

**SOCIEDADE BRASILEIRA
DE GEOLOGIA
NÚCLEO MINAS GERAIS**

BOLETIM Nº 11

**1º Workshop sobre Neotectônica e
Sedimentação Cenozóica Continental
no Sudeste Brasileiro**

PATROCÍNIO

CEMIG

Companhia Energética de Minas Gerais

Belo Horizonte , junho 1990

**SOCIEDADE BRASILEIRA
DE GEOLOGIA
NÚCLEO MINAS GERAIS**

BOLETIM N.º 11

**1º WORKSHOP SOBRE NEOTECTÔNICA E
SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL
NO SUDESTE BRASILEIRO**

COORDENADOR: ALLAOUA SAADI

PATROCÍNIO

**CONSELHO NACIONAL DE DESENVOLVIMENTO CIENTÍFICO E TECNOLÓGICO (CNPq)
PRÓ-REITORIA DE PESQUISA DA UFMG (PRPq/UFMG)
COMPANHIA ENERGÉTICA DE MINAS GERAIS (CEMIG)**

APOIO

**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFMG (IGC/UFMG)
ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA)**

BELO HORIZONTE, JUNHO 1990

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

DIRETORIA EXECUTIVA

Presidente: PAULO CÉSAR SOARES
Vice-Presidente: JOEL CARNEIRO DE CASTRO
Dir. Secretário: CAETANO JULIANI
Dir. Tesoureiro: WILSON SHOJI IYOMASA
Dir. Publicações: ZULEIKA CARRETA CORRÊA DA SILVA
Dir. Suplente: JOÃO DA ROCHA HIRSON
Dir. Suplente: JOÃO DE AQUINO LIMAVERDE

NÚCLEO MINAS GERAIS

Presidente: CARLOS MAURÍCIO NOCE (IGC/UFMG)
Vice Presidente: ANDREA FONSECA DA COSTA (MESTRADO IGC/UFMG)
1º Secretário: EDÉZIO TEIXEIRA DE CARVALHO (IGC/UFMG)
2º Secretário: SÔNIA PINTO PRATES (CNEN)
1º Tesoureiro: ALLAOUA SAADI (IGC/UFMG)
2º Tesoureiro: CID CHIODI FILHO (DOCEGEO)
Dir. Publicações: LYDIA MARIA LOBATO (IGC/UFMG-CNEN)
1º Suplente: CLÁUDIA R. DA FRANCA (MESTRADO IGC/UFMG)
2º Suplente: EMERSON FLORÊNCIO (CONGEP)
Conselheiro
Representante Titular: MAURÍCIO GONÇALVES FERREIRA (DOCEGEO)
Conselheiro
Representante Suplente: LUIZ GUILHERME KNAUER (IGC/UFMG)

APRESENTAÇÃO

O Núcleo Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia sente-se honrado em promover o 1º Workshop SOBRE NEOTECTÔNICA E SEDIMENTAÇÃO CENOZÓICA CONTINENTAL NO SUDESTE BRASILEIRO, apresentando a seus associados e à comunidade geológica em geral os resumos dos trabalhos apresentados.

Esperamos estar contribuindo para a divulgação de um tema ainda pouco explorado na pesquisa geológica e geomorfológica brasileira, mas de grande relevância e pertinente a vários campos de interesse.

Gostaríamos de destacar o inestimável apoio dos patrocinadores deste evento e o esforço pessoal de seu organizador, colega Allaoua Saadi. O Núcleo agradece também a contribuição de todos os participantes do workshop.

Carlos Maurício Noce
Presidente do Núcleo SBG-MG

INTRODUÇÃO AOS ANAIS

O Workshop sobre "Neotectônica e Sedimentação Continental Cenozóica no Sudeste Brasileiro", organizado pelo Núcleo Minas Gerais da Sociedade Brasileira de Geologia, com o apoio do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais (IGC/UFMG) e da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), representa a primeira realização da recém criada Sub-Comissão Técnico-Científica de "Geologia do Cenozóico".

O tema, tal como concebido, tem quatro objetivos fundamentais:

- O primeiro deles visa atrair a atenção dos geomorfólogos e geólogos que atuam no território brasileiro sobre a importância das manifestações tectônicas intraplaca como condicionantes das meso- e macrofeições geomorfológicas, bem como dos padrões de comportamento morfo genético atual de várias regiões.
- O segundo, representado pela associação "Neotectônica-Sedimentação Cenozóica", nos permite de início caracterizar o maior problema enfrentado pela pesquisa em neotectônica; a saber: provar a juventude desses movimentos e datá-los diretamente. Nota-se, no entanto, que a falta de meios materiais e técnicas necessárias à datação dos sedimentos cenozóicos não nos permite ainda alcançar resultados totalmente satisfatórios.
- Em terceiro lugar, insistimos sobre o fato de que a limitação à área continental teve por único objetivo evitar que um grande número de trabalhos sobre as bacias marginais da Plataforma Brasileira viesse diluir aqueles que enfocam a área continental e desviar a atenção da pesquisa sobre esta última.
- Em quarto lugar, concentramos os esforços deste primeiro encontro sobre a Região Sudeste do Brasil por saber que ela possui o maior acervo de trabalhos e publicações acerca da neotectônica em área continental. Como consequência disso, abrem-se maiores perspectivas de iniciar um debate sobre o significado regional do acervo de dados e sobre as chances de se conseguir num futuro próximo um esquema de relacionamento continental, entre os esforços gerados na margem ativa andina e os gerados na margem passiva sul-atlantiana.

Este primeiro passo em direção a uma integração dos resultados das pesquisas em neotectônica e de uma melhor compreensão dos processos envolvidos em escala

regional revelou-se promissor em termos de aplicações práticas para o planejamento territorial. Dos debates ocorridos, tanto durante as mesas-redondas, quanto durante a excursão de campo, surgiu um consenso quanto à importância dos estudos neotectônicos no planejamento de grandes obras civis, tais como barragens, usinas nucleares, depósitos de rejeitos radioativos, etc...Acredita-se que um futuro encontro do mesmo gênero, realizado em tempos econômicos melhores, oferecerá condições mais adequadas para discutir os problemas de localização e dimensionamento destas obras. Um esforço suplementar deverá ser realizado no objetivo de trazer à mesa de debate usuários potenciais ligados às áreas de mineração e de recursos hídricos e energéticos.

Finalmente, é importante ressaltar o quanto foi profícua a troca de opiniões entre geofísicos e demais cientistas da Terra a respeito das relações de causa-efeito entre tectônica e sismologia. Apesar de alguma divergência quanto à interpretação em escala regional, convergiu-se para uma importante complementariedade dos resultados nas escalas continental e local. Fica claro que já há caminho para um melhor entrosamento quando o conhecimento das características geológicas e sismológicas do território brasileiro estiver mais adiantado.

O presente volume traz ao conhecimento da comunidade geocientista e interessados de outras áreas o resultado dos trabalhos e dos debates deste primeiro encontro sobre a neotectônica do Sudeste Brasileiro. Espera-se que de sua leitura surjam críticas e sugestões que possam orientar os organizadores de um futuro segundo encontro sobre o tema.

Allaoua Saadi

Coordenador do Evento

ÍNDICE

HASUI, Y. Neotectônica e aspectos Fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil.....	1
MIOTO, J.A. Tentativa de Zoneamento sísmico do Sudeste Brasileiro.....	33
MELO, M.S. de; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. Influência da neotectônica nos terraços fluviais do Baixo Ribeira do Iguape (SP).....	47
VELOSO, J.A.; ASSUMPÇÃO, M.; CARVALHO, J.; BARBOSA, J.R.; FONTENELE, D.; BASSINE, A.; GOMES, I.P.; BLUM, M.; RIBEIRO, R.K. Sismicidade recente nos estados de Minas Gerais e Bahia.....	57
SAADI, A. Um "Rift" neo-cenozóico na região de São João del Rei-MG; borda sul do Cráton do São Francisco.....	63
SAADI, A.; VALADÃO, R.C. Eventos tectono-sedimentares na bacia neo-cenozóica de Rio das Mortes (Região de São João del Rei-MG).....	81
SAADI, A.; PEDROSA SOARES, A.C. Um "graben" cenozóico no Médio Jequitinhonha, Minas Gerais....	101
NERY, A.C.F. Métodos geofísicos aplicados em estudos de neotectônica.....	125
PEDROSA SOARES, A.C.; SAADI, A. (relatores) Debates da Sessão de Encerramento.....	131

NEOTECTÔNICA E ASPECTOS FUNDAMENTAIS DA TECTÔNICA RESSURGENTE NO BRASIL

Por

YOCITERU HASUI

Departamento de Petrologia e Metalogenia/Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista / Campus de Rio Claro

ABSTRACT

Several crustal blocks are separated by major crustal discontinuities based on geophysical and geological data, to which limits large thrust shear belts are related, with associated late transcurrent belts where oblique low-angle convergence is recognized. High grade terrains (granulitic belts) are exposed in one side, and metavolcano-sedimentary belts are present in the other side of the discontinuities; the distal rock complexes represent granite-greenstone terrains. This regional structural picture is seen as due to ancient collisions of continental blocks, the subducted one carrying volcano-sedimentary sequences of passive margin basins.

Crustal weakness zones of the territory are related to this first-order structural framework, which is admitted to be of Late Archean age. The geological processes, since the Middle Proterozoic up to now, are controlled by the borders of these crustal blocks (sutures and thrust/transcurrent shear belts), indicating the effectiveness of the resurgent tectonics in the Brazilian territory.

INTRODUÇÃO

A influência de zonas de fraqueza crustal no desenvolvimento de processos e feições geológicas é reconhecida desde longa data, como,

por exemplo, na formação de bacias por movimentação ao longo de des continuidades preexistentes no embasamento. Ela vêm merecendo aten-ção crescente, por vir se revelando como fundamental para se entender o desenvolvimento de muitas feições geológicas no tempo e no espaço, inclusive das manifestações da Neotectônica.

Este artigo tem por objetivo focalizar esse assunto no que diz respeito ao Brasil, abordando as zonas de fraqueza que se vêm ca-cterizando no território e suas manifestações intermitentes atra-vés da história geológica, até o presente, com as informações disponíveis.

TECTÔNICA RESSURGENTE

Foi E.S. Hills (apud WHITE et al. 1.986) quem, na segunda metade da década de 40, primeiramente mostrou a existência de falhas condicionando o quadro geomorfológico da Austrália, as quais teriam se instalado em coincidência com zonas de movimentação mais antigas, que, por sua vez, apresentam evidências de uma longa história de desloca-mentos. Esse tipo de manifestação tectônica intermitente de falhas em episódios separados por intervalos de quiescência ele chamou de tectônica ressurgente.

Só mais recentemente o assunto voltou a ser ventilado (p.ex., WATTERSON 1.975, SYKES 1.978, NRC 1.980, ETHERIDGE 1.986, WHITE et al. 1.986), reconhecendo-se que a tectônica ressurgente tem fundamental importância na evolução da crosta continental, envolvendo a reativação, não apenas ocasional de uma falha ou zona de cisalhamento dúctil isolada, mas de sistemas tectônicos inteiros, como, por exemplo, as falhas ativas durante o desenvolvimento das bacias (em essência, leques lístricos distensivos), condicionando a inversão das mesmas, com desenvolvimento, basicamente, de leques lístricos de cavalgamento (p. ex., ETHERIDGE 1.986). Ao se analisar a evolução geológica dos continentes, pode-se remontar na história pretérita reconhecendo falhas e zonas de cisalhamento dúctil que, intermitentemente, influenciaram no desenvolvimento de feições diversas, como se as manifestações geológicas tivessem uma herança estrutural crônica.

As considerações mecânicas para explicar a reativação são simples. Uma zona de falha preexistente, em geral, é constituída da brecha, farinha e minerais nela formados. Em regime rúptil, essa constituição da zona de falha condiciona coesão e coeficiente de atrito baixos, relativamente às rochas adjacentes, que facilita a sua reativação. Em regime dúctil, a granulação na zona de falha, a sua composição mineralógica e a presença de estruturas (por exemplo, foliação), facilitam o fluxo plástico: basicamente, a granulação mais fina, a existência de minerais formados em zonas de falha (de menor temperatura de formação) e a presença de foliação tornam-nas preferenciais para acomodar os movimentos de massas rochosas; este fluxo é normalmente acompanhado e ainda mais favorecido pela percolação de fluidos, que inclusive promove transferência de massas. Dessa forma, em geral, face à atuação de um regime de esforços, é mais fácil reativar uma falha preexistente do que nuclear uma nova falha.

Se, ao invés de uma zona de falha, for considerada uma zona de cisalhamento dúctil preexistente, esta, por ter normalmente granulação menor, minerais produzidos por recristalização e foliação, apresenta propriedades mecânicas que são também em geral favoráveis à reativação.

Claro está que na reativação ou nucleação outros fatores também são muito importantes, como a orientação da falha preexistente em relação aos esforços e a intensidade destes.

A TECTÔNICA RESSURGENTE NO BRASIL

A noção de zona de fraqueza sempre foi abordada de maneira algo vaga e intuitiva em muitos artigos publicados no País, através da observação de falhas ou conjuntos de falhas e da delineação de movimentação repetida. O progresso nesse tipo de abordagem começou com a procura, no quadro geotectônico do território, de indicações de descontinuidades crustais, como no ensaio de HASUI e PONÇANO (1.978), que buscava uma explicação para a sismicidade, e no estudo de ALMEIDA (1.981), que reconheceu a influência do que chamou Cráton de Paramirim no condicionamento da evolução proterozóica e na configuração do Cráton do São Francisco, ou em numerosos outros trabalhos procurando identificar feições do embasamento que influíram no desenvolvimento das bacias paleozóicas e mesozóicas.

Os avanços mais recentes começaram com a utilização de dados geofísicos, principalmente de gravimetria (anomalias Bouguer) e magnetometria e aplicação dos conceitos e critérios mais modernos da Tectônica, em que, além da geometria, se considera a cinemática.

As zonas de fraqueza fundamentais

O mapa de anomalias Bouguer delinea grandes anomalias regionais (ALMEIDA et al. 1.980, LESQUER et al. 1.981, HARALYI e HASUI 1.982, HASUI et al. 1.984b, HARALYI et al. 1.985, HASUI e HARALYI 1.985, HASUI et al. 1.989). O tipo mais destacado é aquele que pode ser descrito como dois platôs gravimétricos adernados, desnivelados de várias dezenas de miligals e separados por um vale gravimétrico de algumas dezenas de miligals; para facilidade de expressão, tais anomalias serão referidas como de tipo 1. A modelagem leva necessariamente a considerar dois blocos crustais separados por uma descontinuidade, de tal modo que um dos blocos tem excesso de massas crustais mais densas (platô mais alto) e outro tem excesso de massas crustais mais leves (platô mais baixo), e uma zona de espessamento neste último, correspondente ao vale gravimétrico. Outro tipo de anomalia (aqui referido, para facilidade de expressão, como de tipo 2) é dado pelo desvio das curvas isogâlicas em planta. Essas anomalias de tipo 2 correspondem a zonas de movimentação direcional, que afetam as anomalias de tipo 1 e deslocam seus segmentos por distâncias decaquilométricas ou mais, sendo, portanto, posteriores a estas.

A Fig. 1 mostra o mapa Bouguer da região leste do Brasil (dados existem também para a região meio-norte, vale do Araguaia, Bacia Amazônica, e região sul-sudeste) e a Fig. 2 é o perfil Bouguer AB, notando-se os platôs adernados e separados por vales gravimétricos. A Fig. 3 mostra o mapa da porção mineira, para mostrar maior detalhe, a título de exemplificação. Os perfis indicados estão representados na Fig. 4, notando-se os dois platôs desnivelados e o vale gravimétrico. O jogo de massas mais e menos densas decorre em essência, das diferenças das colunas de crosta superior e inferior e a Fig. 5 é uma modelagem crustal das anomalias da Fig. 4; a curva Bouguer calculada para esse modelo está representada em pontilhado na Fig. 4. Os valores de densidade assumidos são realísticos para as rochas da superfície; as espessuras atribuídas para a crosta superior e inferior são

arbitrárias, podendo ser modificadas (p. ex., 15 km e 20 km, respectivamente), sem que isso acarrete mudança qualitativa no modelo. É fácil ver que o desenho da crosta pode ser elaborado, incluindo presumíveis detalhes estruturais e blocos deslocados, para se assemelhar aos modelos de zonas colisionais que têm sido sugeridos para outras regiões do mundo.

Os dados aeromagnéticos mostram diversas anomalias, das quais as maiores podem ser sistematizadas em termos de:

- grandes lineamentos,
- zonas calmas, com relevo suave, marcado por anomalias de pequeno comprimento de onda e pequena amplitude,
- zonas perturbadas, com relevo médio, marcado por anomalias tendo comprimento de onda chegando a até 300 km e amplitude de 3 km, e
- zonas muito perturbadas, com relevo acentuado, marcado por anomalias com amplitudes de 300 nT e comprimentos de onda geralmente 10 km (HARALYI et al. 1.985, HASUI e HARALYI 1.985, HASUI et al. 1.989).

As anomalias lineares correspondem a descontinuidade, não necessariamente com expressão gravimétrica. Quanto aos demais tipos, nas áreas de exposição de rochas pré-cambrianas e de maneira genérica, verifica-se que:

- as zonas calmas correspondem às faixas dos vales gravimétricos, isto é, a zonas de espessamento crustal,
- as zonas muito perturbadas correspondem a áreas com formações feríferas (como no Quadrilátero Ferrífero) ou outras unidades litológicas com alta suscetibilidade magnética (p. ex., vulcânicas básicas), mas têm maior expressão fora delas, onde correspondem a cinturões granulíticos,
- as zonas perturbadas aparecem no restante.

A Fig. 6 mostra a distribuição desses tipos de anomalias magnéticas em Minas Gerais, para ilustrar essas constatações e mostrar que os dados corroboram as indicações dos dados gravimétricos.

Para a região amazônica, os dados gravimétricos existentes são aqueles referentes à Bacia do Amazonas; para o restante, a informação é aquela obtida por satélites, gravimétrica e magnética (HASUI et al. 1.984b).

A partir de tais dados geofísicos, pode-se traçar as grandes descontinuidades correspondentes às anomalias de tipo 1, que definem os grandes blocos crustais que constituem o território brasileiro. As articulações dos blocos se dão ao longo das suturas e de junções triplices. A Fig. 7 mostra esses blocos; algumas regiões, não foram ainda analisadas e estão em branco. As descontinuidades correspondentes a anomalias de tipo 2 são numerosas e não foram indicadas para evitar a sobrecarga da figura.

Juntando-se a esse mapa a informação geológica, pode-se constatar as seguintes relações mais importantes (Fig. 8):

- o platô mais baixo corresponde a terrenos granito-greenstone, representando a uma placa que mergulhou sob a adjacente,
- o vale gravimétrico corresponde a uma zona de espessamento crustal, ao qual podem se associar, na superfície, extensos cinturões meta-vulcano-sedimentares,
- os cinturões granulíticos aparecem na borda do bloco correspondente ao platô mais elevado e correspondem a porções alçadas do bloco que cavalgou o adjacente,

- uma das bordas dos cinturões de alto grau corresponde a descontinuidade que separa os dois blocos.

Essa estruturação fundamental decorreu de colisão de massas continentais, envolvendo subducção da placa correspondente ao platô mais baixo; o outro bloco representa a placa superior. No atual nível de erosão, expõem-se porções da crosta inferior da placa superior (cinturão granulítico). Em termos de movimentação relativa de blocos, pode-se falar em subducção de um e/ou obducção do outro; a movimentação absoluta não é determinável. As descontinuidades separando os blocos representam suturas de colisão.

A zona da sutura e largas faixas de um e outro lado dela mostram-se afetadas por deformações decorrentes de tectônica de cavalgamento, envolvendo rampas frontais, oblíquas e direcionais, nestes dois últimos casos aparecendo cinturões transcorrentes tardios associados. Essas deformações, no atual nível de exposição, foram dúcteis e acompanhadas de processos de recristalização metamórfica, sob condições termais geralmente de fácies anfíbolito (até com migmatização associada) arrefecendo para as de fácies xisto verde (indicada pelas associações retrometamórficas). A aplicação dos modernos conceitos de Geologia Estrutural e Tectônica (p. ex., PARK 1.988, HASUI e COSTA 1.988) tem permitido avançar no entendimento desses cinturões de cavalgamento, que se acham complicados por transcorrências tardias quando os movimentos não foram frontais e envolveram rampas oblíquas e laterais, como, por exemplo:

- em Goiás (DRAKE JUNIOR 1.980, HASUI e HARALYI 1.985; COSTA 1.985; COSTA et al. 1.987, 1.988a, b.c; COSTA e HASUI 1.988; HASUI e MAGALHÃES 1.990; HASUI e COSTA 1.990 e outros),
- no noroeste do Ceará (CABY e ARTHAUD 1.986, ABREU et al. 1.988, GAMA JÚNIOR et al. 1.990 e outros),
- no Pará-Maranhão (COSTA et al. 1.988d e outros),
- na faixa Espinhaço (HERGESSELL 1.985, ABREU et al. 1.986, UHLEIN et al. 1.986, MARSHAK e ALKMIN 1.989 e outros),
- no Quadrilátero Ferrífero (DRAKE JUNIOR e MORGAN 1.980; SCHORSCHER 1.982, MARSHAK e ALKMIN 1.989) e
- na região Sudeste (HASUI 1.983, 1.986; HASUI et al. 1.984a, 1.988, 1.989, 1.990a; ZANARDO 1.987; MORALES 1.987; EBERT et al. 1.988 e outros).

Outros avanços deverão advir da análise desses cinturões, no sentido de se caracterizar os pacotes metavulcano-sedimentares envolvidos (que podem representar bacias de margens continentais passivas e/ou terrenos alóctonos), os conjuntos gnáissico-granitóides (que podem representar arcos magmáticos, magmatismo anorogênico e porções crustais mais antigas) e os cinturões de alto grau (que encerram ortoderivados e supracrustais associadas, representando os possíveis mais antigos registros da história da crosta), em busca do entendimento da evolução da crosta.

Paleotectônica ressurgente

A estruturação fundamental delineada acima por dados geofísicos e geológicos é de idade antiga, porquanto envolve os conjuntos rochosos mais antigos do território. A idade precisa não foi ainda definida, sendo os dados geocronológicos existentes insuficientes para tanto. É possível que a coalescência dessas massas continentais tenha ocorrido no fim do Arqueano, já que é a essa época que se atribui a constituição de um megacontinente, incorporando a quase totalidade

da massa crustal conhecida no globo (p. ex., PIPER 1.983, WINDLEY 1.984), e do qual a América do Sul fazia parte, e não através de sucessivos ciclos através do Proterozóico como tem sido suposto pelo modelo de policiclismo.

