estágio oceânico, transgrediram sobre porções com crosta continental, a ponto de, em muitos casos, penetrarem pelo continente adentro e, presentemente, aparecerem nas porções emersas daquelas bacias. Na Bacia de Santos, os sedimentos desse estágio oceânico parecem não ter chegado a penetrar nas suas atuais porções marginais; ocorrem, em subafloramentos, mais para leste, na margem continental, levando a crer

que a existência de um alto teria impedido a transgressão sobre as atuais regiões litorânea e continental emersa, adjacentes à Bacia de Santos (fig. 4).

Demais disso, a persistência do alto no continente, margeando a Bacia de Santos, quando esta se encontrava no estágio oceânico, é assinalada nos registros estratigráficos representados por OJEDA & DE CESERO²⁴ (1973). Constata-se na área um espesso pacote de sedimentos conglomeráticos e areno-argilosos, que compõem a facies proximal (Formação Santos) da sedimentação ocorrida naquela bacia, do Albiano ao Oligoceno (fig. 5).

Ora, como a região adjacente à Bacia de Santos se manteve sempre mais elevada, deve-se admitir ali a ocorrência, em posição subjacente, de material mais leve. Para a margem continental, submetida a subsidência continuada, deve-se, ao contrário, admitir coluna litosférica mais pesada.

Esse desequilíbrio isostático desencadeou um jogo de intensos movimentos verticais, opostos, na Bacia de Santos e na adjacente área continental emersa. Em resultado dos esforços a que esteve submetida a crosta, ocorreram falhamentos normais, principalmente, ao longo de direções de foliação e de falhamentos transversais pré-cambrianos (fig. 6). O deslizamento gravitacional ao longo dessas direções determinou o basculamento de blocos crustais, cujo arranjo, intensamente modificado hoje por processos erosivos e deposicionais, se configurou à maneira de cristas (as atuais Serra do Mar, Serra da Mantiqueira e o Maciço Carioca) e cavas intermediárias (os atuais semigrabens do Paraíba do Sul e Baixada Fluminense), conforme anterior proposição de BRAUN^{10a} (1971).

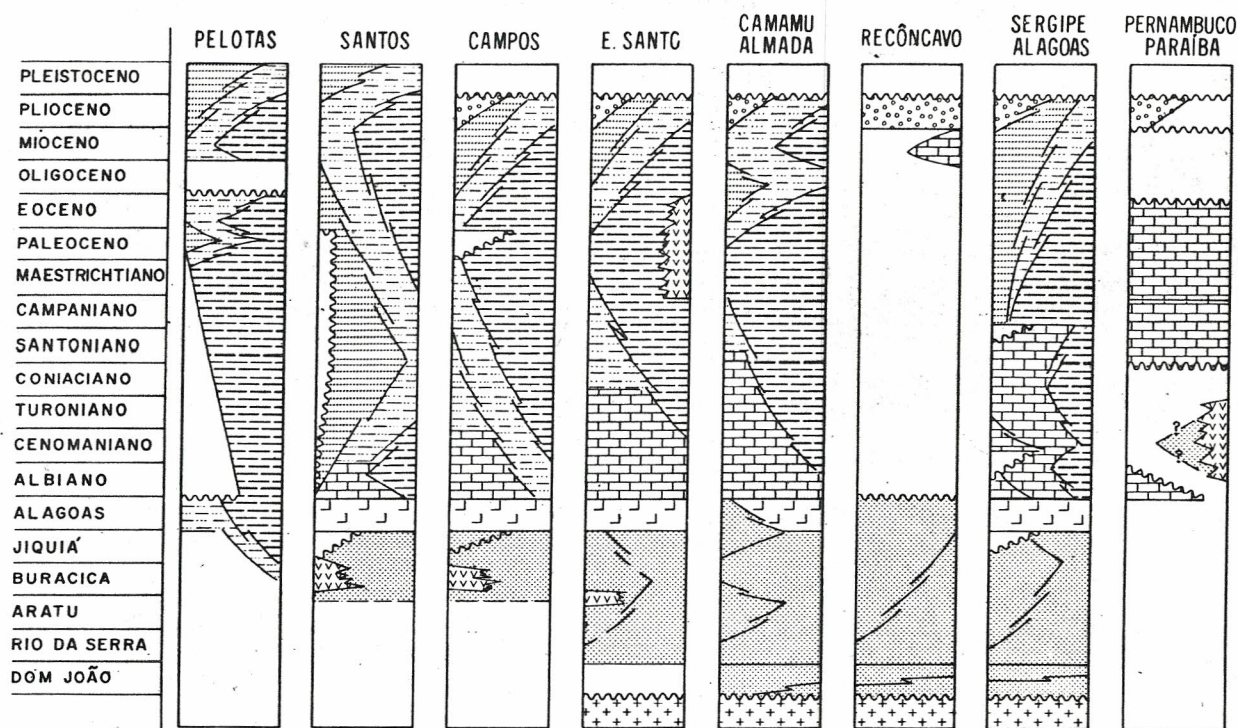
Dentro desse modelo é possível acomodar sugestão de A. GONÇALVES (1978, informação verbal) referente a uma migração de idades dos falhamentos cenozóicos, que de leste para oeste se tornam progressivamente mais jovens.

5 – DISCUSSÃO

O modelo aqui sugerido, embora a título de hipótese, mostra-se bastante plausível, pois tem a seu favor o fato de ajustar-se, como conseqüência normal, no quadro evolutivo da margem continental brasileira. Por outro lado, o próprio tectonismo cenozóico, evento incomum dentro dos esquemas teóricos de evolução de margens do tipo Atlântico, manifesta-se numa área que, pelo menos desde o início da evolução da margem continental brasileira, no Permiano/Triásico, revelou condições tectono-térmicas particulares.

É interessante destacar a delimitação, por alinhamentos que se supõe sejam expressões de anomalias profundas (*), da área afetada pelo tectonismo cenozóico e – segundo o modelo proposto – precedentemente submetida a um soerguimento crustal, por possíveis descontinuidades profundas, com direção aproximada leste-oeste: na porção sul, o Alinhamento do Rio Uruguai, e na porção norte, uma faixa de possíveis alinhamentos com-

(*) No sentido em que se toma neste passo, o termo “anomalia profunda” corresponde ao termo inglês “deep lineaments”, discutido mais detalhadamente no trabalho de ASMUS, neste volume.



LEGENDA

- CONTINENTAL
- Flúvio - lacustrino
- EVAPORÍTICO
- MARINHO DE PLATAFORMA RASA
- COSTEIRO, E MARINHO FRANCO
- Fluvial
- Transicional
- Plataforma
- Plataforma exterior e talude
- Rochas basálticas

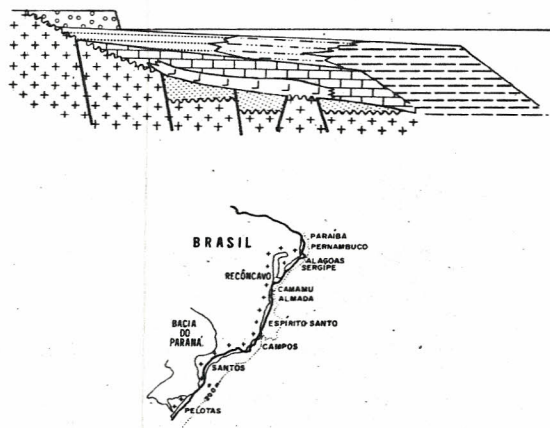


Fig. 5

Quadro sumário dos ambientes deposicionais na sucessão estratigráfica ao longo da margem continental leste brasileira. Notar na coluna representativa da Bacia de Santos a presença de uma cunha de sedimentos continentais (conglomerados areno-argilosos), do Albiano ao Oligoceno. Este intervalo sedimentar clástico, grosseiro, é indicativo da persistência de um alto no embasamento adjacente à bacia. (Modificado de PONTE & ASMUS,²⁶ 1978)