A consolidação desse megacontinente foi alcançada diacronamente no Proterozóico Inferior. É notável na geologia pré-cambriana brasileira que as unidades rochosas atribuídas com menor incerteza ao Proterozóico Médio assentam sobre rochas que mostram ter sofrido metamorfismo de fácies granulito, anfíbolito e, em parte, xisto verde. Isso significa que houve erosão em grande escala e profundidade, capaz de expor essas rochas na superfície no Proterozóico Inferior, e é provável que as idades de 2,5 a 1.8 Ga, que têm sido obtidas com frequência, se relacionem com momentos em que as rochas tiveram seus registros isotópicos acionados (época de ascensão e erosão), em vez de corresponderem a assinaturas de ciclo tectônico (Transamazônico), como tem sido ventilado pelo modelo do policiclismo que tem permeado a interpretação geológica no Brasil (p. ex., ALMEIDA et al. 1.976, HASUI et al. 1.978, ALMEIDA e HASUI 1.984).

O Proterozóico Médio é um intervalo de tempo em que ocorreram falhamentos, formação de bacias que foram preenchidas por sedimentos, em sua maior parte imaturos, bem como intensa atividade magmática, manifesta em derrames félsicos e em intrusões básicas, intermediárias e ácidas, ao menos em parte alcalinas. Esse processo geológico é conhecido na região Amazônica, encontrando similar no hemisfério norte (ALMEIDA 1.978). Tais manifestações não são, estranhamente, reconhecidas no restante do País, o que parece resultar da interpretação baseada no modelo de quatro ciclos tectônicos superpostos (Jequié, Transamazônico, Uruaçuano e Brasileiro), cuja revisão, ampla, foi já iniciada.

Essas manifestações na Amazônia têm estreita relação com a estruturação mostrada na Fig. 7, envolvendo suturas de direções gerais NE-SW e NW-SE, já que os grandes feixes de falhas reconhecidas têm essas orientações, muitos coincidindo com as bordas dos blocos crustais e alguns seccionando-os (Fig. 9). A esses feixes de falhas se vinculam os processos sedimentares e magmáticos reconhecidos (manifestações vulcano-plutônicas Uatumã e Amogujá; manifestações de intrusões básicas Avanavero, Crepori e outros; manifestações de intrusões de granitos Serra da Providência, Teles Pires, Surucucus, Abonari, Rondonianos, Caripunas, Costa Marques e outros; manifestações de intrusões de alcalinas Canamã, Teotônio e outras; acumulação das sequências sedimentares Roraima, Gorotire, Beneficente, Pacaás Novos, Dardanelos, Cubencranquém, Prainha, Mutum-Paraná, Aguapei e outras; acumulação dos pacotes vulcano-sedimentares Arinos e Nova Floresta (p. ex., GIBBS e BARRON 1.983; HASUI e ALMEIDA 1.985).

O único cinturão orogênico vinculável com menor insegurança, à luz dos dados atuais, ao Proterozóico Médio é a faixa do Espinhaço. Ela tem orientação concordante e estruturação análoga à do cinturão de cisalhamento ligado às suturas indicadas na Fig. 8, que passam pela porção oriental de Minas Gerais e centro-oeste da Bahia. Essa relação não deve ser casual e pode ser vinculada a reativação dos referidos cinturões de cisalhamento ou, alternativamente, indicar que a faixa do Espinhaço se formou em tempos antigos do que se vêm considerando.

O Proterozóico Superior é considerado a época de acumulação do Grupo Bambuí, bem como de outras sequências envolvendo sedimentação

pelito-carbonáticas expressivas (Ubajara, Natividade, Una, Miaba/Vaza-Barris, Rio Pardo, Corumbá/Alto Paraguai, Açungui) e provavelmente algumas eminentemente detriticas (partes do São João Del Rei e do São Roque, HASUI et al. 1.989; parte do Porongos, JOST e HARTMANN 1.984; talvez outras). Cabe notar que todas essas sequências (a não ser partes do Bambuí e do Corumbá/Alto Paraguai) mostram ter sido metamorfizadas em fácies xisto verde e dobradas, o que significa que apreciáveis pacotes superiores foram removidos pela erosão, o que torna especulativa a reconstituição paleogeográfica e problemática as correlações. De todo modo, as sequências eminentemente pelito-carbonatadas representam episódios transgressivo-regressivos no interior da massa continental então existente. A distribuição delas, assim como das demais sequências referidas, não é casual, mas guarda relações com os cinturões de cisalhamento ligados a suturas acima referidos, não só de ordem geográfica como de concordância estrutural. Também os blocos cratônicos coevos a essas sequências (São Luiz, Amazônico, do São Francisco e Rio de la Plata) são claramente condicionados pelos cinturões de cisalhamento ligados às suturas. Fig. 10.

Ao início do Paleozóico têm sido atribuídas sequências de sedimentos imaturos, com ou sem vulcânicas intermediárias/ácidas (ocasionalmente básicas), das regiões Nordeste (Jaibaras, Sitiã, Rio Jucá, São Julião-Pio IX, Juá; p. ex. SANTOS e NEVES 1.984) e Sudeste-Sul (Pouso Alegre, Samambaia, Camarinha, Guaratubinha, Castro, Campo Alegre, Itajaí, Bom Jardim/Camaquã; p. ex., JOST e HARTMANN 1.984, HASUI 1986, SILVA 1.987, HASUI et al. 1.989), todas relacionadas com zonas falhadas. Tais pacotes relacionam-se com os domínios de cinturões de cisalhamento, do mesmo modo que as sequências citadas no parágrafo anterior. Fig. 10. Essas bacias assinalam processos de tectônica distensiva ou eventualmente transtrativa que parece marcar o início do embaciamento paleozóico que se seguiu, em vez de representarem molhas do Ciclo Brasileiro.

As bacias paleozóicas têm clara relação com a compartimentação em blocos crustais. A Bacia Amazônica coincide com uma sutura, a do Parnaíba se instalou em uma zona de convergência de várias suturas e a do Paraná é flanqueada por suturas e sobreposta a outras. Relação com suturas também podem ser vistas nas bacias do Alto Tapajós e Paracis-Alto Xingu. Fig. 11. Também muitos arcos têm evidente relação com os limites dos blocos. Em estudo recente, a Bacia do Paraná no Estado de São Paulo revelou notáveis relações de fácies e isópacas com blocos crustais (HASUI et al. 1.989). Esse quadro geral denota a reativação das bordas dos blocos ou dos cinturões de cisalhamento associados na implantação e evolução das bacias.

O desenvolvimento das bacias ditas paleozóicas adentrou em parte do Mesozóico, e em seguida ocorreram manifestações magmáticas (intrusões e derrames básicos, e intrusões alcalinas, inclusive graníticas), falhamentos e sedimentação, até o Mioceno. Tais manifestações ocorreram no interior do território, mas mais destacadamente na zona costeira. Elas são enfeixadas no que se chama Reativação Su-Atlântiana (anteriormente Wealdeniana), que tem seu apogeu no Cretáceo, com a abertura do Atlântico e separação Brasil-Africa. As manifestações do magmatismo basáltico (intrusões enxames de diques, e derrames), os falhamentos (e, portanto, a formação de bacias) e grande parte da linha de abertura do Atlântico podem ser relacionadas com a disposição dos cinturões de cisalhamento ligados às suturas. Fig. 12. Muitas são as referências a reativações de feições do embasamento ligadas a essa etapa evolutiva (p. ex., HASUI et al. 1.978a, ASMUS 1.984, FORTES

1.988, CUNHA 1.988, EIRAS e KINOSHITA 1.988).

A Fig. 13 mostra as falhas que foram indicadas nos terrenos cristalinos, no Mapa Geológico do Brasil em 1:2.500.000 (SCHOBENHAUS et al. 1.981). Elas têm diferentes idades e obviamente decorreram de eventos tectônicos distintos, mas, como se verifica, os feixes de falhas têm estreita relação com as suturas e cinturões de cisalhamento associados, denotando a fraqueza crustal.

Neotectônica ressurgente

A conceituação de Neotectônica pode ser discutida quanto ao tempo geológico abrangido. No Brasil, as alternativas que se pode colocar dizem respeito:

- à inclusão de todos os processos que culminaram com a abertura do Atlântico até a situação atual, neste caso remontando ao Triássico (ou mesmo ao Permiano), ou
 - à inclusão apenas dos processos relacionados com a deriva do continente sul-americano, neste caso remontando aos meados do Terciário.
- O Autor considera que esta segunda alternativa deve ser privilegiada, porquanto ela diz respeito à movimentação ainda vigente (que é, por definição o objeto da Neotectônica), com manifestações de ambiente intraplaca, e exclui as manifestações de tectônica distensiva e talvez também compressiva (CAPUTO 1.988) do processo de abertura do oceano, cuja atuação se encerrou nos meados do Terciário.

A datação precisa do advento do regime intraplaca no Brasil é evidentemente questão difícil, porquanto a mudança de regime tectônico não é instantânea nem sincrônica e requer o reconhecimento de marcos precisos no registro geológico. Pode-se, contudo, considerar o início da deposição da Formação Barreiras (ARAI et al. 1.988) e do último pacote das bacias costeiras e o fim das manifestações magmáticas no território brasileiro (ca. 12 Ma, no Nordeste) como balizadores da época de início das manifestações neotectônicas, que se localiza por volta do Mioceno Médio. Isto significa que podem ser consideradas neotectônicas as manifestações tectônicas do neogeno e Quaternário.

As feições neotectônicas factuais que têm sido referidas são (excluídas aqui as manifestações vulcânicas do Atlântico):

- falhas,
- morfogênese,
- zonas de erosão e de sedimentação,
- sismicidade,
- tensões intraplaca,
- fluxo térmico e fontes termais.

Os dados não são ainda suficientes para se reconstituir um quadro regional preciso para a ressurgência neotectônica no território brasileiro, apenas permitindo delinear alguns traços gerais, o que se discute a seguir.

Falhas

No que diz respeito às falhas, elas têm sido analisadas em algumas áreas, afetando rochas sedimentares e magmáticas formadas a partir do Mesozóico. Alguns exemplos podem ser citados.

Nos basaltos da Bacia do Paraná têm sido observadas faixas ao longo das quais os blocos separados por diaclasamento colunar mostram

estrias de atrito, de movimentação normal e sobretudo transcorrente (HASUI et al. 1.978b, MIOTO e HASUI 1.990), atribuíveis a discreta movimentação geral transcorrente. Essa mesma tectônica afeta também a Formação Caiuá, sobreposta aos basaltos (MAGALHÃES et al. 1.990).

No macico de Itatiaia foram observadas numerosas falhas seccionando as rochas alcalinas, que foram atribuídas a deslocamento transcorrente (RICCOMINI 1.990). Também no carbonatito de Jacupiranga foi identificado uma rede de falhas relacionadas com deslocamento transcorrente, ligado a binário dextral E-W (HASUI et al. 1.990b).

Os sedimentos das bacias terciárias continentais do Sudeste apresentam-se falhados e o fato de as falhas afetarem inclusive as camadas superiores indica que houve movimentação posterior à sedimentação, seja como último pulso da tectônica de desenvolvimento da bacia, seja como episódio posterior. Tais falhas foram interpretadas como ligadas a tectônica distensiva (CAMPANHA et al. 1.985, MELO et al. 1.986), a tectônica transcorrente (ZALAN 1.986) e a tectônica distensiva seguida de transcorrente (RICCOMINI 1.990), parecendo, contudo, serem compatíveis com uma tectônica distensiva oblíqua.

Também podem ser referidas as falhas transcorrentes que os geólogos da Petrobrás, principalmente, vêm reconhecendo nas bacias brasileiras desde já há algum tempo.

Não se tem ainda um quadro das falhas associadas a zonas em deslocamento atual, mas é de se esperar que tenha relação com o quadro delineado na Fig. 13.

Morfogênese

A morfogênese do território brasileiro decorreru essencialmente dos processos tectônicos que incidiram após o Triássico e culminaram com a abertura do Atlântico e deriva dos continentes, envolvendo soerguimentos, horstes e grábens gerados por falhas, domos levantados por intrusões, formação de derrames vulcânicos, erosão e sedimentação.

As manifestações notectônicas que se seguiram são difíceis de serem precisadas, podendo-se apenas esboçá-las com balizamento nas superfícies de erosão que têm sido reconhecidas no território.

A Superfície Sul-Americana (Japi, Pratinha e outras designações regionais), nivela as formações do fim do Cretáceo no oeste de Minas Gerais e é atribuída ao início do Terciário (ALMEIDA 1.976). Ela alçou enorme extensão e foi alçada após sua formação, até as altitudes atuais (em torno de 1.100 m nas regiões leste, sudeste e central do País) e deformada em algumas regiões no Paleogeno (p. ex., no planalto de Campos do Jordão, onde está acima de 2.000 m).

O exame da carta hipsométrica mostra que as altitudes acima de 1.100 m aparecem ao longo da região próxima à costa, do Rio Grande do Sul até a Bahia (e também da região no norte de Roraima), indicando ter sido essa região a que mais se elevou.

Esse alçamento propiciou a escultura do relevo atual, por pulsos com assinaturas em superfícies de erosão mais jovens, que ainda não foram adequadamente regionalizadas e parecem relacionadas com a evolução das grandes bacias hidrográficas, mostrando cotas decrescentes rumo aos grandes rios (Amazonas, Araguaia, São Francisco, Paraná e outros).

Erosão e Sedimentação

Os processos de erosão e sedimentação ligados à Neotectônica es tao relacionados com a escultura do relevo e evolução da rede de dr enagem atuais.

O exame do mapa geológico do País mostra, quase que de imediato, a existência de enormes áreas de sedimentos terciários e/ou quaternários. São elas:

- a região costeira, do Amapá ao Rio Grande do Sul,
- a região do alto Amazonas,
- a região do Pantanal mato-grossense,
- a Ilha do Bananal,
- a região do alto Xingui,
- o vale do Guaporé,
- as regiões do médio e do alto São Francisco.

Muitas outras áreas menos expressivas existem, como a região da capital paulista e do vale do Paraíba em São Paulo. Outros pacotes existem, de pequena espessura e reduzida distribuição, que podem ser ligados essencialmente à evolução de encostas e da rede de drenagem.

Tais zonas mais importantes de sedimentação são mostradas na Fig. 14 e ela sugere possíveis regiões em subsidência e/ou regiões adjacentes em ascensão. Também se pode vislumbrar a relação com a estruturação em blocos crustais.

Os dados de movimentação tectônica, contudo, são ainda segmentários e insuficientes para se elaborar um quadro regional. Pode-se, por exemplo, referir às porções de costa de emersão e de afogamento em São Paulo (p. ex., FULFARO et al. 1.974, SUGUIO e MARTIN 1.976), que parecem se inserir em contextos maiores em que se alternam trechos costeiros aparentemente em subsidência (Amapá-Marajó, Ceará-Espírito Santo e Rio Grande do Sul) e em emersão (Pará-Maranhão e Santa Catarina-Rio de Janeiro).

Sismicidade

O aspecto neotectônico mais fotogênico é a sismicidade intraplaca. Ela foi primeiramente reconhecida no início do século em termos de províncias sísmicas (BRANNER 1.912, 1.920) e depois passou a ser atribuída a causas atectônicas (acomodação de sedimentos, abatimentos de tetos de cavernas etc.), até a retomada da explicação tectônica na década de 70 (p. ex., HABERLEHNER 1.978, HASUI e PONÇANO 1.978, SADOWSKI et al. 1.978).

Uma linha interpretativa adotada tem sido a de delimitar grandes regiões afetadas por sismos, as províncias sísmicas, e relacioná-las com as feições geológicas/geotectônicas mais jovens, indicadas pelos mapas geológicos (p. ex., HABERLEHNER 1.978, BERROCAL et al. 1.984). Outra linha interpretativa que vêm sendo seguida tem considerado a existência de zonas de fraqueza crônica que se manifestaram no passado geológico e se manifestam atualmente (p. ex., HASUI e PONÇANO 1.978, HASUI et al. 1.982, HASUI e MIOTO 1.988, HASUI et al. 1.989); tais manifestações se dariam preferencialmente em áreas mais limitadas, as zonas sismogênicas, que podem ser demarcadas pelos eventos registrados e pela configuração estrutural fundamental.

As zonas sismogênicas têm sido delineadas (ainda que sejam em si algo difusas, como é peculiar em domínios continentais, e mais ainda pelos erros nas determinações de epicentros) e relacionadas com

domínios por onde passam os cinturões de cisalhamento referidos e as suturas associadas, e com domínios de paleojunções triplícies. Essa relação pode ser vista na Fig. 15.

Tensões intraplaca

As tensões intraplaca têm sido abordadas através de quatro caminhos.

A Análise Estrutural de descontinuidades permite deduzir a orientação dos eixos de deformação causados por um regime de tensão ou os eixos deste regime de tensão. Apenas algumas áreas foram examinadas por essa via (p. ex., MAGALHÃES et al. 1.990, HASUI et al. 1.990b, RICCOMINI 1.990), as deduções indicando a atuação de compressões e trações horizontais compatíveis com binário em torno de E-W (rotação da placa no sentido horário). Os procedimentos analíticos devem levar em conta a cinemática e não simplesmente a geometria, como se fez no passado. O grande problema dessa abordagem está na datação das falhas, devendo-se considerar as feições geradas pela Neotectônica.

A Sismologia, através das soluções de plano focal e mecanismo focal, fornece informações sobre a orientação da falha que originou o sismo e o seu tipo de movimentação, a partir do que se pode deduzir a orientação da compressão. Alguns dados já foram apresentados (p.ex. MEDIGUREN e RICHTER 1.978), apontando compressão de direção WNW-ESE e algumas discrepâncias, explicáveis pela presença de anisotropias ou tensões residuais.

A medida de tensões in situ constitui o terceiro caminho. Ela tem sido realizada com o uso de equipamentos diversos que medem as tensões do maciço nos locais onde são introduzidos; só em 1.989 foi aplicada pela primeira vez a técnica do fraturamento hidráulico (Barragem de Serra da Mesa, GO). As determinações dão a orientação dos eixos principais de tensão e seus módulos. Os dados existentes não foram ainda compilados em mapas, não se sabendo da distribuição regional. Acresce ainda que os resultados nem sempre são concordantes e abrem campo para controvérsias.

O quarto caminho baseia-se em modelos derivados da Teoria das Placas. Pode-se considerar, em tese, que a tectônica distensiva (talvez compressão em algumas partes) que imperou durante o Mesozóico e início do Terciário, vinculada aos processos que culminaram com abertura do Atlântico, cedeu lugar a uma tectônica intraplaca. Esta envolve tensões induzidas pelo deslocamento da Placa Sul-Americana, com eixo de compressão horizontal (BOTT 1.982, PARK 1.988), com direção em torno de WNW-ESE. Em outros continentes já se mostrou que as tensões determinadas in situ mostram orientações não necessariamente concordantes com as previstas, provavelmente devido a influência de anisotropias crustais ou presença de tensões residuais de eventos tectônicos anteriores, e também apresentam magnitudes diversas, pouco maiores que a metade das previstas (p. ex., GAY 1.977, DENHAM et al 1.979); também no Brasil, alguns dados discrepantes já foram constatados, o que impõe cautela nas inferências teóricas.

Fluxo térmico e fontes termais

Alguns dados de fluxo térmico e fontes termais já foram apresentados (p. ex., HAMZA 1.982, HASUI et al. 1.989), com a verificação da relação de anomalias de fluxo térmico, distribuição de fontes termais e zonas sismogênicas. Com isso, tais dados podem ser somados

aos sismológicos no sentido de definir zonas de instabilidade atuais.

Aspectos essenciais do quadro neotectônico

Como foi colocado, o quadro neotectônico do Brasil se insere num cenário de uma placa litosférica em movimento para WNW, com movimentos epirogenéticos positivos e, menos expressivamente, negativos.

As tensões existentes são induzidas pelos deslocamentos das bordas da placa, em essência envolvendo compressão horizontal WNW-ESE. Como o movimento da placa se dá sobre a esfera terrestre, ele deve ser assimilado em termos de rotação em torno de um eixo imaginário perpendicular à superfície; esse movimento é rotacional e horário, e as tensões relacionam-se com binário dextral. É possível que tensões residuais também existam, mas sua avaliação é muito difícil.

A expressão estrutural da movimentação da placa se dá eminentemente por falhas, cuja atividade é de caráter ressurgente, condicionada pelas zonas de cisalhamento e suturas ligadas à estruturação de primeira ordem, antiga, da crosta no território. As falhas são predominantemente transcorrentes, mas outros tipos também podem aparecer em função do ângulo entre as feições reativadas e as tensões. Já a movimentação epirogenética, eventualmente pode se manifestar por falhas normais.

A expressão morfológica dos movimentos epirogenéticos, positivos e em parte negativos, ao que parece induzidos por desequilíbrios e por busca de reequilíbrio de massas crustais, se dá pelo condicionamento de extensas áreas de erosão e de sedimentação, de que decorrem inúmeros aspectos geológicos e geomorfológicos, cambiantes no tempo e no espaço.

No presente, alívios das tensões se dão ao longo de zonas de instabilidade, cuja caracterização foi iniciada através de dados sismológicos, de fluxo térmico e de fontes termais. Outros aspectos a considerar são as tensões in situ.

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Pelo exposto acima, fica patente que a reativação episódica de falhas se vincula com algum processo ou feição geológica de abrangência regional e que a remontagem para o passado, em termos de zonas de fraqueza, acaba conduzindo à estruturação fundamental do território, que se constitui em tempos muito antigos. Com isso, vê-se que a tectônica ressurgente incidiu em larga escala, inclusive em termos neotectônicos, em todo o território brasileiro.

Os estudos neotectônicos são ainda incipientes e não fornecem uma base de dados que permitam uma visão de conjunto precisa da movimentação que vêm ocorrendo desde o Mioceno, ligados a epirogenese e deslocamento da Placa Sul-Americana para WNW. Os estudos de falhas, de áreas de erosão e sedimentação, morfogenese, de sismicidade, fluxo térmico, fontes termais e tensões estão ainda no início e constituem as principais linhas de pesquisa em andamento.

Outras linhas podem ser implementadas pela aplicação de técnicas de investigação de movimentos utilizadas em outras regiões do mundo.

As investigações, como se vê, são multidisciplinares e só com a cooperação entre especialistas se poderá avançar na caracterização da

movimentação e, conseqüentemente, dos fenômenos e dos processos geológico-tectônicos em curso. Este entendimento permitirá a definição mais eficaz da estabilidade geológica, importante para a ocupação do meio físico e planejamento de obras de engenharia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, F. de A.M. DE. O Cinturão de Cisalhamento Noroeste do Ceará In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. Anais ... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, p. 20-34.
- ABREU, P.A.A. et al. Elementos da zona de cisalhamento dúctil na borda oriental da Serra do Espinhaço, Minas Gerais. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 3, p. 1219-1231.
- ALMEIDA, F.F.M. DE. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil, Anais da Academia Brasileira de Ciências, 1976 v. 48, Suplemento, p. 15-26.
- _____ Evolução do cráton Amazônico e do São Francisco comparada à de seus homólogos do Hemisfério Norte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v. 6, p. 2392-2407.
- _____ O Cráton do Paramirim e suas relações como o do São Francisco. In : SIMPÓSIO SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. Anais... Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 1981, p. 1-9.
- _____ et al. The Upper Precambrian of South America. São Paulo, Instituto de Geociências/USP, 1976, v. 7, p. 45-80.
- _____ et al. Informações geofísicas sobre o oeste de Minas Gerais e seu significado geotectônico. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 1980, v. 52, n. 1, p. 49-62.
- _____ ; HASUI, Y. (Coordenadores). O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Editora Edgard Blucher, 1984.
- ARAI, M. et al. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 2, p. 738-752.
- AMUS, H.E. Inferências, hipóteses e problemas relativos à origem e evolução da margem continental brasileira. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, v. 4, p. 1655-1677
- BERROCAL, J. et al. Sismicidade do Brasil. São Paulo, Instituto Astronômico e Geofísico/USP - Comissão Nacional de Energia Nuclear, 1984.
- BOTT, M.H.P. Origin of lithospheric tension causing basin formation. Philosophical Transactions of the Royal Society of Lond, Série A, 1982, v. 305, p. 319-324.
- BRANNER, J.C. Earthquakes in Brazil. Seismological Society of America Bulletin, 1912, v. 2, p. 105-117.
- _____ Recent earthquake in Brazil. Bulletin of the Geological Society of America, 1920, v. 10, p. 32-34.

- CABY, R.; ARTHAUD, M. Major Precambrian nappes of Brazilian belt, Ceará, Northeast Brazil. *Geology*, 1986, v. 14, p. 871-874.
- CAMPANHA, G.A.C. et al. Análise do padrão de fraturamento mesozóico-cenozóico de bacias continentais do Sudeste do Brasil. In : SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. Atas... São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985, v. 1, p. 337-355.
- CAPUTO, M.V. Análise do modelo geotectônico de Rabinowitz e Labrecque. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v.5, p. 2292-2307.
- COSTA, J.B.S. Aspectos lito-estruturais e evolução crustal da região centro-norte de Goiás. Belém, Universidade Federal do Pará (Tese de Doutorado). 1985.
-
- _____ et al. The Central Brazil Pop-Up: an example of double ancient oblique collision. In : CONFERENCE ON DEFORMATION AND PLATE TECTONICS, Gijón, 1987. Abstracts... Oviedo, Universidad de Oviedo, 1987, p. 24-25.
-
- _____ et al. A zona de articulação dos blocos Brasília e Araguacema no centro-norte de Goiás. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p. 2197-2207. (a).
-
- _____ et al. Relações estruturais entre o Cinturão Oro gênico Araguaia e o Maciço Goiano. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p. 2187-2196. (b).
-
- _____ et al. Cinturão Araguaia. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Roteiro das Excursões.... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, p. 71-92. (c).
-
- _____ et al. A faixa de cisalhamento Tentugal na Folha SA. 23-YB. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p. 2257-2266.
-
- _____ ; HASUI, Y. Aspectos do Lineamento Transbrasileiro na região de Porto Nacional-Natividade, GO. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p. 2208-2216.
- CUNHA, F.M.B. Controle tectônico-estrutural na hidrografia da região do alto Amazonas. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p. 2267-2277.
- DENHAM, D. et al. Stress in the Australian crust: evidence from earthquakes and in situ measurements. *Journal of Australian Geology and Geophysics*, 1979, v. 4, p. 289-295.
- DRAKE JUNIOR, A.A. The Serra de Caldas Novas window, Goiás. Tectonic studies in Brazilian Shield. United States Geological Survey, Professional Paper, 1980, nº. 1119-A.
-
- _____ ; MORGAN, B.A. Precambrian plate tectonics in the Brazilian Shield - Evidence from the Pre-Minas rocks of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. Tectonic studies in the Brazilian Shield, United States Geological Survey, Professional Paper, 1980, nº 1119-B.

- EBERT, H.D. et al. Aspectos da evolução estrutural do Cinturão Móvel Costeiro na região da Mina do Perau, Vale do Ribeira, PR.
In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p.2318-2331
- EIRAS, J.F.; KINOSHITA, E.M. Evidências de movimentos transcorrentes na Bacia de Takutu. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p. 2278-2291.
- ETHERIDGE, M.A. On the reactivation of extensional fault systems. Philosophical Transactions of the Royal Society of Lond, Série A, 1986, v. 317, p. 179-194.
- FORTES, F.P. A origem da Bacia Potiguar como decorrência do ciclo tecto-orogênico Brasileiro. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p. 2.091-2.106.
- FULFARO, J.V. et al. A gênese das planícies costeiras paulistas
In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, 1974. Anais... Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, 1974, v. 3, p. 37-42.
- GAMA JUNIOR, R. et al. A Zona de Cisalhamento de Granja e seu significado tectônico. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. A sair.
- GAY. N.C. Principal horizontal stresses in southern Africa. Pure and Applied Geophysics, 1977, v. 115, p. 3-10.
- GIBBS, A.K.; BARRON, C.K. The Guiana Shield reviewed. Episodes, 1983, v. 6, nº 2, p. 7-14.
- HABERLEHNER, H. Análise sismotectônica do Brasil. Notas explicativas sobre o mapa sistmotecônico do Brasil e regiões correlacionadas. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo 1978. Anais... São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1978, v. 1, p. 297-328.
- HAMZA, V.M. Thermal structure of South American continental lithosphere during Archean and Proterozoic. Revista Brasileira de Geociências, 1982, v. 12, p. 149-159.
- HARALYI, N.L.E. et al. Ensaio sobre a estruturação crustal pré-cambriana do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim Especial, Volume Djalma Guimarães, 1985, p. 71-93.
-
- _____ ; HASUI, Y, Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais... Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 1, p. 374-385.
-
- _____ ; _____ Interpretation of gravity and manetic data of old cratonic areas in Central-East Brazil. In: W.H.Hinze (Editor), Utility of regional gravity and magnetic anomaly maps. Society of Exploration Geophysicists, 1985, p. 124-131.
- HASUI, Y. Aspectos essenciais da seção Caconde-Caraguatatuba e suas implicações na reconstituição da organização e evolução do Pré-Cambriano do leste paulista. In : JORNADA DA CARTA GEOLÓGICA DO ESTADO DE SÃO PAULO EM 1:50.000, 1, São Paulo, 1983, Atas... São Paulo, Pró-Minério, 1983, p. 227-252.

- _____. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo/Pró-Minério (Relatório 23.742). 1986.
- _____; ALMEIDA, F.F.M. DE. The Central Brazil Shield reviewed. Episodes, 1985, v. 8, nº 1, p. 29-37.
- _____; COSTA, J.B.S. Zonas e Cinturões de cisalhamento. Belém, XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia, 1988.
- _____; COSTA, J.B.S. O Cinturão Araguaia: um enfoque estrutural-estratigráfico. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990, A sair.
- _____; HARALYI, N.L.E. A megaestruturação de Goiás. In : SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, Goiânia, 1985. Ata... Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985, p. 120-144.
- _____; MAGALHÃES, F.S. Modelo estrutural e evolutivo da Mina Cana Brava (GO) e sua importância. UNESP, Revista Geociências, 1990. A sair.
- _____; MIOTO, J.A. A zona sismogênica de Porangatu. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. Anais... Belém Sociedade Brasileira de Geologia, 1988, v. 5, p. 2173-2186.
- _____; PONÇANO, W.L. Geossuturas e sismicidade no Brasil IN : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. Anais... São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1978, p. 331-338.
- _____ et al. Geologia da Região Administrativa 3 (Vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (Litoral). São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, Monografia 1, 1978, (a).
- _____ et al. Investigações estruturais na região de Primeiro de Maio, SP e PR. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 2, São Paulo, 1978. Anais... São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1978, p. 339-352. (b).
- _____ et al. As estruturas brasileiras. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v. 6, p. 2423-2437.
- _____ et al. Geologia geomorfologia tectônica e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo, Monografia 7, 1982.
- _____ et al. O "Granito Três Córregos" revisando e o Maciço de Catas Altas. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro, Sociedade Brasileira de Geologia, 1984, v. 7, p. 3023-3031. (a).
- _____ et al. Elementos geofísicos e geológicos da região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In : SYMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus, 1984. Anais... Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984, p. 129-147.
- _____ et al. Deformação por cisalhamento dúctil : modelo de transformações de rochas pré-cambrianas antigas do leste de São Paulo, São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo/Pró-Minério (Relatório 25.908). 1988.

- _____ et al. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. São Paulo, Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo/Pró-Minério (Relatório 27.394). 1989.
- _____ et al. Estruturação da extremidade oriental da chamada Cunha de Guaxupé: dados preliminares. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. A sair. (a).
- _____ et al. Mina de carbonatito de jacupiranga: permeabilidade do maciço avaliada pelo modelo geoestrutural. In : Y. Hasui e J. A. Mioto (Coordenadores), Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1990. A sair (b).
- HERGESSELL, G. Uma margem continental proterozóica na Serra do Cipó setentrional (Serra do Espinhaço meridional). In : SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais... Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, 1985, p. 1-15.
- JOST, H.; HARTMANN, L.A, Província Mantiqueira. Setor meridional. In : F.F.M. de Almeida e Y.Hasui (Coordenador), O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Editora Edgard Blucher, 1984, p. 345-368.
- LESQUER, A. et al. Signification structural des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton du São Francisco (Brésil). Tectonophysics, 1981, v. 76, p. 273-293.
- LIMA, M.I.C. Províncias geológicas do Cráton Amazônico, em território brasileiro. In : SYMPOSIUM AMAZONICO, 2, Manaus, 1984. Anais. .. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1984, p. 9-24.
- MAGALHÃES, F.S. et al. Análise estrutural do maciço rochoso da barragem de Porto Primavera. In : Y. Hasui e J.A. Mioto (Coordenadores), Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1990. A sair.
- MARSHAK, S.; ALKMIN, F.F. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco region, Minas Gerais, Brazil. Tectonics, 1989, v. 2, p. 555-571.
- MELO, M.S. et al. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil Revista Brasileira de Geociências, 1986, v. 16, p. 193-201.
- MIOTO, J.A.; HASUI, Y. Aspectos estruturais de interesse à implantação da rede sismográfica de Salto Santiago, Rio Iguaçu (PR). In : Y. Hasui e J.A. Mioto (Coordenadores), Geologia Estrutural Aplicada. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia, 1990. A sair.
- MORALES, N. Evolução lito-estrutural das rochas pré-cambrianas da região de São João da Boa Vista. São Paulo, Instituto de Geociências/USP (Dissertação de Mestrado), 1987.
- NRC - NATIONAL RESEARCH COUNCIL. Continental Tectonics. Washington, National Academy of Sciences, Studies in Geophysics, 1980.
- PARK, R.G. Geological structures and moving plates. Blackie, 1988.
- PIPER, J.D.A. Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics. Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society, 1983, v. 74, p. 163-197.

- RICCOMINI, C. O rift continental do Sudeste do Brasil. São Paulo. Instituto de Geociências/USP (Tese de Doutorado), 1990.
- SADOWSKI, G.R. et al. Sismicidade da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. Anais... Recife, Sociedade Brasileira de Geologia, 1978, v. 5, p. 2347-2361.
- SANTOS, E.J. DOS; NEVES, B.B. DE B. Provincia Borborema. In : F.F.M. de Almeida e Y.Hasui (Coordenadores), O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Editora Edgard Blucher, 1984, p. 123-180.
- SCHOBENHAUS, C. et al. Mapa geológico do Brasil e da margem oceânica adjacente incluindo recursos minerais, escala 1:2.500.000. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral, 1981.
- SCHORSCHER, H.D. et al. Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais State : Rio das Velhas greenstone belt and Proterozoic rocks. In : INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON ARCHEAN AND EARLY PROTEROZOIC GEOLOGIC EVOLUTION AND METALLOGENESIS, Salvador, 1982. Excursions.... Salvador, Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, Annex.
- SUGUIO, K.; MARTIN, L. Mecanismos de gênese das planícies sedimentares quaternárias do litoral do Estado de São paulo. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. Anais... Belo Horizonte, Sociedade Brasileira de Geologia, 1976, v. 1, p.295-305.
- SYKES, L.R. Intraplate seismicity, reactivation of preexisting zones of weakness, alkaline magmatism and other tectonism postdating continental fragmentation. Reviews of Geophysics and Space Physics, 1978, v. 6, p. 621-688.
- UHLEIN, et al. Contribuição à geologia e tectônica das rochas arqueanas e proterozóicas da Serra do Espinhaço meridional, MG. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, Sociedade Brasileira de Geologia, 1986, v. 3, p. 1191-1203.
- WATTERSON, J. Mechanism for the persistence of tectonic lineaments. Londres, Nature, 1975, v. 253, p. 520-522.
- WHITE, S.H. et al. Fault-zone reactivation: Kinematics and mechanisms Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Série A 1986, v. 317, p. 81-97.
- WINDLEY, B.F. The evolving continents. 2a. edição. John Wiley, 1984.
- ZALAN, P.V. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências, 1986, v. 16, p. 245-257.
- ZANARDO, A. Análise petrográfica e microestrutural das rochas da Folha Águas de Lindóia. São Paulo, Instituto de Geociências / USP (Dissertação de Mestrado), 1987.

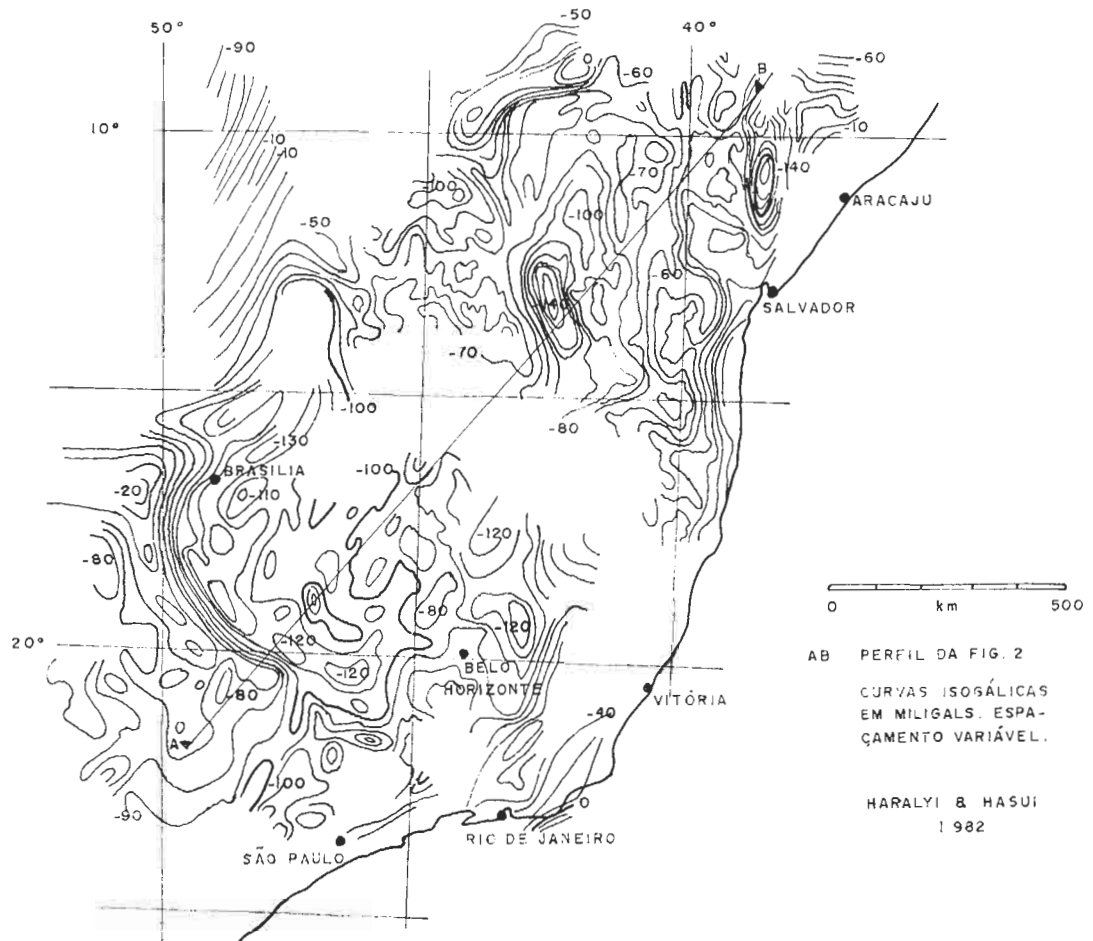
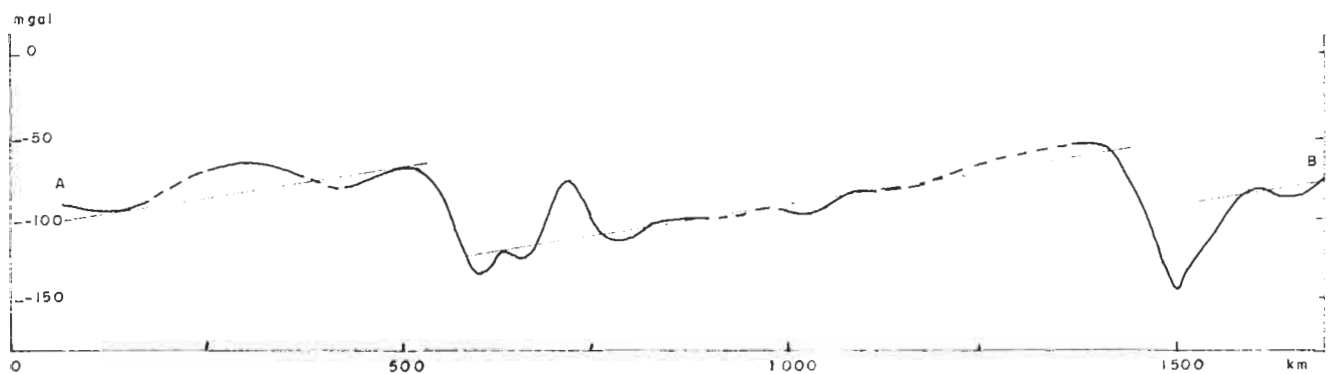


FIG. 1 - MAPA BOUGUER SIMPLIFICADO DO LESTE BRASILEIRO



GRADIENTE REGIONAL

HARALYI & HASUI (1982)

FIG. 2 - PERFIL BOUGUER A-B

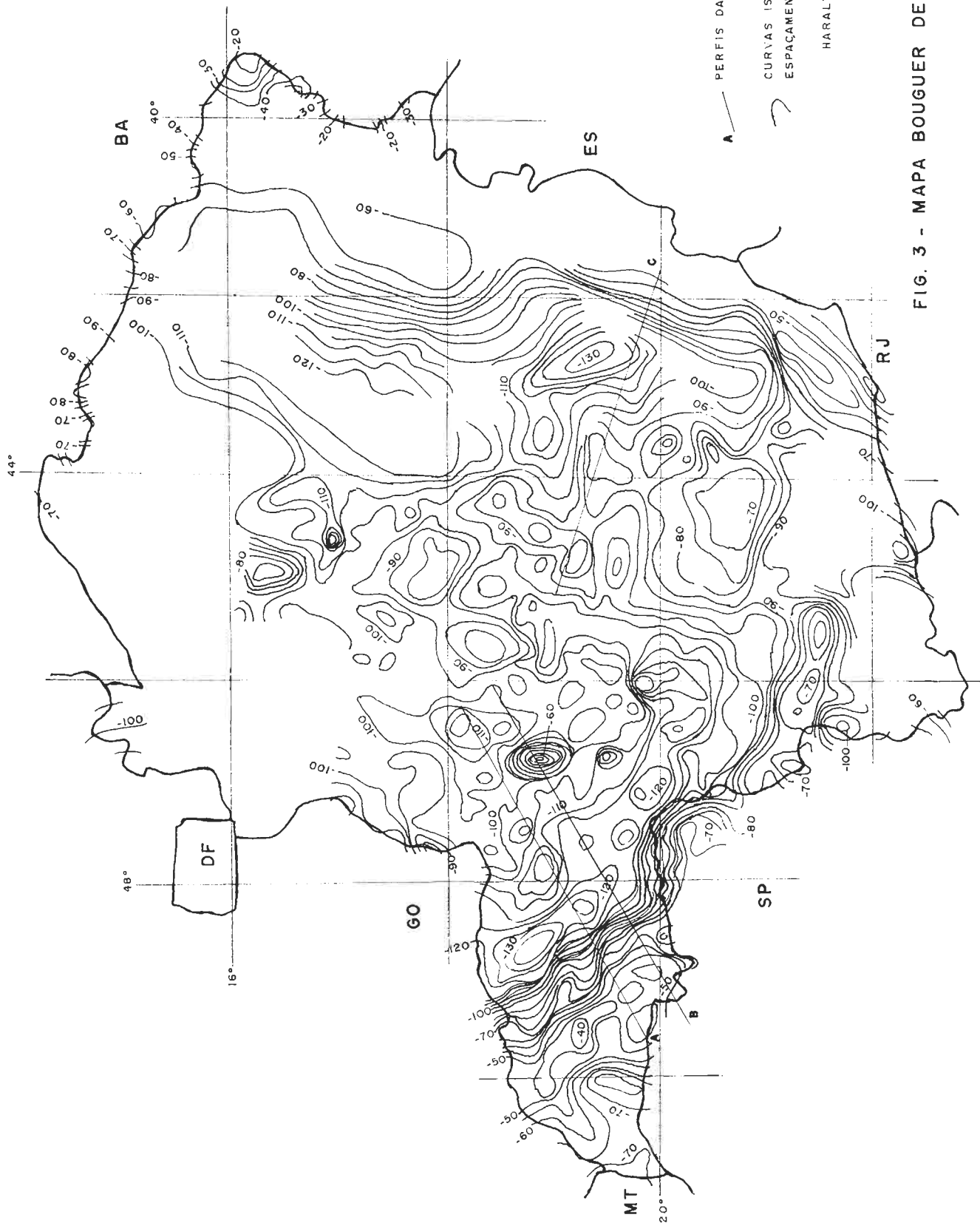


FIG. 3 - MAPA BOUGUER DE MINAS GERAIS

CURVAS ISOGÁLICAS
ESPAÇAMENTO: 5 MGAL

HARALY ET AL. (1985)