preendidos entre as latitudes de 22 e 24° S. Consoante dados mais recentes (ASMUS, neste volume), essas descontinuidades, combinadas com um estado térmico anômalo, condicionaram uma série de eventos que têm marcado a área: variação na distribuição e espessura de facies sedimentares na Bacia do Paraná; vulcanismo eocretácico; soerguimento crustal pré-ruptura; controle de implantação de zonas de fratura oceânicas; vulcanismo alcalino cretácico/terciário. Pode-se interpretar o evento cenozóico como remate de um ciclo tectono-térmico iniciado no Permiano. Um alto do embasamento cristalino, separando a Bacia de São Paulo da Bacia

de Taubaté, e outro alto, separando esta última bacia da Bacia de Resende, podem representar expressões de reativações ao longo das descontinuidades sugeridas para a porção norte da área em consideração.

Aparentemente, o modelo aqui proposto harmoniza a movimentação lateral, concebida para explicar a evolução da margem continental brasileira e a concomitante formação do Atlântico Sul, com grandes movimentações verticais. As avantajadas dimensões das porções soerguidas, tanto em área como, supostamente, em relevo, por criarem grandes instabilidades gravitacionais, recomendam computar essas instabilidades entre os pos-

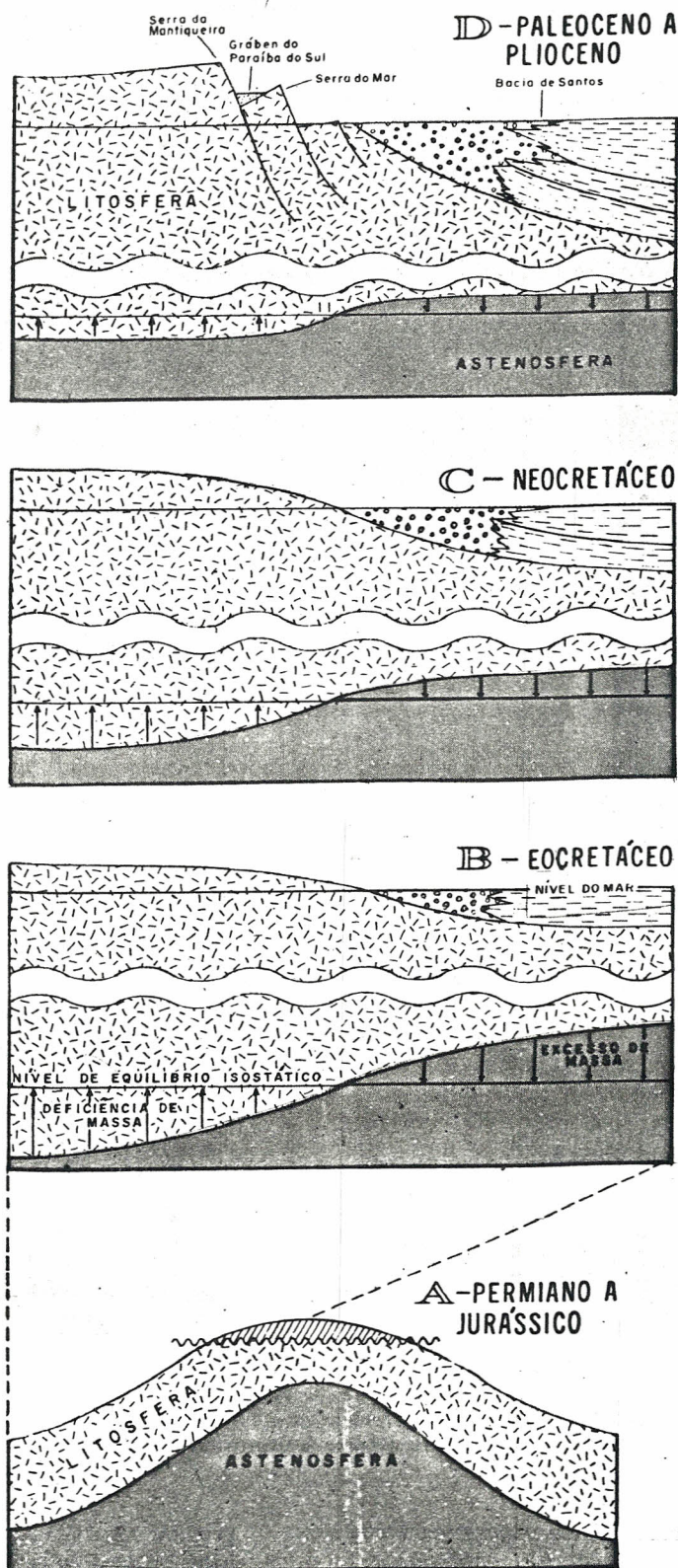
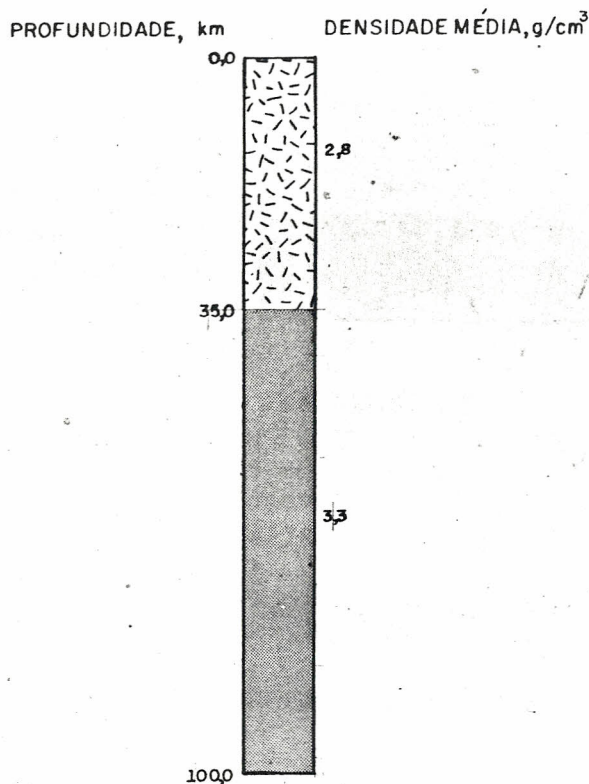