PERFIS DA FIG. 4

FIG. 4 - PERFIS BOUGUER

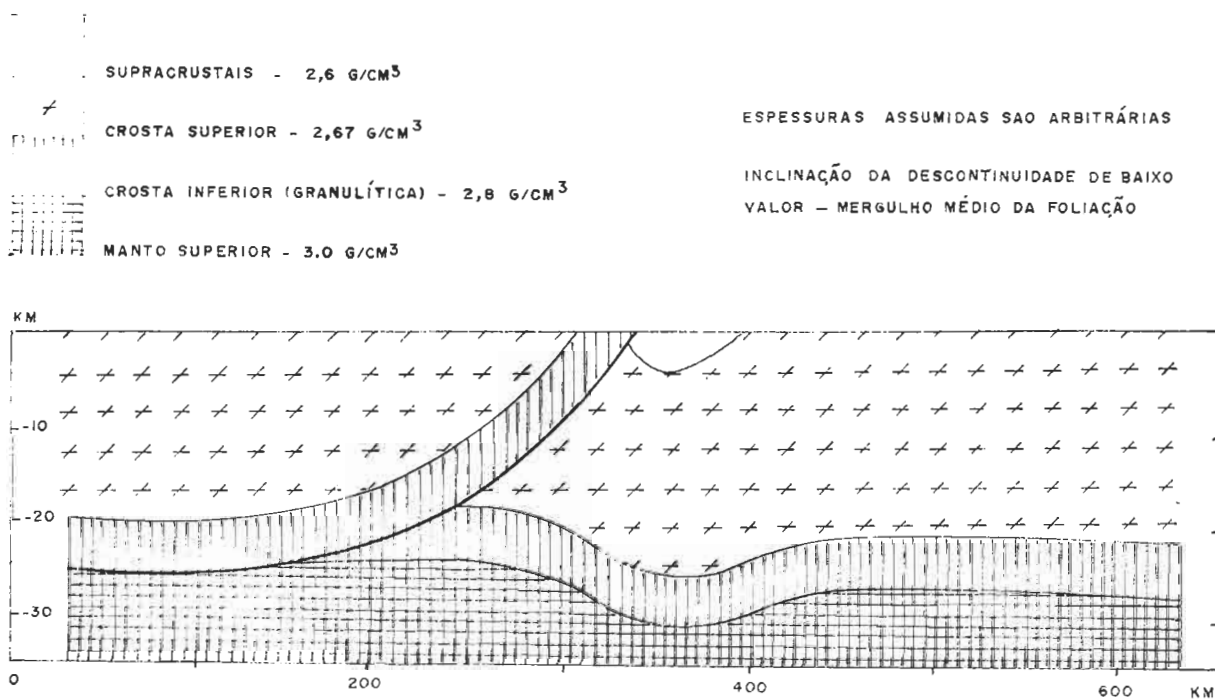
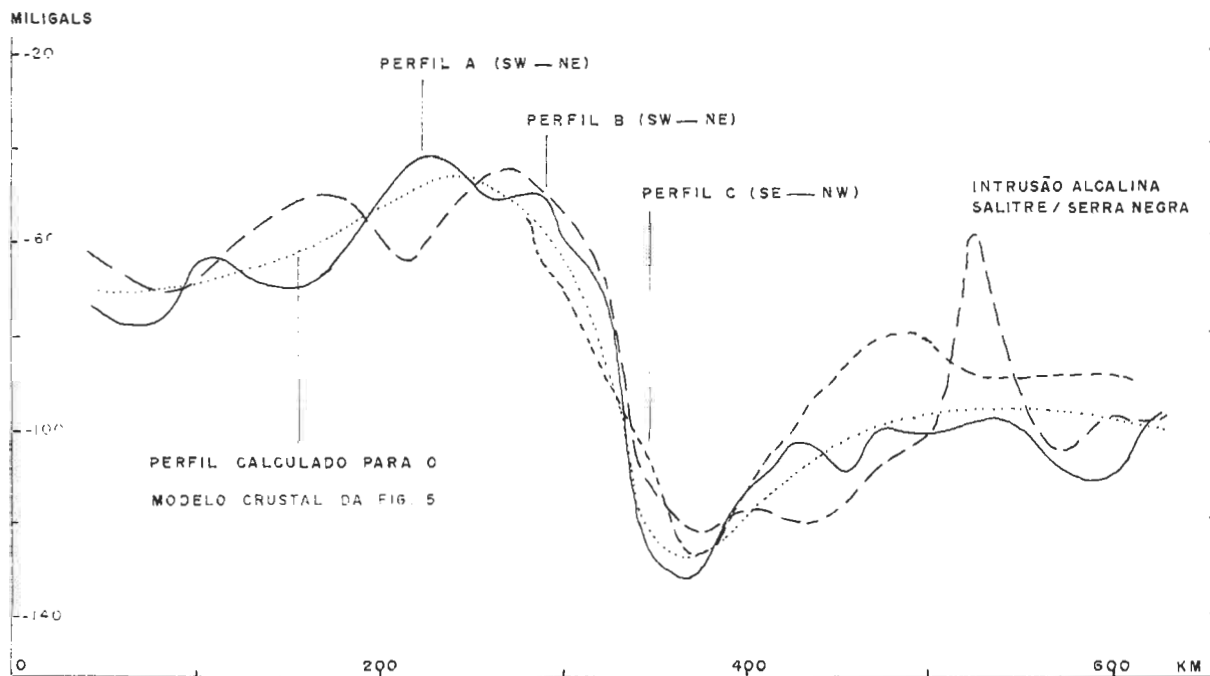
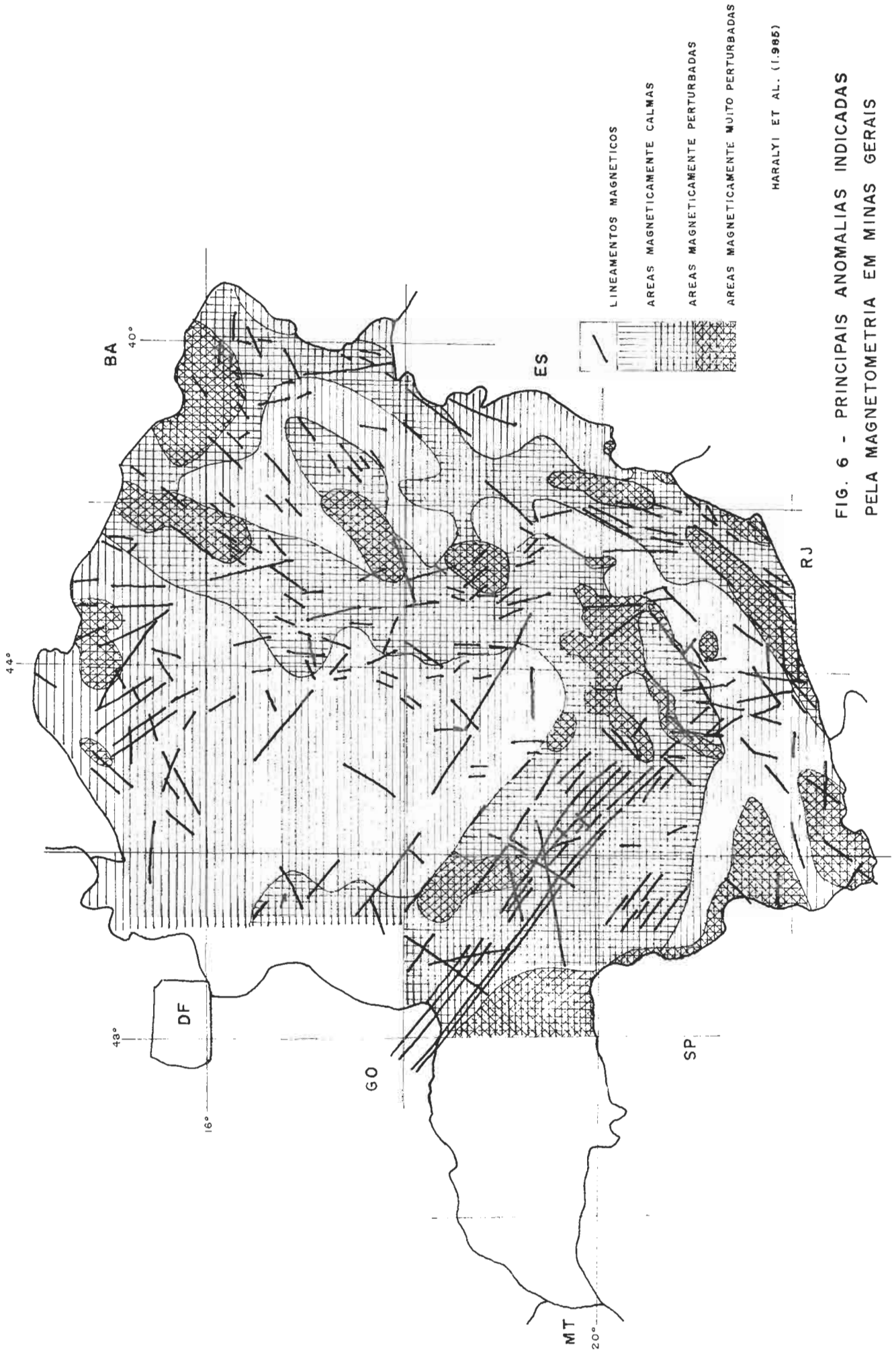


FIG. 5 - MODELO CRUSTAL DA ANOMALIA DE TIPO I



HARALYI ET AL. (1.965)