Fig. 6

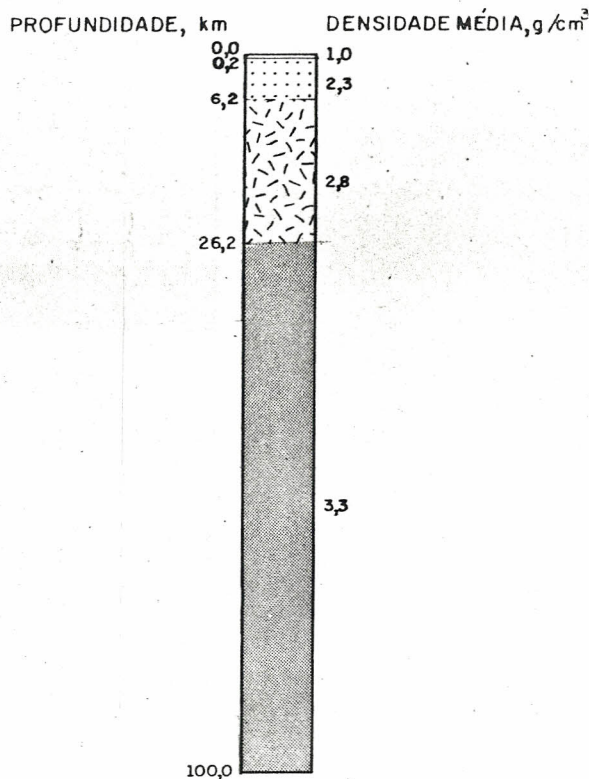
Esquema da sequência de estágios evolutivos da Bacia de Santos e da área continental adjacente (não está em escala). A formação do domo desenvolveu-se a partir do Permiano e atingiu expressão máxima no Jurássico/Triássico (estágio A). Daí que se processou um afinamento da litosfera, tanto por atenuação na porção inferior como por erosão na superfície. Após a ruptura crustal (estágio B), no Eocretáceo, estabeleceu-se desequilíbrio isostático, com excesso de massa sob a Bacia de Santos e com deficiência sob a porção continental adjacente. Os movimentos verticais opostos – descendentes na Bacia de Santos e ascendentes na região costeira adjacente –, que ocorreram subsequentemente (estágio C), imprimiram esforços que acabaram por suplantarem a resistência das rochas crustais, partindo-as (estágio D). A presença de uma área-fonte elevada, adjacente à Bacia de Santos, é documentada pelas cunhas de clásticos grosseiros (representados por pequenos círculos na figura) que se encontram na borda da bacia. O modelo isostático para os estágios B e C baseou-se em MILJUSH²¹ (1978).

1-ÁREA CONTINENTAL EMERSA



$$P_{TOTAL} = 312,5 \times 10^7 \text{ g/cm}^2$$

2-MARGEM CONTINENTAL



$$P_{TOTAL} = 313,5 \times 10^7 \text{ g/cm}^2$$

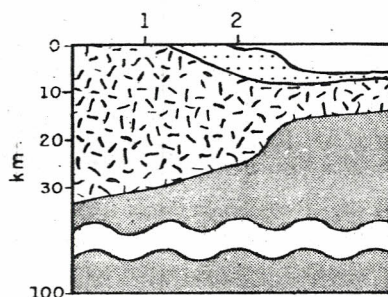
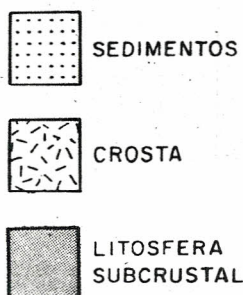


Fig. 7

Colunas litosféricas hipotéticas, supostamente representativas da situação atual na Bacia de Santos (coluna 2) e na área emersa adjacente (coluna 1). Os valores de espessuras foram calculados arbitrariamente, à falta de dados que possibilitem representação mais próxima do real. Os problemas de equilíbrio isostático e de ocorrência de terremotos estão discutidos no texto.

síveis mecanismos envolvidos nos estágios iniciais da movimentação das placas Sul-Americana e Africana.

Pelos conhecimentos atuais, não se tem noção exata sobre a completação do equilíbrio isostático entre a Bacia de Santos e a adjacente porção continental emersa. Os dados constantes da fig. 7, principalmente os de espessura litosférica, são hipotéticos, sem fundamento em informações de observação direta, que não existem. O quase equilíbrio entre as duas colunas construídas na figura é, também, apenas conjecturado. Importa esclarecer que, no estabelecimento da coluna que representa a Bacia de Santos na fig. 7 (coluna 2), os valores de es-

pessura, especialmente os da crosta, não foram selecionados para se ajustarem a uma situação de equilíbrio com a coluna 1 da mesma figura; tomaram-se valores considerados os mais plausíveis, e, embora esteja refletida uma quase equivalência isostática entre as duas colunas, é equivalência meramente casual, resultante do método utilizado, desconhecendo-se até que ponto seja representativa da situação real.

A história evolutiva da região Sudeste não permite classificá-la de sismicamente inativa. Tal inatividade, como se sabe, passa por uma das características mais notáveis das margens do tipo Atlântico. Em termos geológi-

cos, o desequilíbrio isostático da região Sudeste determinou, até um passado bem próximo, condições para o desencadeamento de terremotos. ALMEIDA³ (1976) menciona a existência de manifestação sísmica na região, manifestação que, embora fraca, parece indicar que o tectonismo não está inteiramente inativo.

A esse respeito, FULFARO & PONÇANO¹⁴ (1974) admitem que o embasamento cristalino pré-cambriano da região Sudeste é ainda tectonicamente ativo. Fundamentam sua opinião alegando indícios geomorfológicos patentes em terraços de rios, e informações de residentes na região, cujos relatos testemunham que os grandes deslizamentos de terra — como aquele de proporções catastróficas ocorrido em 1967 — trazem consigo uma sequência de sinais (tremores de terra, abertura de fendas)

nos quais se poderia, talvez, identificar alguma associação com terremotos.