FIG. 6 - PRINCIPAIS ANOMALIAS INDICADAS PELA MAGNETOMETRIA EM MINAS GERAIS

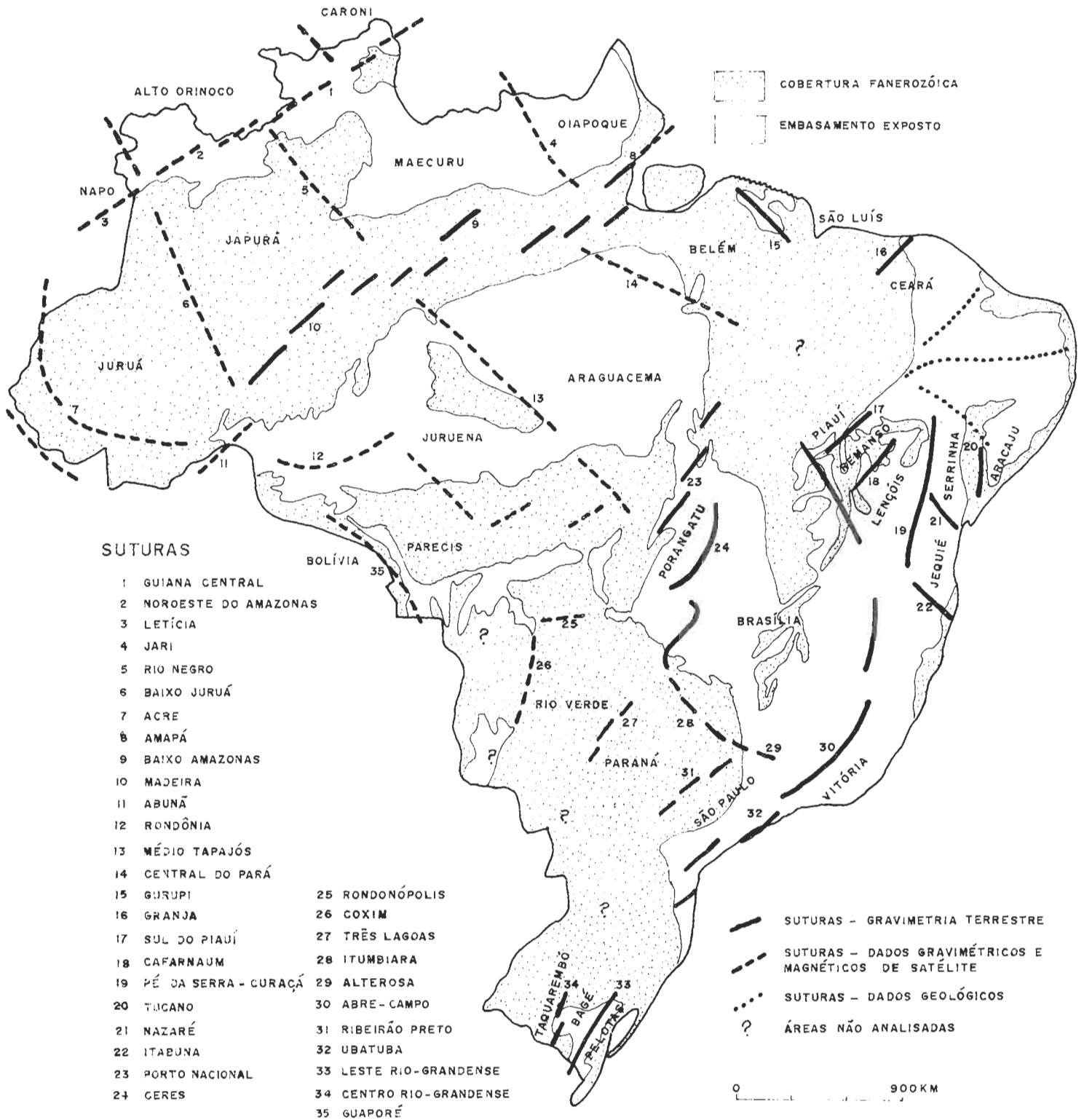


FIG. 7 - ESTRUTURAÇÃO FUNDAMENTAL DO BRASIL

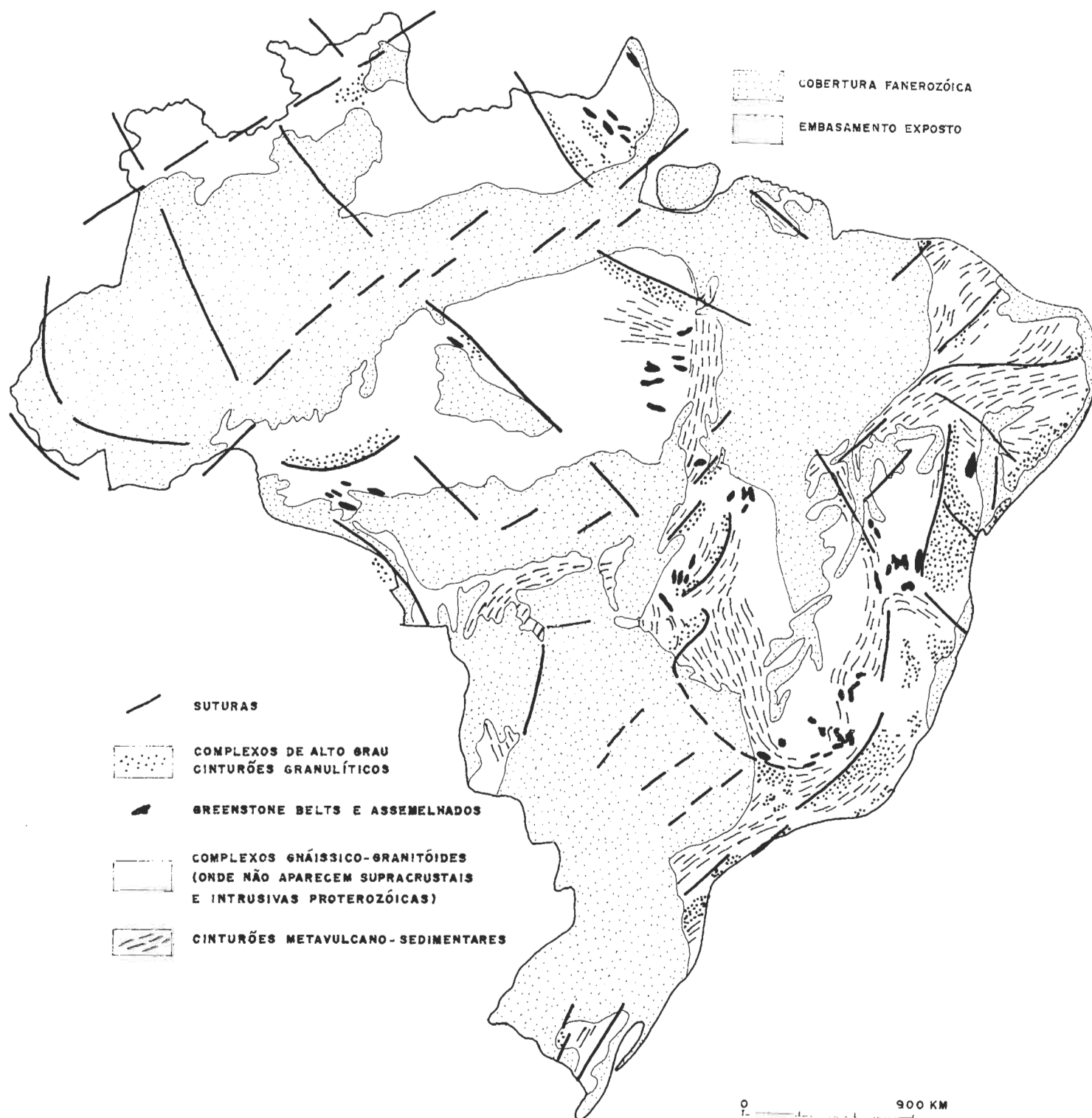


FIG. 8 - DISTRIBUIÇÃO DAS UNIDADES GEOLÓGICAS ANTIGAS



FIG. 9 - FALHAS PRINCIPAIS DA AMAZÔNIA

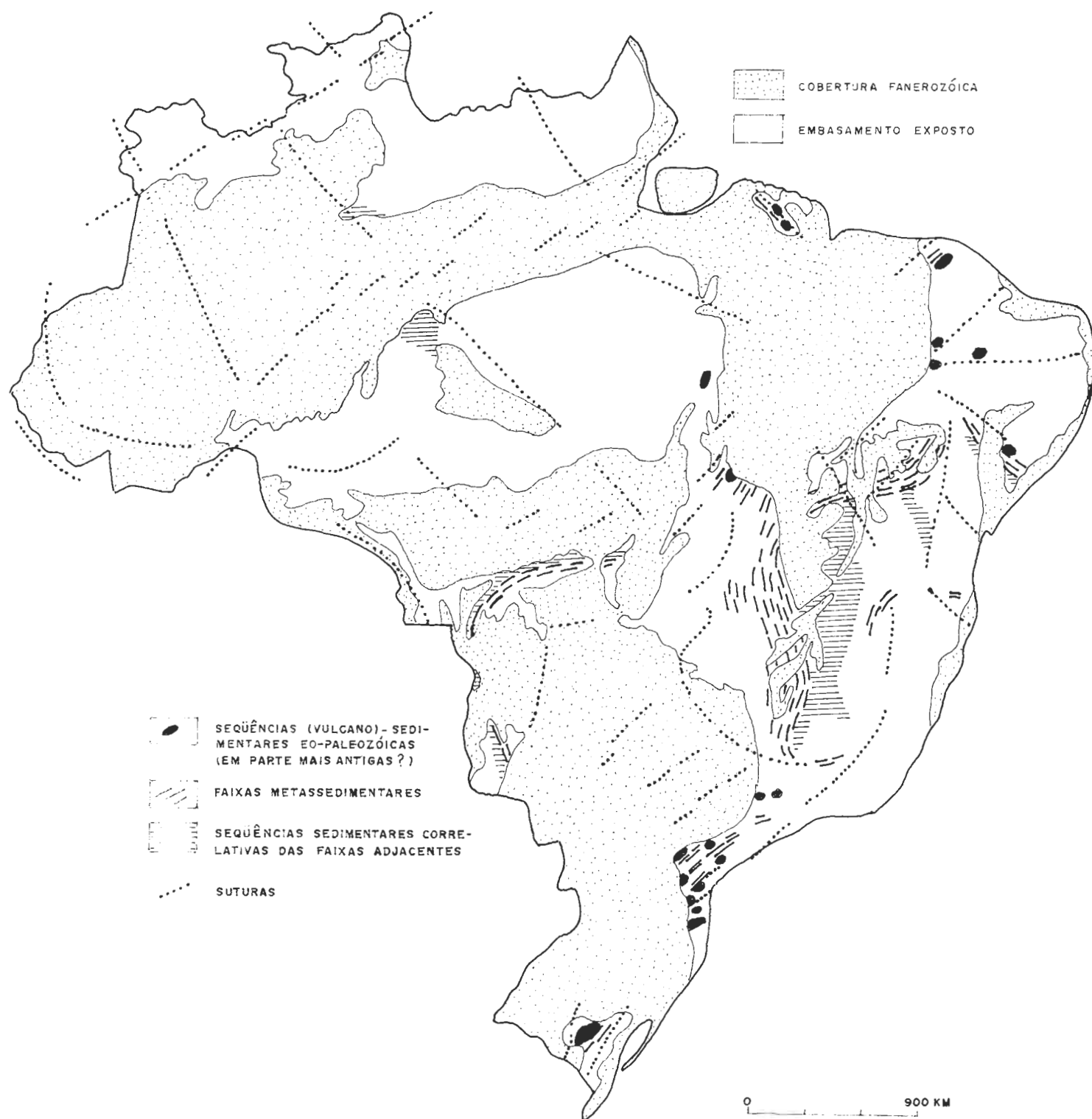


FIG. 10 - UNIDADES GEOLÓGICAS DO PROTEROZÓICO SUPERIOR E EO-PALEOZÓICO

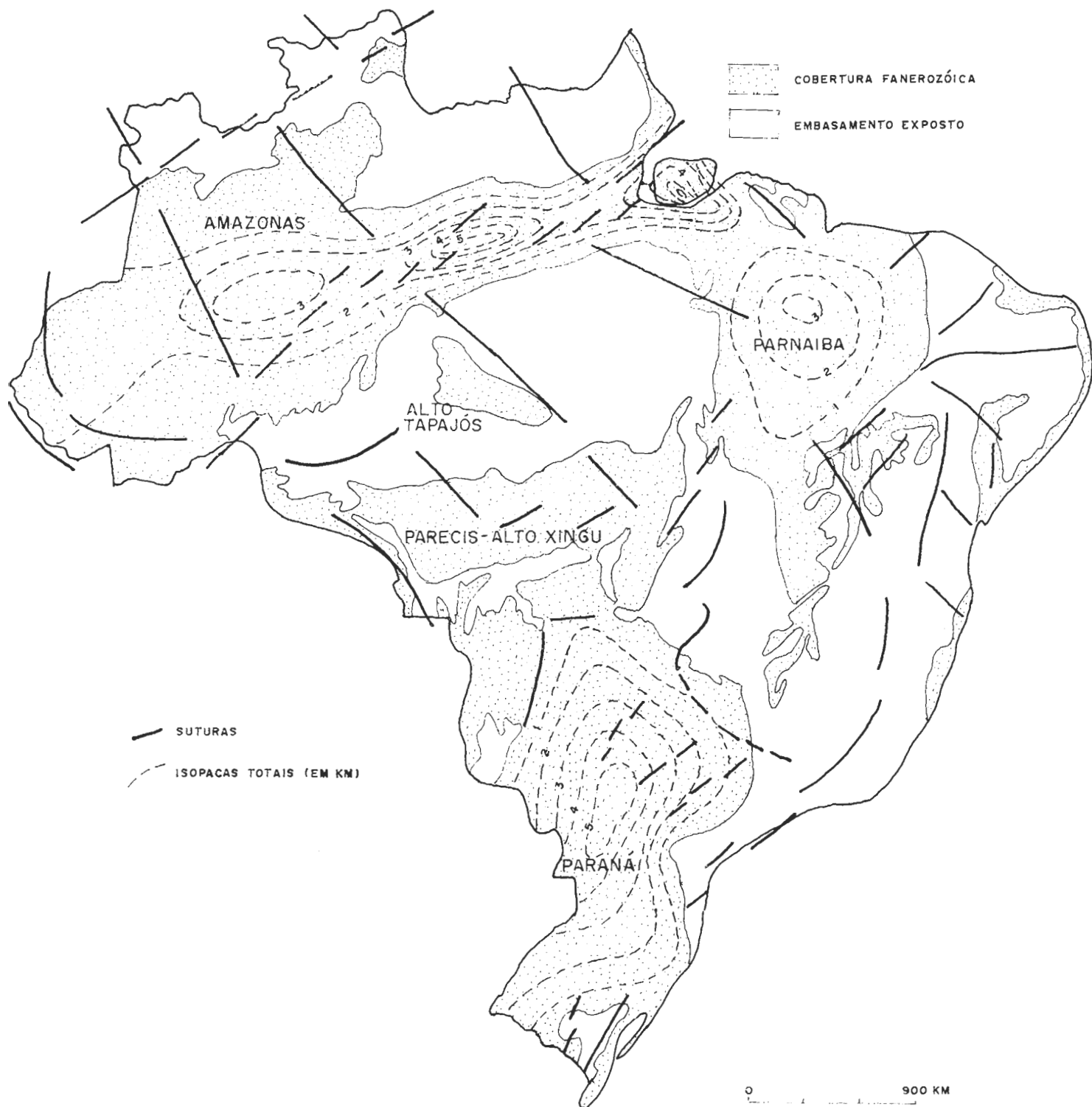


FIG. II - BACIAS PALEOZÓICAS

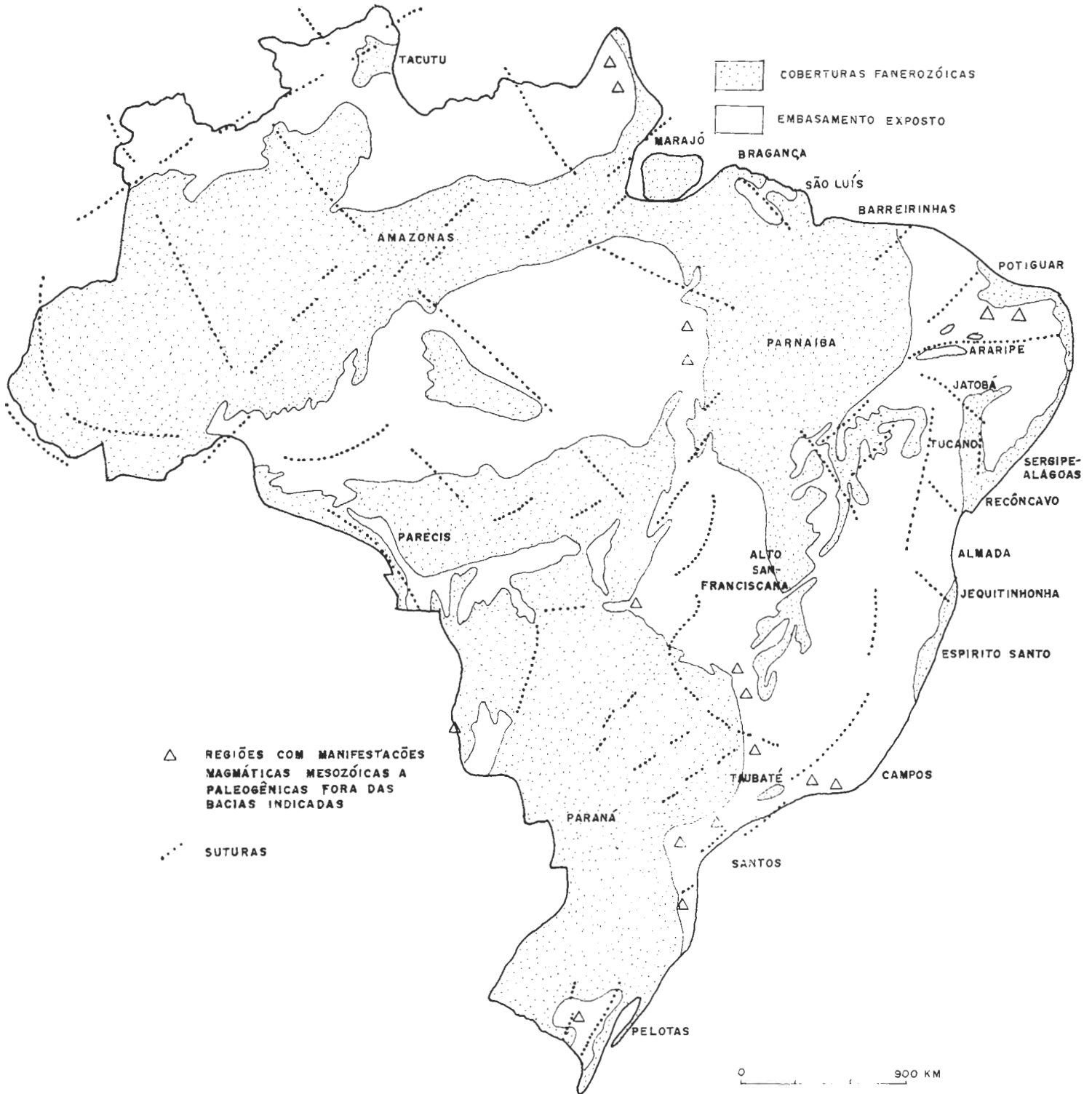


FIG. 12 - BACIAS E MAGMATISMO MESOZÓICO-PALEOGÊNICO

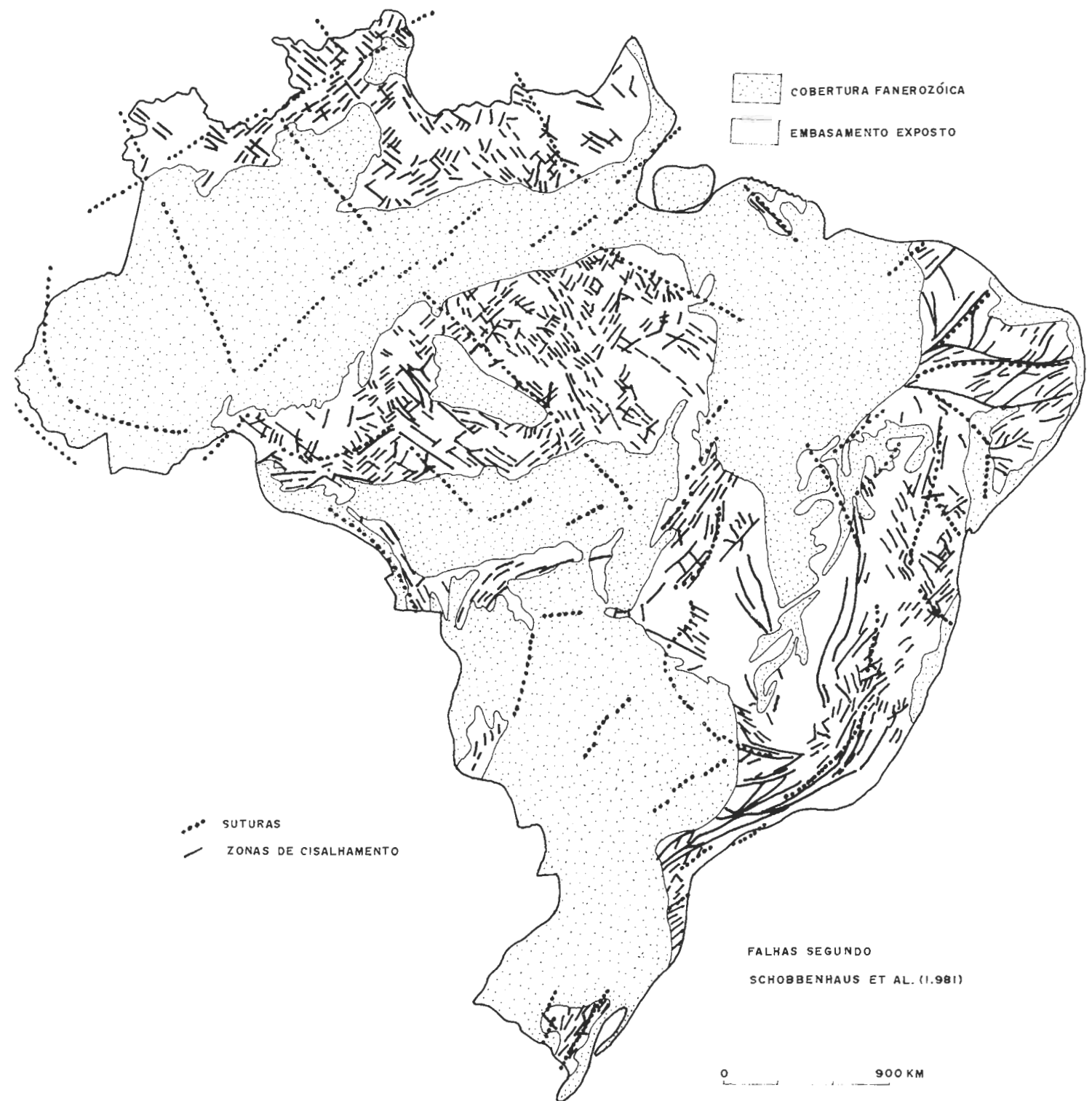


FIG. 13 - PRINCIPAIS ZONAS DE CISCALHAMENTO DOS TERRENOS PRÉ-CAMBRIANOS

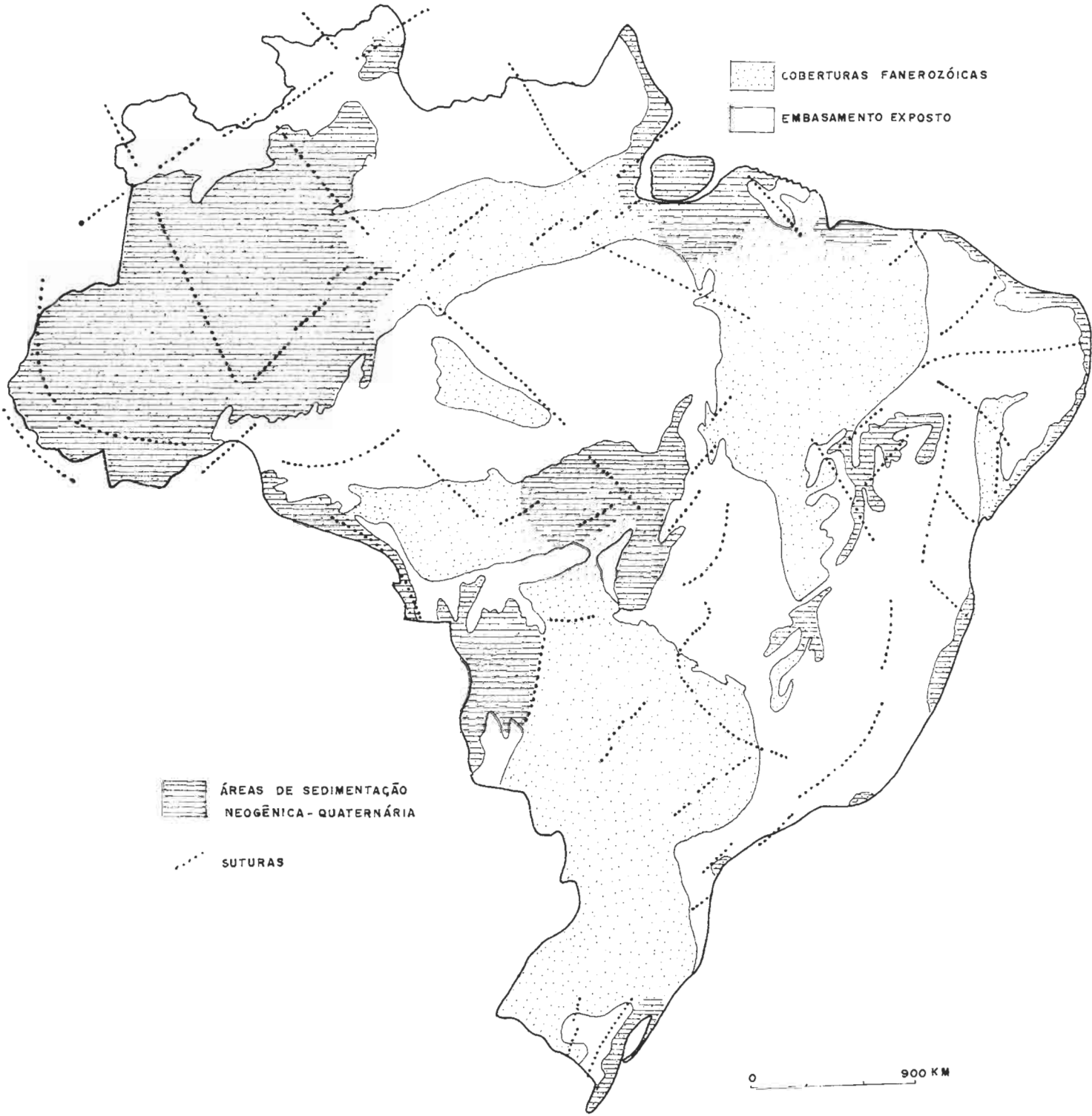


FIG. 14 - ÁREAS DE SEDIMENTAÇÃO NEOGÊNICA-QUATERNÁRIA

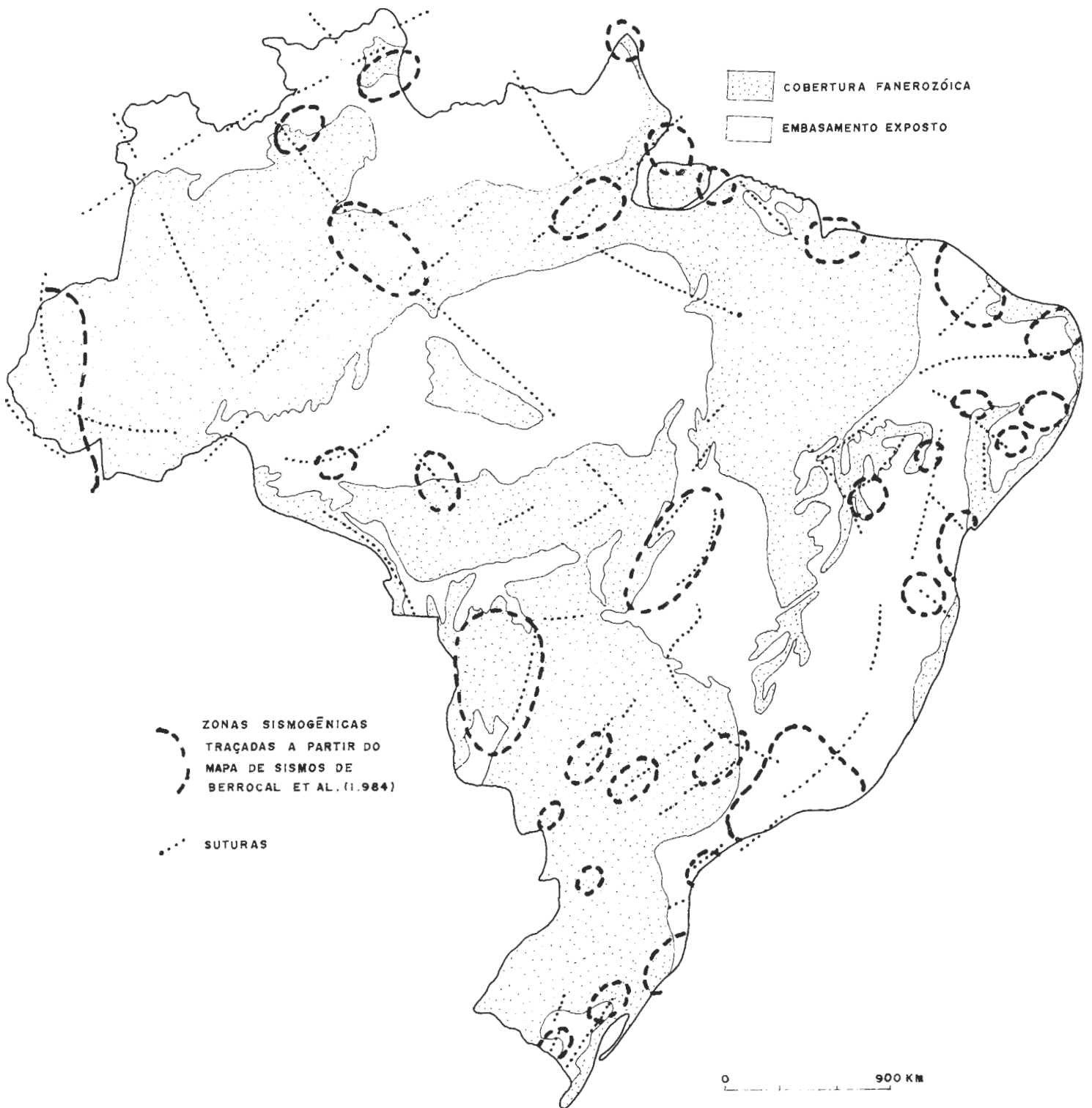


FIG. 15 - ZONAS SISMOGÊNICAS DO BRASIL

TENTATIVA DE ZONEAMENTO SÍSMICO DO SUDESTE BRASILEIRO

Por

JOSÉ AUGUSTO MIOTO

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S.A., Divisão de Geologia de Engenharia e Mecânica de Rochas

ABSTRACT

The seismic conditions of zones at a distance from lithospheric plate borders (intraplate zones) make it impossible to obtain satisfactory correlations between geologic structure and seismic activity. Following the suggestion made by the USNRC's Standards Development Department (1979), a correlation method designed to overcome this limitation was developed for southeastern Brazil. Thus, it proved impossible to define seismotectonic provinces as otherwise suggested by a number of authors; therefore it was decided, since 1981, to delimit seismogenic zones as those areas concentrating epicenters related to greater or smaller tectonic and epeirogenic instability.

INTRODUÇÃO

Diversas tentativas de regionalização sísmica do Brasil (e, particularmente, da Região Sudeste) foram realizadas nestes últimos dez anos considerando a presença de zonas de fraqueza crustal, cuja mobilidade intermitente remonta, por vezes, do Arqueano e chega até o Recente.

A interpretação baseada em feições geológicas e geotectônicas atribuídas ao Evento Brasileiro e aos processos pós-brasilianos é uma outra linha de pesquisa em desenvolvimento desde o fim dos anos 70.

A primeira linha de interpretação contempla o que de mais atual se encontra na abordagem da sismicidade intraplaca, pois a relaciona com elementos de tectônica ressurgente e neotectônica (Neogeno-Recente), permitindo o emprego dos enfoques modernos de Geologia Estrutural e Tectônica, além do uso de elementos geofísicos profundos através de métodos gravimétricos e aeromagnéticos.

A ocorrência de sismos em regiões intraplaca constitui uma das feições mais notáveis da atividade neotectônica, cujo entendimento é feito com elementos de geomorfogênese, fluxo geotérmico, descontinuidades geológicas, tensões intraplaca, dentre outros.

Dentro desta linha de estudo foram definidas várias zonas de maior incidência de sismos no Sudeste Brasileiro e região central de Goiás, algumas delas de interesse imediato ao quadro de estabilidade geológica do sul e oeste de Minas Gerais.

DISTRIBUIÇÃO DOS SISMOS EM MINAS GERAIS

O quadro da sismicidade em Minas Gerais apresentado no mapa em anexo foi complementado por eventos dos estados vizinhos a fim de se ter um panorama melhor da distribuição epicentral e os maiores traços geológicos.

Aproximadamente, as coordenadas epicentrais restringiram-se a 14-24° S/39,5-52° W; a listagem dos eventos foi retirada de BERROCAL et al. (1984) e dos boletins sísmicos da Revista Brasileira de Geofísica.

O mapa, propositalmente, é de apenas distribuição epicentral e segregação de eventos em áreas de maior atividade sísmica. Os limites das províncias tectônicas sugeridos por ALMEIDA et al. (1977) foram suprimidos; também não foram incluídos os traços que limitam as descontinuidades crustais observadas por HARALY e HASUI (1982), HARALYI et al. (1985) e HASUI et al. (1989).

Os epicentros distribuem-se difusamente por áreas cratônicas, dobras e de acumulação sedimentar sendo a incidência menor nesta última. Há uma concentração de eventos nos limites e a sul do Cráton do São Francisco, nos domínios das províncias tectônicas do São Francisco, Tocantins e Mantiqueira. No domínio da província tectônica Paraná, aos limites dos estados de São Paulo e Minas Gerais, também há registros de sismos. Os eventos da área oceânica foram omitidos por questão de distribuição geográfica.

A princípio, a constatação de sismos em todos os domínios litológicos leva a uma idéia de que a instabilidade pode ser generalizada para toda a área do mapa, principalmente pela deficiência da instrumentação sismológica regional. Entretanto, não pode ser desvinculado deste panorama o fato de que muitos registros sísmicos têm sido coincidentes com locais de sismicidade histórica. Evidentemente, os grandes vazios (áreas sem registros sísmicos) existentes poderão ser diminuídos com uma instrumentação mais acurada, como de fato se tem verificado.