Entretanto, AMADOR⁴ (1976) discorda do significado tectônico dos terraços fluviais. Entende que esses terraços do Pleistoceno Médio e Superior estejam relacionados a variações climáticas, com períodos glaciais e interglaciais, refletidos em fases de terraceamento e de dissecação, respectivamente. Acrescenta que a ausência de deformação nos estratos sedimentares superiores da Bacia de Resende indicaria quiescência tectônica no período de formação daqueles terraços.

De resto, a importância sócio-econômica e estratégica da área recomenda fazer estudos geofísicos (sismologia, gravimetria) para o amplo esclarecimento de suas propriedades crustais.

* * * * *

AGRADECIMENTOS — Os Autores agradecem a A. Gonçalves, F. C. Ponte, J. A. Robbiano e A. A. P. G. Xavier (PETROBRÁS), a B. B. B. Neves e A. N. Sial (Universidade Federal de Pernambuco), a P. C. Soares (Universidade Estadual Paulista — Campus de Rio Claro), a O. P. G. Braun (CPRM) e a L. A. P. Gambôa (University of Columbia), pela leitura crítica do trabalho e pelas sugestões oferecidas. Não obstante, assumem a inteira responsabilidade pelas opiniões e idéias aqui emitidas, nem sempre coincidentes com o modo de ver dos técnicos supracitados.

R. O. Kowsmann e M. A. Gorini auxiliaram na elaboração do Abstract.

BIBLIOGRAFIA

- ¹) ALMEIDA, F.F.M. de — *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1967. 36p. (Boletim 241).
- ²) ALMEIDA, F.F.M. de — Evolução tectônica da borda continental na região da serra do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27. Aracaju, 1973. *Resumo das Comunicações*, 1973. p. 184-5.
- ³) ALMEIDA, F.F.M. de — The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *An. Acad. Bras. Ci. Simpósio Internacional sobre as Margens Continentais do Tipo Atlântico*. Rio de Janeiro. 48 (Supl.): 15-26, 1976.
- ⁴) AMADOR, E. da S. — Terraços pleistocênicos da Bacia de Resende, RJ. In: ENCONTRO NACIONAL DE GEOGRAFOS, 2. 1976. *Resumos das Comunicações*, 1976. p. 250-60.
- ⁵) ASMUS, H.E. — Controle estrutural da deposição mesozóica nas bacias da margem continental brasileira. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, 5 (3): 160-75, set. 1975.
- ⁶) ASMUS, H.E. — *Diferenças nos estágios iniciais da evolução tectônica da margem continental leste brasileira: possíveis causas e implicações*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. CENPES. DEPRO. REMAC, 1977. 36p. (Comunicação Técnica REMAC — 007/77 — não publicado).
- ⁷) ASMUS, H.E. — *Hipóteses sobre a origem dos sistemas de zonas de fratura oceânicas/alinhamentos continentais que ocorrem nas regiões Sudeste e Sul do Brasil*. (neste volume).
- ⁸) ASMUS, H.E. & PONTE, F.C. — The Brazilian marginal basins. In: NAIRN, A. E. M. & STEHLI, F. G., eds. *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Press, 1973. v. 1 — The South Atlantic, p. 87-133.
- ⁹) ASMUS, H.E. & PORTO, R. — Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 26. Belém, 1972. *Anais do XXVI Congresso*. São Paulo, 1972. 3v. v. 2, p. 67-90.
- ¹⁰) BACOCOLI, G. & SAITO, M. — Bacia de Campos: geologia e perspectivas petrolíferas. In: CURSO DE ATUALIZAÇÃO EM GEOLOGIA DE PETRÓLEO. CAGEP-I Anais. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. DEXPRO. DIVEX, ag. 1973. v. 2.
- ^{10a}) BRAUN, O.P.G. — Contribuição à geomorfologia do Brasil Central. *Rev. Bras. Geogr.*, Rio de Janeiro, 32 (3): 3-39, jul./set., 1971.
- ¹¹) BRAUN, O.P.G. — Structure of the coastal orogenic belt of Southeastern Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM

- ON CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE,
São Paulo, oct. 13-17, 1975. *Abstracts*. Rio de Janeiro,
Acad. Bras. Ci. 1975, p. 1-3.
- 12) COX, K.G. - Tectonics and volcanism of the Karroo period and their bearing in the postulated fragmentation of Gondwanaland. In: CLIFFORD, T.N. & GASS, I.G., eds. *African magmatism and tectonics*. Dari 7, Hafner Publish. Co., 1970. p. 211-35.
 - 13) DEWEY, J. F. & BIRD, J. M. - Plate tectonics and Geosynclines. *Tectonophysics*, Amsterdam, 10: 625-38, 1970.
 - 14) FULFARO, V.J. & PONÇANO, W.L. - Recent tectonic features in the Serra do Mar region, state of São Paulo, Brazil, and its importance to engineering geology. In: Proc. of The Second International Congress of the International Association of Engineering Geology. São Paulo, Assoc. Bras. Eng. Geól., 1974. v.1, theme II, p. 71-7.
 - 15) GASS, I. G. - The Red Sea depression causes and consequences. In: TARLING, D.H. & RUNCORN, S.K., eds. *Implications of continental drift to earth sciences*. London & New York, Academic Press, 1973. v.2, p. 779-89.
 - 16) HAFNER, W. - Stress distribution and faulting. *Geol. Soc. Am. Bull.* Boulder, Colo., 62: 373-98, Apr. 1951.
 - 17) LE BAS, M.J. - Per-alkaline volcanism, crustal swelling, and rifting. *Nat. Phys. Sci.*, London, 230: 85-7, 1971.
 - 18) MAACK, R. - Os problemas da terra de Gondwana relacionados ao movimento tangencial de migração da crosta terrestre. *Boletim Paranaense Geográfico*, 18-20: 25-70, 1966.
 - 19) MARTIN, H. - A critical review for the evidence for a former direct connection of South America with Africa. In: FITKAN, E.J. et alii, eds. *Biogeography and ecology in South America*. The Hague, Dr. W. Junk Publishers, v.1, 1968.
 - 20) MEDEIROS, R.A. & ASMUS, H.E. - *Distribuição de facies na Bacia do Paraná como resultado de um soerguimento crustal no estágio pré-rift-valley da margem continental brasileira*. (em preparação).
 - 21) MILJUSH, P. - Tectonic framework and evolution of the Dinarides. *Tectonophysics*, Amsterdam, 44: 321-44, 1978.
 - 22) MOREIRA, A.A.N. & CAMELIER, C. - Relevô. In: GEOGRAFIA do Brasil. Rio de Janeiro, IBGE, 1977. v.3: Sudeste. p. 1-50.
 - 23) NIELSEN, T.F.D. - Possible mechanism of continental breakup in the North Atlantic. *Nature*, London, 253: 182-4, 1975.
 - 24) OJEDA, H.A. & DE CESERO, P. - *Bacias de Santos e Pelotas, geologia e perspectivas petrolíferas*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS. DEXPRO, 1973. (não publicado).
 - 25) PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. - The Brazilian marginal basins: current state of knowledge. *An. Acad. Bras. Ci.* Simpósio Internacional sobre as Margens Continentais do Tipo Atlântico. Rio de Janeiro, 48 (Supl.): 215-39, 1976.
 - 26) PONTE, F.C. & ASMUS, H.E. - Geological framework of the Brazilian continental margin. *Geologische Rundschau*, Stuttgart, 67 (1): 201-35, 1978.
 - 27) SIEDNER, G. & MITCHELL, J.G. - Episodic mesozoic volcanism in Namibia and Brazil: a K-Ar isochron study bearing on the opening of the South Atlantic. *Earth Planet. Sci. Lett.*, Amsterdam, 30: 292, 1976.
 - 28) SOARES, P.C.; LANDIM, P.M.B.; FULFARO V.J. - Avaliação preliminar da evolução geotectônica das bacias intracratônicas brasileiras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre. *Anais do XXVIII Congresso*. São Paulo, SBG, 1974. 7v. v.4, p. 61-80.
 - 29) TURCOTTE, D.L.; AHERN, J.L.; BIRD, J.M. - The state of stress at continental margins. *Tectonophysics*, Amsterdam, 42: 1-28, 1977.