Outra anotação proposital é a do erro de localização epicentral, admitida até 50 km (círculos hachurados). Ela é importante para não transmitir ao observador a idéia de que o sismo está vinculado a uma ou outra descontinuidade geológica. No Sudeste Brasileiro e na escala de abordagem realizada não foi possível ainda relacionar um evento sísmico com uma falha. Uma abordagem melhor desta questão é tratar

os sismos em termos de magnitude, o que não foi executado presentemente, mas que foi considerado numa tentativa de interpretação por DIAS NETO (1986) sem resultado satisfatório.

O conjunto de informações do mapa em referência também inclui uma série de polígonos irregulares, muitos deles incompletos, que constituem as zonas sismogênicas ou geradoras de sismos ou sismogênicas, que serão descritas mais a frente. As identificadas como de Porangatu (HASUI e MIOTO 1988) e Presidente Prudente (HASUI et al. 1989) foram incluídas no mapa por serem estreitamente associadas a limites de blocos crustais supostos deslocados lateralmente da região central de Goiás até a divisa de São Paulo com o Paraná. A Zona Sismogênica do Rio Grande possui a mesma estruturação geométrica das de Presidente Prudente e de Porangatu.

Embora alguns pesquisadores não se reportam aos sismos induzidos provocados por enchimento de reservatórios de barragens ou extração de água de poços profundos com o mesmo entusiasmo dispensado aos sismos naturais, aqueles eventos relacionados à barragens-reservatórios são indicativos de que as rochas sob e nas proximidades das mesmas estavam na situação de equilíbrio limite entre suas resistências mecânicas e o quadro de tensões natural.

O Sudeste Brasileiro tem vários exemplos deste tipo de instabilidade, tais como: Cajuru (MG), Marimondo (MG/SP), Emborcação (MG/GO), Volta Grande/Porto Colômbia (MG/SP), Paraibuna-Paraitinga (SP), Jaguari (SP) e Capivara (SP/PR). Aliás, alguns sismos induzidos alcançaram magnitudes "elevadas" em relação às regiões vizinhas como os de Conceição das Alagoas (24/02/1974) e Primeiro de Maio (27/03/1979). Com exceção dos sismos de Paraibuna-Paraitinga e Jaguari, todos os eventos foram incluídos no mapa.

Os contornos de zonas sismogênicas, como se verá adiante, são resultantes dos estudos de estabilidade geológica efetuados com grande aporte de dados tectônicos, geomorfogenéticos, geotérmicos, gravimétricos e aeromagnéticos disponíveis até o momento. Infelizmente, os pesquisadores que integraram tais fatores não tiveram a oportunidade de estender a análise entre os paralelos 14 e 20°S, ficando restrita a proposta de zoneamento sismológico em Minas Gerais.

DISCUSSÕES SOBRE REGIONALIZAÇÃO E ZONEAMENTO SÍSMICO

As idéias sobre regionalização sísmica no Brasil foram objeto de vários pesquisadores e instituições (LISBOA 1909; BRANNER 1920; STERNBERG 1953; HABERLEHNER 1978; SADOWSKI et al. 1978; HASUI E PONÇANO 1978; UNB 1979; IAG 1981; BERROGAL et al. 1984) originando uma terminologia variada para indicar regiões sísmicas, províncias sísmicas e as províncias sismotectônicas e regiões sismotectônicas.

Em se tratando da vinculação dos sismos a fenômenos tectônicos, os trabalhos de 1978 marcaram, efetivamente, o uso das causas tectônicas para explicar a ocorrência de sismos no Brasil, embora já em 1920 J.C. Branner abordara o assunto para os eventos de Bom Sucesso, Recôncavo Baiano e Ceará.

A correlação entre elementos geológicos e sismológicos em áreas afastadas das bordas de placas tectônicas (intraplaca) é sempre muito difícil de ser feita, em virtude da atividade sísmica ser relativamente baixa. Quando neste quadro interferem os fatores densidade populacional e carência de estações sismográficas o grau de dificuldade pode ser ampliado, como no caso brasileiro.

A linha de pesquisa adotada pelo IPT em 1981 para tentar entender a distribuição dos sismos no Sudeste Brasileiro incorporou os procedimentos estabelecidos pela USNRC (1977 e 1979) à implantação de centrais nucleares, cuja finalidade é de, progressivamente, vincular os elementos de geologia e sismologia. Esta pesquisa foi integralmente divulgada por HASUI et al. (1982). Como resultado prático deste estudo ficou demonstrado que as províncias tectônicas apresentavam áreas restritas passíveis de sofrerem acomodações, tornando difícil a identificação de províncias sísmicas ou províncias sismotectônicas.

A qualificação destas áreas de instabilidade foi realizada em termos de zonas sismogênicas (ou geradoras de sismos ou sismogênicas), como sugerem HÁRNÍK e ALGERMISSEN (1980), inclusive com limites transitórios.

Esta linha de pesquisa vem sendo mantida no IPT por ser a mais compatível com a evolução geotectônica e a atividade neotectônica regionais, assimilando as críticas construtivas elaboradas por ASSUMPCÃO e BURTON (1985) e DIAS NETO (1986). A metodologia empregada foi adotada na análise sismotectônica do Médio Tocantins (THEMAG, 1987) revelando, surpreendentemente, uma área restrita de mobilidade crustal no interior da Província Tocantins, que HASUI e MIOTO (1988) designaram de Zona Sismogênica de Porangatu.

As zonas sismogênicas estabelecidas para a Região Sudeste indicavam em 1981, uma incidência maior da atividade sísmica fora dos limites cratônicas e da Bacia Sedimentar do Paraná, cuja segregação conduziu a definição das zonas sismogênicas de Bom Sucesso, Pinhal, Camambu, Cunha, Cabo Frio e Campos (FIGURA 1). Em 1983, MIOTO sugeriu a existência de outra, de Cananéia ou Paranaguá. Com os estudos de risco sísmico do Estado de São Paulo executados pelo IPT em 1984 esta passou a se designar Cananéia; e foi criada uma outra, a do Rio Grande.

É interessante observar este quadro de "zonas de instabilidade geológica" do Sudeste com o mapa de regiões sismotectônicas sugeridas pela UNB em 1979, discutidas por MIOTO e HASUI (1982) e MIOTO (1983).

O "zoneamento sísmico" da UNB (1979) ilustrado na FIGURA 2, contempla 4 regiões de maior atividade: a Região 1 (NE de São Paulo / SW do Rio de Janeiro) foi relacionada à "reativação dos grandes falhamentos transcorrentes paralelos ao litoral"; a Região 2 (N do Rio de Janeiro/S do Espírito Santo), de menor atividade que a anterior, "relacionada aos movimentos ao longo de falhamentos paralelos à costa"; a Região 3 (de Cananéia a Florianópolis), considera de pequena atividade sísmica; a Região 4 (direção e porção do curso do Rio Grande), com "registro de muitos sismos induzidos e do sismo de Pinhal". As regiões 1 e 2 foram consideradas como pertencentes a uma mesma província sismotectônica. A região 4, admitido alguma "coincidência de sismos com a região de fratura ao longo do Rio Grande e o lineamento de intrusões alcalinas" configura um ângulo reto com as regiões 1 e 2; tal observação permitiu considerar que, a exemplo de outras regiões no mundo, "a intersecção de regiões sismotectônicas apresenta sismicidade mais elevada".

As questões da vinculação dos sismos a lineamentos estruturais e intrusões alcalinas, particularmente daqueles lineamentos cuja identidade é procurada no domínio marinho, ainda necessitam de estudos mais acurados do que aqueles elaborados por SADOWSKI e DIAS NETO

(1981) e DIAS NETO (1986), como retratam as observações de ALMEIDA (1983 e 1986).

Recentemente, a definição das zonas sismogênicas vêm sendo realizada com um suporte geofísico (principalmente da gravimetria) mais elaborado, no sentido de caracterizar as feições estruturais em profundidade. Esta diretriz foi empregada para a Zona Sismogênica de Pórangatu (GO) e, de modo generalizado, para as zonas sismogênicas do Estado de São Paulo e regiões vizinhas (HASUI et al. 1989). Desse modo, foram conjugados os maiores traços estruturais de evolução tectônica e as feições neotectônicas à distribuição epicentral, definindo-se as zonas sismogênicas do Rio Grande, Passos, Pinhal, Caxambu, Cunha, Cananéia e Presidente Prudente. De acordo com a proposição de traçado de limites (caráter transitório), estes modificaram-se sensivelmente para se ajustarem ao arcabouço crustal, obtido pela interpretação da gravimetria.

QUADRO DA ESTABILIDADE REGIONAL

O quadro da estabilidade regional de Minas Gerais e regiões vizinhas é dado por HASUI (1990), enfatizando a evolução tectônica dos terrenos e as feições neotectônicas mais notáveis.

Pelo estágio de desenvolvimento dos estudos de neotectônica no País, o maior número de contribuições verifica para os estudos de São Paulo, Rio de Janeiro, Sul e Oeste de Minas Gerais.

Processos tectônicos rúpteis atuais não foram caracterizados na área emersa, nela incidindo feições de "relevo em vias de afeiçãoamento, com intemperismo, movimento de solos, erosão e sedimentação". Na bacia de Santos "os sedimentos mais jovens apresentam falhas, existindo apenas uma referência sobre diápiro ativo no Holoceno e possivelmente ainda em movimento" (BACCAR 1970).

Feições de costas em afogamento (entre Santos e Sepetiba) e de emersão (litoral sul de São Paulo e litoral acima do Rio de Janeiro) são atribuídas a um processo de subsidência da Bacia de Santos e ascensão da região do Vale do Paraíba. "decorrente de uma vasta flexão na zona intermediária, ainda ativa e residual de toda a evolução mesozóico-cenozóica".

"Essa tectônica parece resultar de um desequilíbrio entre a porção continental emersa e a profunda bacia, cujo soalho se acha a cerca de 11 km abaixo dos cimos das serras do mar e da Mantiqueira. Talvez um processo de deslizamento gravitacional, como o sugerido por ILLIES (1970), tivesse provocado o deslocamento de blocos de falha em direção à bacia e seu conseqüente basculamento para o interior do continente" aproveitando as direções de fraqueza de falhas mais antigas, apoiando as idéias lançadas por Almeida em 1976 (HASUI et al. 1982).

Na porção mais interior são reconhecidas influências de áreas cratônicas e cinturões móveis na história tectônica proterozóica e fanerozóica. Consolidada a Plataforma Sulamericana, após o Ciclo Brasileiro, a região permaneceu relativamente estável acolhendo sedimentação nos limites de subsidência da Bacia do Paraná, com movimentos tectônicos oscilatórios e relativamente lentos e os arcos associados. No Permiano-Triássico ocorreu um amplo soerguimento dômico no Sudeste Brasileiro (atual domínio das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo), prenunciando novas condições de instabilidade a partir do Jurássico Superior que acarretaram soerguimentos, deslocamentos

ao longo de falhas normais, sedimentação, magmatismo e morfogênese. No Cretáceo, com a abertura do Oceano Atlântico, os movimentos tectônicos foram acentuados, decrescendo em intensidade até o Terciário.

A esta fase são associadas atividades magmáticas básicas, ultrabásicas e alcalinas principais, a formação das bacias tafrogênicas de Taubaté, Resende, Volta Redonda, Guanabara e Santos, além do aparecimento das serras da Mantiqueira, do Mar, da Bocaina, dos Órgãos e a elevação dos planaltos de Caldas e Senador Amaral, dentre outros. Em termos estruturais, com exceção da Bacia do Paraná, configuravam-se blocos se abatendo no rumo da Bacia de Santos com adernamento para o continente, incidindo mais intensamente a tectônica na Margem Continental. Atualmente, as condições tectônicas parecem ser residuais e a acomodação dos blocos mais movimentados no Terciário não é generalizada, como indicam as zonas sismogênicas propostas.

ZONEAMENTO SÍSMICO

O exame da distribuição dos epicentros sísmicos em Minas Gerais e regiões vizinhas, e considerando-se os limites das províncias tectônicas do Paraná, Tocantins, São Francisco e Mantiqueira, mostra que não existe correlação direta entre elas. O que se observa é que algumas áreas destas províncias são mais ativas sismicamente, sendo denominadas de zonas sismogênicas.

Os estudos morfogenéticos indicam que tais zonas refletem o relevo mais saliente, relacionado às áreas de maior movimentação tectônica terciária. As zonas definidas pelo IPT em 1981 não foram enfocadas quanto à gravimetria, fluxo geotérmico e tensões tectônicas, dentre outros fatores; estes foram incluídos em estudos muito recentes, como os realizados por HASUI et al. (1989).

O arranjo das descontinuidades crustais observado nos territórios paulista e mineiro (em parte) leva a interpretação de que elas correspondem a suturas de colisão de blocos que se acham justapostas por zona de subducção do tipo A.

A Sutura Alterosa (NW-SE), possivelmente ao término dos estudos gravimétricos nos limites de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais, se conectada à de Ubatuba (NE-SW), permitirá estabelecer uma junção tríplice no local. A Sutura Ribeirão Preto se articula com as suturas de Alfenas e de Itumbiara sob a Bacia do Paraná, configurando outra junção tríplice no local.

Outras anomalias gravimétricas detectadas nos estudos de HASUI et al. (1989) revelaram-se como lineamentos coincidentes a zonas de cisalhamento transcorrente em áreas de embasamento exposto, como as de Jacutinga e Além Paraíba.

As energias liberadas pelos sismos do Sudeste Brasileiro ocorrem, preferencialmente, em determinadas áreas cuja coincidência com as suturas e lineamentos antigos é notável. O mesmo ocorre com os dados de fluxo geotérmico.

A caracterização sucinta das zonas sismogênicas identificadas no mapa em anexo é feita para as do Rio Grande, Pinha, Cunha, Campos, Camambu, Bom Sucesso e Passos. As de Cabo Frio e Cananéia estão muito afastadas da área de análise; e as de Porangatu e Presidente Prudente foram incluídas por apresentarem estruturas geometricamente semelhantes deslocadas lateralmente.

A Zona Sismogênica do Rio Grande decorre, em parte, da região

sismotectônica sugerida pela UNB em 1979 (FIGURA 2); seus limites foram ampliados pelo IPT em 1984, uma vez que foram verificadas instabilidades até a altura de Votuporanga (SP). Ela inclui os sismos induzidos pelas barragens-reservatórios de Marimbondo, Volta Grande/Porto Colômbia e aqueles associados à extração de água de poços profundos como os de Nuporanga; também os sismos naturais de Orlândia, Barretos, Frutal e Nuporanga. A maior magnitude é do sismo de Conceição das Alagoas (MG) que atingiu 4,2. Aparentemente, o relevo das Cuestas Basálticas/Depressão Periférica/Planalto Ocidental não denota feições de movimentação expressiva na área. Entretanto, mais a oeste, na altura de Fernandópolis, foram observados abatimentos de blocos em torno de 50 a 10 m (PROMON e THEMAG 1978) envolvendo rochas sedimentares do Grupo Bauru durante o Terciário. Seus limites envolvem segmentos das suturas de Presidente Prudente e Ribeirão Preto a oeste e leste, enquanto a nordeste ele é dado pela Sutura de Itumbiara e em parte pela Sutura Alterosa. Praticamente ela se situa no interior da Província Tectônica do Paraná.

A Zona Sismogênica de Pinhal foi definida pelo IPT em 1981 e compreende a área de Soerguimento de Moji-Guaçu, onde se constataram movimentos de acomodação cenozóica relacionados à espirogênese, principalmente na região da divisa São Paulo-Minas Gerais. No seu interior ocorrem falhas de caráter normal em sedimentos fanerozóicos e falhas transcorrentes das faixas de cisalhamento Campo do meio e Ouro Fino nas rochas do embasamento que se situam às bordas da Bacia do Paraná. Os registros sísmicos incluem os eventos de Guaranésia, Guaxupé, Caconde, Poços de Caldas e de Pinhal, este, detentor da maior magnitude da região (5,2). Fisiograficamente, apresenta dois planaltos sobrelevados, de Poços de Caldas e Senador Amaral, nos quais a Superfície Japi foi alçada a 1800 m de altitude e hoje se acha em processo de estalamento pelos rios Pardo, Moji-Guaçu, Tietê, Sapucaí e seus tributários. Apesar das inúmeras e expressivas falhas observadas não há relação direta entre elas e os sismos. Seu limite nordeste é balizado pela Sutura Alterosa; os limites a leste e oeste pela extensão atribuída ao Soerguimento de Moji-Guaçu. Esta zona sismogênica se situa nos limites das províncias tectônicas Paraná e Mantiqueira.

A Zona Sismogênica de Cunha também foi caracterizada pelo IPT em 1981 e compreende a extensão do Soerguimento da Mantiqueira. Nela são incluídos os sismos de Lorena, São Pedro e São Paulo, Cunha e Além Paraíba, além daqueles eventos mais restritos de Juiz de Fora e Monsuaba. Não estão representados no mapa mas há registros de sismos induzidos pelas barragens-reservatórios de Paraibuna-Paraitinga e Jaguari. As maiores magnitudes dos sismos naturais são em torno de 4,0. Nesta zona sismogênica há evidências de movimentação mesozóico-cenozóica resultando os grandes desníveis das serras da Mantiqueira, do Mar, Bocaina e dos Órgãos e das bacias tafrogênicas de Taubaté, Resende, Volta Redonda, Itaboraí e Guanabara. Alguns locais das serras da Mantiqueira foram elevados a cerca de 2000 m de altitude. Falhamentos normais de inversos ocorrem em sedimentos terciários das bacias tafrogênicas. Contudo, os maiores são do tipo transcorrente das faixas cisalhantes de São Paulo e Minas Gerais. A partir dos limites setentrionais das bacias tafrogênicas e em direção a Bacia de Santos, as feições de blocos basculados para o interior desta são notáveis, isto é, evidenciam-se em perfis o caráter gravitacional até a Margem Continental. As descontinuidades mais importantes são a segmentada Sutura Ubatuba e os lineamentos transcorrentes que praticamente constituem seus limites a sul e norte. A localização desta zona é na Província Tectônica Mantiqueira e, em parte, na da Margem Continental.

A Zona Sismogênica de Campos foi proposta pelo IPT em 1981 para designar uma área de atividade sísmica fora e a nordeste do Soerguimento da Mantiqueira. A exemplo da zona anterior, ela exibe evidências de movimentação mesozóico-cenozóica e tem como feições de relevo as áreas elevadas da Serra dos Órgãos e seu reverso, morros e planície costeira. Os sismos se localizam junto a Campos, as falhas transcorrentes naquele segmento da Província Mantiqueira são esparsas, ao contrário das gravitacionais na área marinha.

A Zona Sismogênica de Caxambu foi caracterizada pelo IPT em 1981 e se restringe aos eventos da Área do Circuito das Águas de Minas Gerais. Observam-se várias falhas na região mas não há evidências de atividade tectônica moderna. No relevo acidentado do Planalto do Alto Rio Grande há ocorrência de numerosas fontes hidrominerais e a Superfície Japi encontra-se destruída pela erosão. As instabilidades talvez se relacionem mais à circulação de fluidos em profundidade destas fontes hidrominerais. Em termos de descontinuidade crustais, ela se encontra próxima da Sutura Ubatuba, talvez na área do possível encontro desta com a Sutura Alterosa. Ela se situa na Província Tectônica Mantiqueira.

A Zona Sismogênica de Bom Sucesso também foi definida pelo IPT em 1981, à borda sul do limite do Cráton do São Francisco e englobando, para norte, os eventos de Cajuru e Mariana. Em 1983, MIOTO restringiu seus limites para sul, a fim de segregar da mesma aqueles eventos que ocorriam no domínio da extensão das anomalias aeromagnéticas NW-SE da região do Soerguimento do Alto Paranaíba. Desse modo, os eventos nela incluídos têm epicentros em São João Del Rei, Lavras, Bom Sucesso e Formiga acompanhando os traços do Cráton do São Francisco e o limite nordeste do Planalto do Alto Rio Grande com o Planalto de Belo Horizonte. Não há influências tectônicas diretas na gênese do relevo desta zona sismogênica, mas a sismicidade indica que ocorrem acomodações tectônicas sem precisar relações entre sismos e falhas. Sua localização está nos limites das províncias tectônicas São Francisco, Tocantins e Mantiqueira.

A Zona Sismogênica de Passos proposta pelo IPT (HASUI et al. 1989) decorre, em parte, da região sismotectônica do norte-nordeste de São Paulo e Vale do Rio Grande sugerida pela UNB em 1979. Em 1984, o IPT considerou parte dela na Zona Sismogênica do Rio Grande. Os sismos desta zona ocorreu em Varginha, Alfenas, Passos e Araxá, praticamente na Província Tectônica Tocantins, do seu limite meridional para noroeste. Seu desenvolvimento é exclusivo da área em dissecamento de relevo do Planalto do Alto Rio Grande. Seus limites a oeste são dados pelas suturas Itumbiara e Alterosa; a sul e leste pelas zonas sismogênicas de Caxambu e Bom Sucesso; e a norte, ele é dado pelo traço de anomalias aeromagnéticas do Soerguimento do Alto Paranaíba.

Como se depende da descrição das zonas sismogênicas, elas representam talvez uma das melhores alternativas encontradas para entender a estabilidade regional com base nas evidências de tectônica ressurgente e neotectônica. Outro ponto a enfatizar é que elas podem admitir alterações de contorno à medida em que os conhecimentos geológicos e simiológicos evoluam. Pelo menos, até o momento, elas têm sido propostas em razão do quadro de evolução geotectônica regional no qual se observam áreas restritas de mobilidade crustal, mais e menos acentuadas.

CONCLUSÕES

O estabelecimento de zonas sismogênicas no Sudeste Brasileiro e região central de Goiás está vinculado à constatação de que no País (domínio de intraplaca), não foi possível, até o momento, definir província sísmica ou província sismotectônica.

Para algumas regiões brasileiras, elas vêm sendo (mais recentemente) caracterizadas em termos de tectônica ressurgente e feições neotectônicas com um suporte geofísico dado pela gravimetria, magnetometria e fluxo geotérmico.

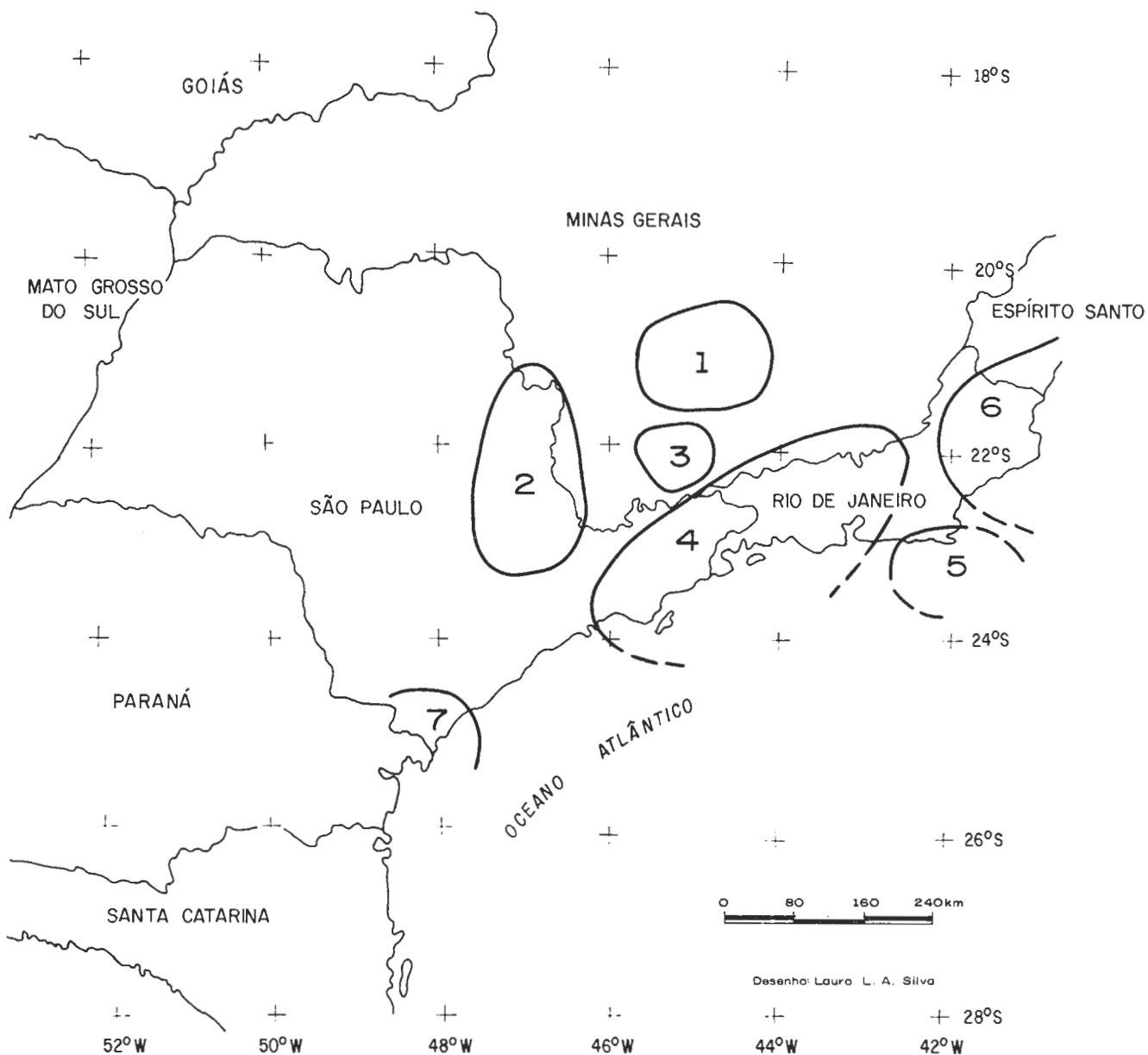
A metodologia aplicada na caracterização das mesmas ainda é pouco empregada no País. No caso de São Paulo seus contornos foram considerados na análise de risco sísmico e na avaliação da potencialidade de ocorrência de sismos induzidos com a construção de barragem-reservatórios. No caso de Minas Gerais seus contornos foram considerados na análise de risco sísmico do Sudeste Brasileiro e na identificação das áreas de instabilidade para suporte à implantação das usinas nucleares de Angra dos Reis. No caso da região central de Goiás, seu contorno foi empregado na definição de coeficientes sísmicos para verificação da estabilidade de barragens no Médio Tocantins.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. - 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 48 (Suplemento) : 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. - 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mezozóicas na região meridional da Plataforma Sulamericana. Revista Brasileira de Geociências, 13(3) : 139-158.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. e FUCK, R.A. 1977. Províncias Estruturais Brasileiras. Atas do VIII Simpósio de Geologia do Nordeste, Campina Grande (PB), p. 363-391.
- ASSUMPÇÃO, M. e BURTON, P.W. 1985. Atenuação de intensidades macro sísmicas no Brasil e estimativa de risco sísmico no Sudeste. Trabalho apresentado no 1º Encontro Regional de Geofísica, São José dos Campos (SP), 33p.
- ASSUMPÇÃO, M.; VELOSO, J.A.V.; CARVALHO, J.; BARBOSA, J.R.; NEVES, E.; BASSINI, A. e BLUM, M. 1990. Os sismos de Manga, MG, de março de 1990. Trabalho encaminhado ao XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal (RN), 7p.
- BACCAR, M.A. 1970. Evidências geofísicas do pacote sedimentar no Platô de São Paulo. Anais do XXIV Congresso Brasileiro de Geologia Brasília (DF), p.201-210.
- BASSINI, A.M. 1986. Levantamentos sismográficos na região sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto Astronômico e Geofísico-USP, São Paulo (SP), 162p.
- BERROCAL, J.; ASSUMPÇÃO, M.; ANTEZANA, R.; DIAS NETO, C.M.; ORTEGA, R.; FRANÇA, H. e VELOSO, J.A.V. 1984. Sismicidade do Brasil, Instituto Astronômico e Geofísico-USP e Comissão Nacional de Energia Nuclear São Paulo (SP), 320p.
- BRANNER, J.C. 1920. Recent earthquakes in Brazil. Bulletin of the Seismological Society of America, 10:32-34.

- DIAS NETO, C.M. 1986. Contribuição à análise sismotectônica da Região Sudeste do Brasil. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto de Geociências-USP, São Paulo (SP), 121p.
- HABERLEHNER, H. 1978. Análise sismotectônica do Brasil. Notas explicativas sobre o mapa sismotectônico do Brasil e regiões correlacionadas. Anais do 2º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, São paulo (SP), vol.1, p. 297-329.
- HARALYI, N.L.E. e HASUI, Y. 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador (BA), vol.1, p.297-329
- HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M. e RODRIGUES, C. R.V. 1985. Ensaio sobre a estruturação crustal pré-cambriana do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. Boletim Especial da Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, volume Djalma Guimarães, p. 71-93.
- HASUI, Y. 1990. Aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. Trabalho apresentado no I Workshop sobre Neotectônica e sedimentação cenozóica continental no Sudeste Brasileiro. Sociedade de Brasileira de Geologia, Núcleo de Minas Gerais, Belo Horizonte (MG) 27-30/06/90.
- HASUI, Y.e MIOTO, J.A. 1988. A Zona Sismogênica de Porangatu (GO). Anais do XXXV Congresso Brasileiro de Geologia, Belém (PA), vol.5 2173-2186.
- HASUI, Y. e PONÇANO, W.L. 1978. Geossuturas e sismicidade no Brasil. Anais do 2º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, São Paulo (SP), vol. 1, p.331-338.
- HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M.; MIOTO, J.A. e MELO, M.S. 1982. Geologia tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesses às usinas nucleares da praia de Itaorna. Publicações IPT nº 1225, série Monografias-7, 149p.
- HASUI, Y.; HARALYI, N.L.E.; MIOTO, J.A.; SAAD, A.R.; CAMPANHA, V.A.; HAMZA, V.M.; GALLI, V.A.; FRANGIPANI, A. e PULEGHINI FILHO, P. 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. Relatório IPT nº 27 394, 2 vol, 288p.
- ILLIES, J.H. 1970. Graben tectonics as related to crust-mantle interaction. International Upper Mantle Project. Scientific Report, (27) 4-27.
- INSTITUTO ASTRONÔMICO E GEOFÍSICO (USP). 1981. Regionalização sísmica do Brasil. Relatório Científico Final para a Comissão Nacional de Energia Nuclear. São paulo (SP) vol. 1, 214 p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1981. Geologia, tectônica e sismologia regional de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna. Relatório nº 15 211, 170 p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1984. Análise de risco sísmico do Estado de São Paulo e regiões vizinhas. Estabelecimento de medidas de proteção comunitária. Relatório nº 20 573, 110 p.
- INSTITUTO DE PESQUISAS TECNOLÓGICAS DO ESTADO DE SÃO PAULO. 1989. Compartimentação estrutural e evolução tectônica do Estado de São Paulo. Relatório nº 27 394, 2 vol., 288 p.

- HÁRNÍK, V. e ALGERMISSEN, S.T. 1980. Zonificación sísmica. In : Terremotos: evaluación y mitigación de su peligrosidade. Editorial Blume/UNESCO, Barcelona, p.11-49.
- LISBOA, A. 1909. Tremores de terra no Brasil. Journal do Commercio, Rio de Janeiro, 23 de janeiro.
- MIOTO, J.A. 1983. Mapa de Risco Sísmico do Sudeste Brasileiro. Dissertação de Mestrado apresentada à Escola de Engenharia de São Carlos-USP, São Paulo(SP), 66 p.
- MIOTO, J.A. e HASUI, Y. 1982. Aspectos da estabilidade sismotectônica do Sudeste Brasileiro de interesse à Geologia de Engenharia. Anais do XXXII Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador (BA), vol. 4, p. 1652-1659.
- PROMOM ENGENHARIA S.A. e THEMAG ENGENHARIA LTDA. 1978. Aproveitamento Hidrelétrico de Água Vermelha. Relatório do Mapeamento Geológico do Reservatório de Água Vermelha. Relatório GL8-021 elaborado para a CESP, São Paulo (SP), 77 p.
- REVISTA BRASILEIRA DE GEOFÍSICA. 1986. Boletim Sísmico Brasileiro nº 7. Revista Brasileira de Geofísica, junho-dezembro, 4(2):273-275.
- REVISTA BRASILEIRA DE GEOFÍSICA. 1987. Boletim Sísmico Brasileiro nº 8. Revista Brasileira de Geofísica, junho, 5(1):67-72.
- REVISTA BRASILEIRA DE GEOFÍSICA. 1987. Boletim Sísmico Brasileiro nº 9. Revista Brasileira de Geofísica, Dezembro, 5(2): 351-355.
- SADOWSKI, G.R. e DIAS NETO, C.M. 1981. O lineamento sismotectônico de Cabo Frio. Revista Brasileira de Geociências, 11(4):209-212.
- SADOWSKI, G.R.; CSORDAS, S.M. e KANJI, M.A. 1978. Sismicidade da plataforma brasileira. Anais do XXX Congresso Brasileiro de Geologia, Recife (PE), vol. 5, p. 2347-2361.
- STERNBERG, H.O. 1953. Sismicidade e morfologia na Amazônia Brasileira. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 25 (4): 443-453.
- THEMAG ENGENHARIA LTDA. 1987. Estudos de Inventário do Médio Tocantins. Avaliação sismotectônica da faixa de domínio do Rio Tocantins entre Campinaçu (GO) e Imperatriz (MA). Relatório TOC -04-321-RE elaborado para a ELETRONORTE por Y.Hasui e J.A. Mioto, São Paulo (SP), 273 p.
- UNITED STATES NUCLEAR REGULATORY COMMISSION. 1977. Reactor site criteria for Nuclear Power Plants. Office of Standards Development, Rules and regulation 10 CFR Part 100, Washington (USA).
- UNITED STATES NUCLEAR REGULATORY COMMISSION. 1979. Identification of issues pertaining to seismic and geologic siting regulation, policy and practice for Nuclear Power Plants. Office of Standards Development, Commission Paper SECY-79-300, Washington (USA).
- UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA, 1979. Relatório nº 13. Convênio FUB/CESP, Brasília (DF), 15 p.
- VELOSO, J.A.V. 1988. No rastro dos terremotos. Revista Ciência Hoje, 7 (42) : 44-49.
- VELOSO, J.A.V.; ASSUMPÇÃO, M.; GONÇALVES, E.S.; REIS, J.C.; DUARTE, V.M. e MOTA, C.G.B. 1987. Registro de sismicidade induzida em reservatórios da CEMIG e FURNAS. Anais do 5º Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia, São Paulo(SP), vol. 1, p. 135-146.



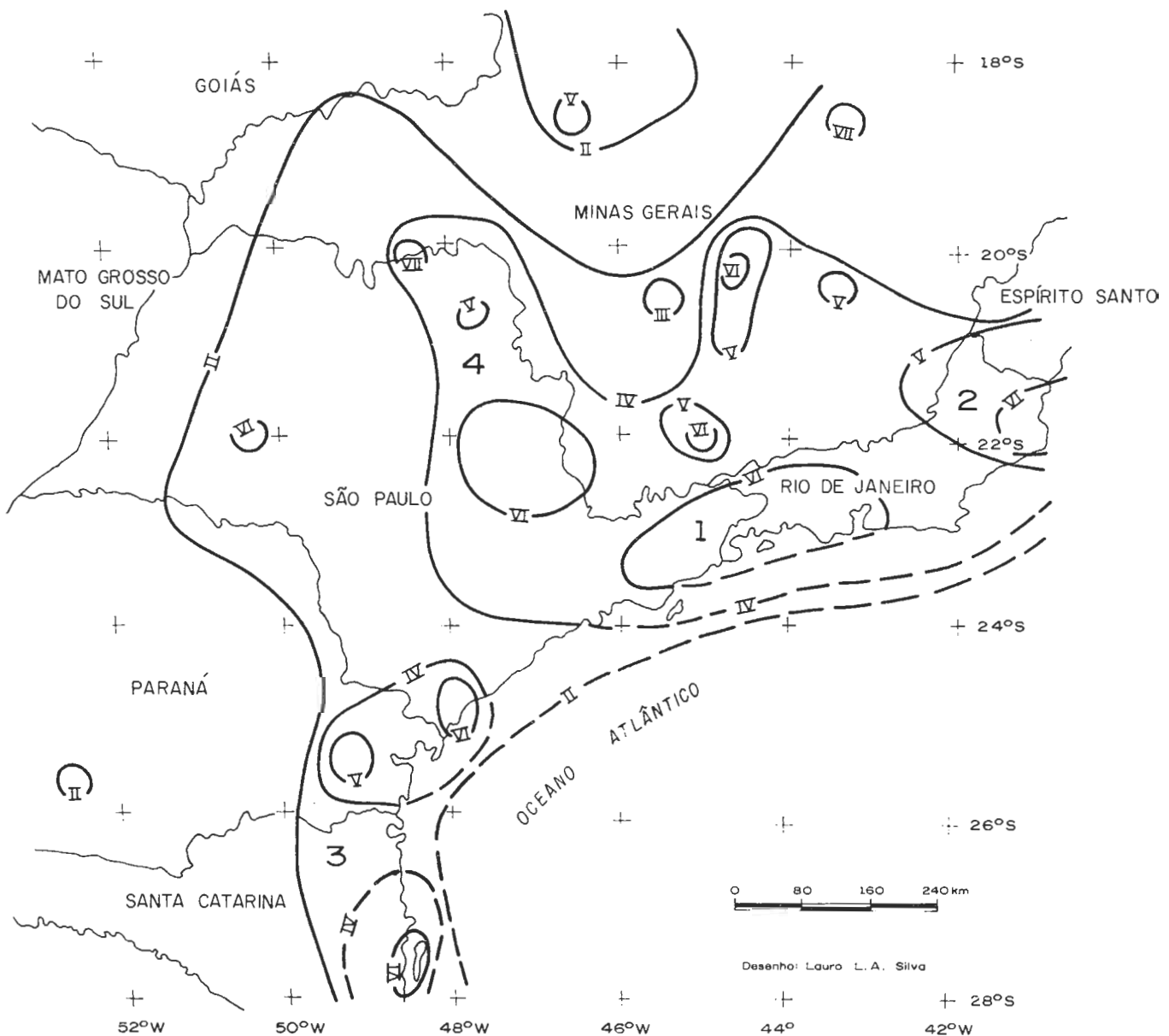
LEGENDA

- 1 - Zona Sismogênica de Bom Sucesso
- 2 - Zona Sismogênica de Pinhal
- 3 - Zona Sismogênica de Caxambu
- 4 - Zona Sismogênica de Cunha
- 5 - Zona Sismogênica de Cabo Frio
- 6 - Zona Sismogênica de Campos
- 7 - Zona Sismogênica de Cananéia ou Paranaguá(?)

NOTAS

- a) Região entre Cananéia e Florianópolis não avaliada em termos sísmo-tectônicos
- b) Mapa baseado nos estudos do IPT (1981a)

Figura 1 - Mapa das zonas sismogênicas de parte do Sudeste Brasileiro (MIOTO & HASUI, 1982)



LEGENDA

REGIÕES SISMO-TECTÔNICAS

- 1 - Região do nordeste de São Paulo
- 2 - Região compreendida entre o norte do Rio de Janeiro e o sul do Espírito Santo
- 3 - Região compreendida entre Cananéia e Florianópolis
- 4 - Região norte-nordeste de São Paulo e vale do Rio Grande

NOTAS

- a) Regiões 1 e 2 consideradas como partes de uma Província Sismo-Tectônica
- b) Mapa baseado nos estudos da UnB (1979b)
- c) — IV — Isossista (linha de mesma intensidade sísmica, IV MM)

Figura 2 - Mapa de isossistas do Sudeste Brasileiro utilizado pela UnB(1979) para inferir risco sísmico através do método determinístico (Modificado de MIOTO & HASUI, 1982).

INFLUÊNCIA DA NEOTECTÔNICA NOS TERRAÇOS FLUVIAIS
DO BAIXO RIBEIRA DO IGUAPE (SP)^{*1}

Por

Mário Sergio de Melo^{*2}
Luiz Alberto Fernandes^{*2}
Armando Márcio Coimbra^{*3}

ABSTRACT

Cenozoic fluvial terraces with coarse sediments in the Ribeira do Iguape river valley (State of São Paulo, Brazil) had been previously attributed to the Pariçlera-Açu Formation. According to its present definition, this formation comprises conglomeratic, fluvial meandering and lacustrine deposits of probable miocenic age, formed during normal fault displacements and under humid climate. The faults are parallel to the Guapiara Alignment, a weak NW structural zone parallel to the Ponta Grossa Arch, active during Mesozoic and reactivated during Cenozoic. In fact, the fluvial terraces are younger than the Pariçlera-Açu Formation, as shown by geomorphological relations between the deposits. But like the older formation, the origin and present-day occurrence of the terraces are strongly controlled by the structures of the Guapiara Alignment. The coarse deposits of the terraces are deformed by faults, indicating that the alignment has been reactivated in geological times younger than Miocene. Geomorphological characteristics of the modern alluvial plain indicate also some possible activity along the Guapiara Alignment during modern geological times.

*1 Trabalho realizado com apoio da FINESP

*2 IPT - Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo

*3 ICUSP - Instituto de Geociências da USP

INTRODUÇÃO

Estudos realizados no baixo vale do Rio Ribeira do Iguape permitem separar os depósitos anteriormente atribuídos à Formação Pariquera-Açu em cinco unidades principais (MELO 1990) : 1) Formação Sete Barras (paleogênica?) ; 2) Formação Pariquera-Açu (Mioceno?) ; 3) cascalhos em nível topográfico superior de terraços; 4) cascalhos em nível intermediário de terraços; 5) depósitos colúvio-aluviais (plio pleistocênicos?).

Ocorrem ainda na área extensas coberturas sedimentares quaternárias (aluviões em várzeas e baixos terraços; depósitos de tálus; sedimentos indiferenciados de deposição mista na planície costeira; sedimentos de cordões litorâneos pré-atuais, atribuíveis às transgressões Cananéia e Santos; depósitos de mangue; e sedimentos atuais de deposição praial).

O presente trabalho trata da morfologia dos dois níveis de terraços com cascalhos desmembrados da Formação Pariquera-Açu, bem como dos baixos terraços fluviais da área.

Métodos de estudo e conhecimento prévio

A localização em área dos testemunhos atuais dos níveis superior e intermediário de terraços é apresentada na Fig. 1.

Para o estudo dos níveis de terraços fluviais foram elaborados perfis longitudinais ao longo dos principais rios da área (Ribeira do Iguape, Jacupiganga, Pariquera-Açu e Juquiá-São Lourenço)(Fig.2).

Os testemunhos dos níveis de terraços foram identificados com base nos levantamentos de campo e fotointerpretação das fotografias aéreas em escala 1:35 000. As cotas dos testemunhos, bem como do nível atual dos rios, foram obtidas a partir das cartas topográficas 1:10 000 do Departamento de Aguas e Energia Elétrica - DAEE e do Instituto Geográfico e Cartográfico - IGC. As inclinações dos testemunhos dos níveis de terraços representados nos perfis refletem as variações das cotas de topo verificadas em cada testemunho.

As projeções dos testemunhos dos níveis de terraços estão rebatidas ortogonalmente sobre o plano dos perfis, o mesmo acontecendo para o nível dos rios. Este procedimento implica em considerável simplificação (retificação) do traçado dos rios, de modo que os perfis longitudinais devem ser tomados como aproximações da situação real no terreno.

Conforme já destacado por diversos autores (SILVEIRA 1950, FREITAS 1951, ALMEIDA 1964, BIGARELLA & MOUSINHO 1965, FRANZINELLI 1970, BISTRICHI et al. 1973, entre outros), distinguem-se três níveis principais de terraços fluviais no baixo vale do Rio Ribeira do Iguape. De fato, a observação dos perfis longitudinais da Fig. 2 permite identificar três níveis:

- a) nível superior de terraços com cascalhos, apresentando-se na forma de testemunhos erodidos ao longo do Ribeira do Iguape entre Iporanga e Registro (particularmente bem desenvolvidos nas proximidades de Eldorado) e ao longo do Rio Jacupiranga);
- b) nível intermediário de terraços com cascalhos, apresentando-se na forma de testemunhos erodidos ao longo dos rios Ribeira, Jacupiranga e Pariquera-Açu;

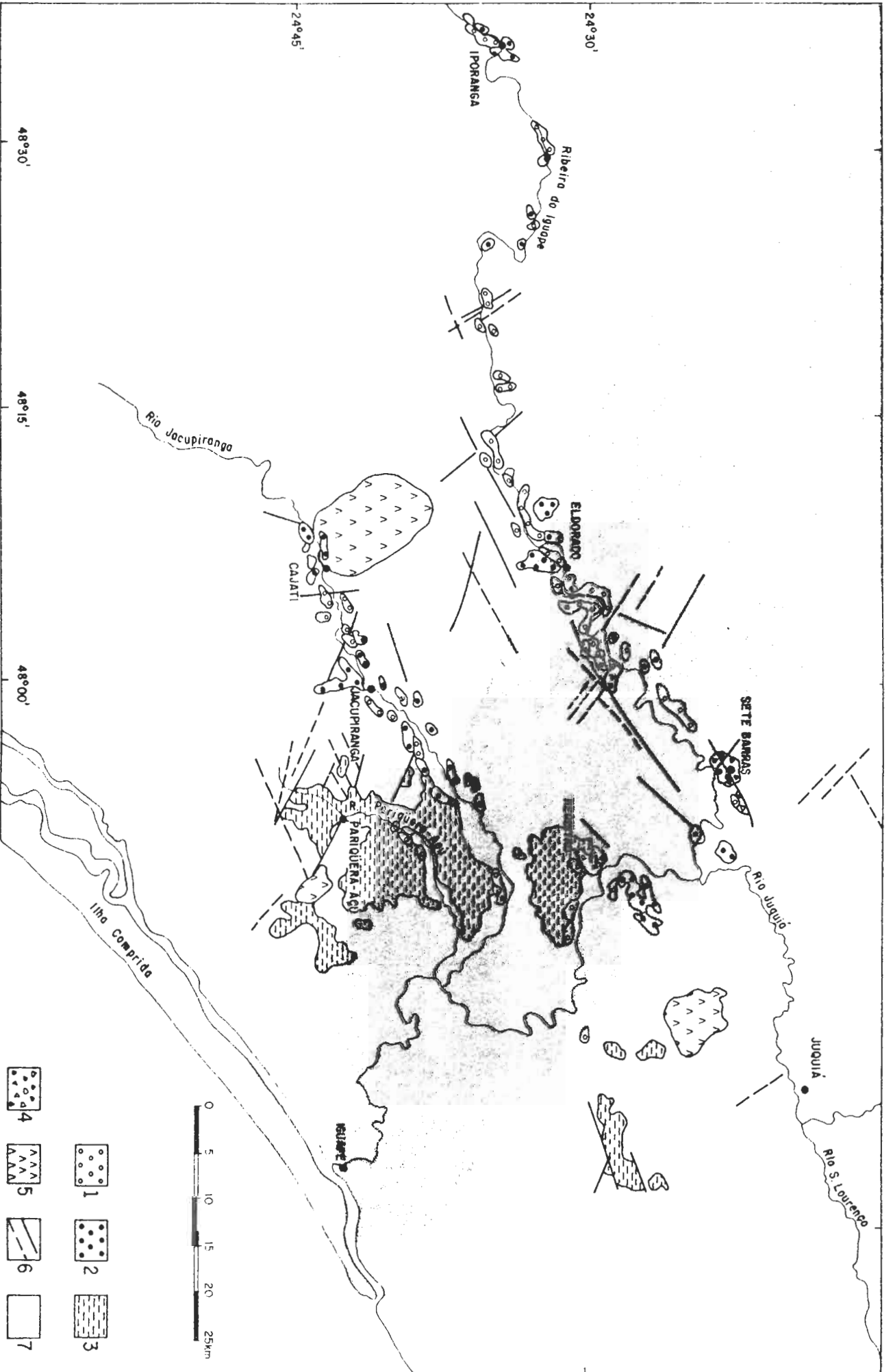


FIGURA 1 - LOCALIZAÇÃO DOS TESTEMUNHOS DE TERRAÇOS FLUVIAIS NO BAIXO RIBEIRA DO IGUAPE (1-Nível intermediário de terraços com cascalhos; 2-Nível superior de terraços com cascalhos; 3- Formação Pariquêra-Açu; 4- Formação Sete Barras (aflorante); 5- Maciços intrusivos alcalinos; 6 - Fg Ihas cenozóicas; 7- Alinhamento de Guapiara)

c) níveis de baixos terraços com litologia variada (cascalhos, areias, argilas), apresentando-se na forma de faixa contínua (só localmente interrompida ou pouco entalhada) ao longo dos vales de todos os principais rios da área (Ribeira, Jacupiranga, Pariquera-Açu, Juquiá, São Lourenço); os baixos terraços, juntamente com as planícies aluviais atuais, estão englobados na unidade denominada "aluviões em várzeas e baixos terraços".

O nível de topo dos sedimentos da Formação Pariquera-Açu, que ocorre na área de Registro e na confluência dos rios Jacupiranga e Pariquera-Açu, foi considerado, por diversos autores, um nível de terraço fluvial, correspondente ao nível intermediário de terraços. Entretanto, conforme se observa na Fig. 2-C e D, a superfície que nivela os sedimentos da Formação Pariquera-Açu (e morrotes próximos em rochas do embasamento) constitui um quarto nível, acima do nível superior de terraços com cascalhos, e portanto mais antigo que este. Além disso, a extensão da área de ocorrência da Formação Pariquera-Açu indica que ela resulta de processos de acumulação de gênese mais complexa, que transgridem os limites dos vales fluviais, não cabendo, no caso, a analogia com os outros níveis de terraços fluviais.

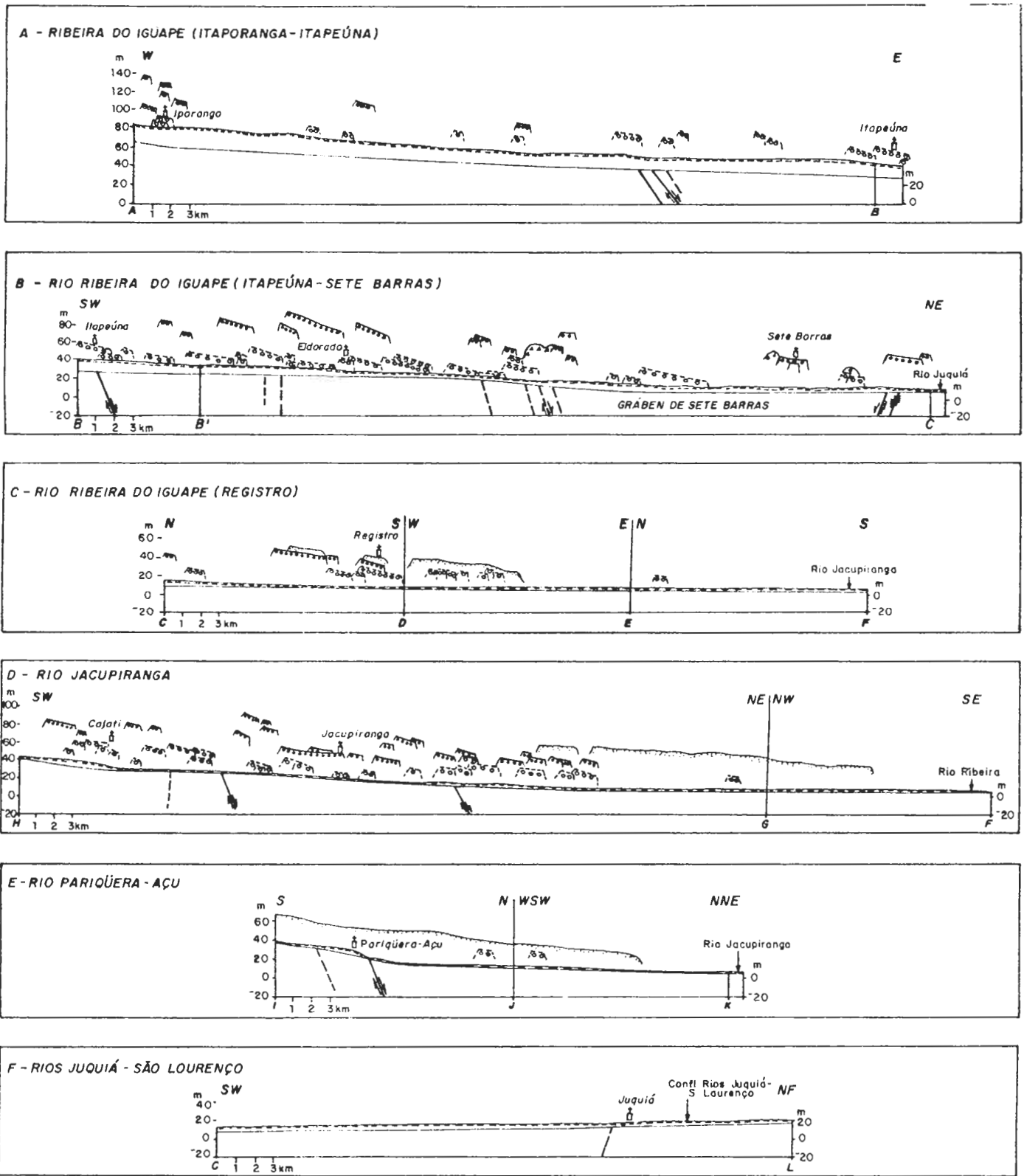
A formação Sete Barras aparece em testemunhos isolados, que não chegam a configurar uma superfície nivelada, dentro dos limites do Gráben de Sete Barras. Pelo menos num caso, na área da cidade de Sete Barras, depósitos de cascalhos atribuídos ao nível superior de terraços jazem em discordância erosiva sobre os depósitos da Formação Sete Barras.

Nível superior de terraços

Em Iporanga o nível superior de terraços chega a atingir a cota 140, cerca de 70m acima do leito atual do Ribeira no local. As cotas decrescem no sentido de jusante, situando-se em torno do Bom em Eldorado, 50m em Sete Barras, 50m em Jacupiranga e 40m em Registro. Nesta cidade, os testemunhos do nível superior de terraços estão cerca de 35m acima do leito atual do Ribeira do Iguape.

Os principais testemunhos do nível superior de terraços ocorrem na área das cidades de Eldorado, Registro e Jacupiranga. Em Eldorado (Fig. 2-B) observa-se a melhor definição dos três níveis de terraços, sendo nitida a distinção entre os níveis superior e intermediário. Em Registro (Fig. 2-C) estes dois níveis, embora ainda reconhecíveis, são pouco distintos entre si. Isto deve refletir o fato de que os processos formadores dos dois níveis de terraços foram mais eficientes a montante da grande soleira entre Registro e Sete Barras. Nela o Rio Ribeira do Iguape apresenta brusca inflexão do sentido geral ENE para o sentido SE, ganhando então a planície costeira e o oceano.

A ausência de testemunhos do nível superior de terraços nos vales dos rios Pariquera-Açu, Juquiá e São Lourenço contrasta com o que se verifica nos demais rios da área (Fig. 1). No caso do Rio Pariquera-Açu, é possível que o fato de se tratar de uma bacia hidrográfica relativamente pequena tenha determinado que os terraços formados fossem pouco desenvolvidos, não subsistindo à erosão subsequente. No caso dos rios Juquiá e São Lourenço, com bacias hidrográficas com maior porte que o Rio Jacupiranga (na qual aparecem os níveis de terraços), o fato de não se encontrarem hoje os dois níveis superiores de terraços deve ser explicado de outra maneira. Aparentemente os rios a NE do Alinhamento de Guapiara não apresentaram as mesmas










-  Nível dos rios
-  Baixos terraços
-  Terraço intermediário
-  Terraço superior
-  Formação Pariqüera-Açu
-  Formação Sete Barras
-  Falhas cenozóicas
-  Cidades

FIGURA 2 - PERFIS TOPOGRÁFICOS LONGITUDINAIS ÀS PRINCIPAIS DRENAGENS DO BAIXO RIBEIRA

condições de elaboração e preservação dos terraços, ao contrário dos rios situados a SW do Alinhamento.

Os depósitos associados ao nível superior de terraços, com espesura máxima de menos de uma dezena de metros, são representados principalmente por rudáceos inconsolidados com matriz arenosa (cascalhos), ocorrendo subordinadamente intercalações de areias e camadas de lamitos associadas. Os cascalhos são constituídos essencialmente de clastos de litologias resistentes (quartzo e quartzito), ocasionalmente ocorrendo outras litologias (turmalinito, metassedimentos, rochas alcalinas, gnaisses). As direções de paleocorrentes (ora paralelas, ora perpendiculares à direção da drenagem principal atual), as marcantes diferenças de cotas dos testemunhos do nível de terraço, e os tipos de litologias presentes (incluindo lamitos de leques aluviais) sugerem que o nível superior de terraços constitua, na realidade, um complexo de pequenos leques aluviais e pedimentos associados à paleodrenagem principal.

Os depósitos de cascalhos do nível superior de terraços localmente apresentam-se falhados, indicando atividade tectônica posterior à elaboração do terraço.

Não existem, até o momento, elementos que permitam datar com segurança o nível superior de terraços e seus depósitos associados. Sabe-se que eles são mais novos que a Formação Sete Barras, e que a Formação Pariquera-Açu, o que é indicado pelo nivelamento dos topos de elevações sustentadas por esta unidade, acima dos testemunhos do nível superior de terraços (Fig. 2-C e D). Para BIGARELLA & MOUSINHO (1965), o nível superior de terraços corresponderia ao pedimento P2, correlativo do estágio glacial "Kansan" dos EUA (Pleistoceno), situado topograficamente abaixo do pediplano Pd1. Entretanto tais correlações geomorfológicas ainda parecem discutíveis.

A gênese do nível superior de terraços com cascalhos pressupõe a concorrência de dois fatores interligados: 1) estabilidade do nível de base regional durante um intervalo de tempo suficientemente longo; 2) alargamento lateral dos vales fluviais, com deposição dos cascalhos.

Esta concorrência de fatores poderia realmente estar refletindo, em parte, fases de variações climáticas terciárias e quaternárias, conforme admitido por BIGARELLA & MOUSINHO (1965). De acordo com esta hipótese, o alargamento lateral dos vales fluviais, gerando os terraços, resultaria do desenvolvimento de pedimentos e leques aluviais em condições climáticas provavelmente semi-áridas. Esta hipótese encontra apoio na natureza rudácea dos depósitos, na abundância de feldspatos nas frações arenosas e nos baixos valores relativos do índice ZTR, indicando imaturidade mineralógica de fração arenosa.

Outra hipótese é de que o alargamento lateral dos vales fluviais e sedimentação associada refletissem oscilações do nível do mar, e conseqüentes barramentos temporários da drenagem. Pode-se referenciar a esta linha hipotética genérica as idéias de SILVEIRA (1950), FREITAS (1951), ALMEIDA (1964) e FRANZINELLI (1970). Entretanto, os esperados testemunhos de terraços de abrasão marinha correspondentes aos níveis superior e intermediário de terraços fluviais, conforme admittiram SILVEIRA (op. cit.) e FREITAS (ap. cit.), não são encontrados, fato este que já foi destacado por ALMEIDA (op. cit.).

A componente tectônica parece fundamental na explicação do desnivelamento entre os diversos níveis de terraços, e mesmo na

distribuição geográfica dos testemunhos observados hoje. Isto é sugerido principalmente pela aparente relação entre os dois níveis mais antigos de terraços fluviais (superior e intermediário) com o Alinhamento de Guapiara.

Nível intermediário de terraços

Em Iporanga o nível intermediário de terraços chega a ultrapassar a cota 100, mais de 30m acima do nível atual do Ribeira do Iguape no local. As cotas decrescem no sentido de jusante, situando-se em torno de 50m em Eldorado, e 30m em Registro e Jacupiranga. Nestas cidades, os testemunhos do nível intermediário de terraços estão menos de 20m acima da drenagem atual.

Ao longo do vale do Rio Pariquera-Açu os testemunhos do nível intermediário de terraços são raros e poucos expressivos (Fig. 2-E). A razão para este fato deve ser a mesma para a ausência de testemunhos do nível superior de terraços nesse rio: a área reduzida da bacia hidrográfica teria determinado que os terraços desenvolvidos fossem incipientes, não subsistindo à erosão subsequente. No caso dos vales dos rios Juquiã e São Lourenço, a ausência de testemunhos do nível intermediário de terraços parece prender-se à influência dos movimentos tectônicos cenozóicos ao longo do Alinhamento de Guapiara na elaboração e preservação dos terraços.

Os depósitos associados ao nível intermediário de terraços são muito semelhantes aos cascalhos do nível superior. Pelo menos num local os depósitos de cascalhos do nível intermediário de terraços apresentam-se falhados, indicando atividade tectônica posterior à elaboração do terraço.

A posição topográfica dos testemunhos do nível intermediário de terraços indica que ele é mais novo que o nível superior, e mais antigo que os baixos terraços. Para BIGARELLA & MOUSINHO (1965) o nível intermediário de terraços corresponde ao pedimento P1, correlativo do estágio glacial "Illinoian" dos EUA (Pleistoceno). Quando à idade e gênese do nível intermediário de terraços com cascalhos, cabem as mesmas considerações feitas para o nível superior.

Baixos terraços

Os baixos terraços compreendem diversos níveis escalonados, no conjunto com diferenças de cotas de no máximo 20m (em Iporanga). Estes níveis resultaram da migração do leito do rio na planície fluvial, e do continuo entalhamento da drenagem e rebaixamento do nível de base nos tempos geológicos mais recentes.

Os baixos terraços apresentam-se na forma de faixa continua (só localmente interrompida) ao longo dos vales de todos os principais rios da área. Em Iporanga os baixos terraços chegam a atingir a cota 80, 20m acima do nível atual do Ribeira do Iguape. O desnível entre o topo do baixo terraço e a drenagem atual decresce continuamente no sentido de jusante, situando-se em torno de 5 a 10m nas porções mais baixas das bacias.

Os depósitos associados aos baixos terraços compreendem areias, argilas e cascalhos, estes mais finos que aqueles dos níveis superior e intermediário. Aparentemente são depósitos formados em regimes fluviais semelhantes ao regime atual.

Como para os demais níveis de terraços fluviais, a gênese dos

baixos terraços é discutível, podendo ligar-se a fases de pedimentação em clima semi-árido e/ou a oscilações do nível do mar. No caso específico dos baixos terraços, a existência de terraços marinhos de abrasão (PETRI & FULFARO 1970) e de acumulação (PETRI & SUGUIO 1971) correlacionáveis aos terraços fluviais parece reforçar a hipótese de oscilações do nível do mar. Esta hipótese tem ainda a seu favor o fato de que os depósitos associados aos baixos terraços não diferem significativamente dos depósitos fluviais atuais, sugerindo condições climáticas úmidas comparáveis às atuais, portanto incompatíveis com a hipótese de pedimentação em clima semi-árido.

Não se observaram evidências diretas de deformações tectônicas cortando depósitos dos baixos terraços. Entretanto, no vale do Ribeira do Iguape é notável o alçamento da cota máxima dos baixos terraços a partir do limite SW do Gráben de Sete Barras, no sentido de montante (Fig. 2-A e B). E principalmente nesse trecho que os baixos terraços apresentam-se reentalhados por uma rede de drenagem incipiente superimposta. Esta constatação reforça a hipótese de que os níveis de terraços fluviais tenham sua origem estreitamente ligada à atividade tectônica cenozóica ao longo do Alinhamento de Guapiara, que influencia diretamente o nível de base dos rios Ribeira do Iguape e Jacupiranga. Como fica mais evidente no caso do Ribeira do Iguape esta influência parece estender-se à época relativamente recente de elaboração dos baixos terraços.

BIGARELLA & MOUSINHO (1965) atribuem os baixos terraços ao estágio glacial "Wisconsin", do final do Pleistoceno, e ao Holoceno. Estudos geológicos de detalhe visando estes terraços deverão permitir a localização de restos vegetais para datação pelo método do radiocarbono.

Conclusões

No Neógeno (Mioceno-Plioceno?), esforços trativos deslocaram estruturas preexistentes, principalmente NW a W-NW, paralelas ao Alinhamento de Guapiara. A componente normal destes deslocamentos acarretou basculamentos de blocos e barramentos da drenagem, com a consequente acumulação da Formação Pariquera-Açu junto às falhas, sobre as porções abatidas dos blocos tectônicos.

A área foi em seguida submetida a soerguimento diferencial, com entalhamento progressivo da drenagem, mais pronunciado no bloco relativamente mais elevado a SW do Alinhamento de Guapiara (Fig. 3). Fases de clima seco possivelmente conjugadas com fases de quiescência tectônica (e estabilização temporária do nível de base) teriam ensejado então a elaboração dos níveis superior e intermediário de terraços com cascalhos, estes depositados em sistema fluvial entrelaçado. Testemunhos destes terraços são encontrados hoje somente no bloco a SW do Alinhamento de Guapiara.

Os aluviões em baixos terraços ao longo dos vales dos rios Ribeira do Iguape, Jacupiranga e Pariquera-Açu, no bloco a SW do Alinhamento de Guapiara, encontram-se relativamente elevados (até cerca de 20m) com relação ao nível atual dos rios, contrastando com as várzeas inundáveis dos rios Juquiá e São Lourenço, no bloco a NE do Alinhamento. Isto sugere que até os tempos geológicos mais recentes a atividade neotectônica esteja soerguendo o bloco SW com relação ao NE, com movimentação de falhas NW paralelas ao Alinhamento de Guapiara, a exemplo do que teria ocorrido no Neógeno. Ressalte-se, entretanto, que não foram deformando depósitos dos baixos terraços.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F.M. de. 1964. Fundamentos do relevo paulista. In : GEOLOGIA do Estado de São Paulo. São Paulo, IGG. p. 169-263 (Boletim, 41).
- BIGARELLA, J.J. & MOUSINHO, M.R. 1965. Contribuição ao estudo da Formação Pariquera-Açu (Estado de São Paulo). Bol. Paran. Geogr. (16/17) : 17-41.
- BISTRICHI, C.A.; CARUSO, L.G.; SANTUCCI, H.; FULFARO, V.J.; PUPO, G.; RODRIGUES, A.R. 1973. Os terraços do Rio Ribeira de Iguape na região de Eldorado Paulista (São Paulo). In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. Resumo das Comunicações... Aracaju, SBG. p. 203-204. (Boletim 1).
- FRANZINELLI, E. 1970. Estudo sedimentológico da Formação Pariquera - Açu (Estado de São Paulo). São Paulo, 56 p. (Dissertação do Mestrado, Inst. Geociências USP).
- FREITAS, R.O. de 1951. Ensaio sobre a tectônica moderna do Brasil. São Paulo, FFCLUSP. 120 p. (Boletim 130, Geologia 6).
- MELO, M.S. de 1990. A Formação Pariquera-Açu e depósitos relacionados; sedimentação, tectônica e geomorfogênese, São Paulo (Dissertação de Mestrado, Inst. Geociências USP, no prelo).
- PETRI, S. & FULFARO, V.J. 1970. Nota sobre a geologia e terraços marinhos da Ilha do Cardoso, SP. Notícia Geomorfológica, Campinas, 10 (20) : 21-31
- PETRI, S. & SUGUIO, K. 1971. Some aspects of the Neo-Cenozic Sedimentation in the Cananeia-Iguape lagoonal region, São Paulo, Brazil. Estudos Sedimentológicos, Natal, 1 (1) : 25-33.
- SILVEIRA, J.D. da. 1950. Baixadas litorâneas quentes e umidas. São Paulo. (Tese de Concurso, Fac. Fil. Ciênc. Letras, USP).

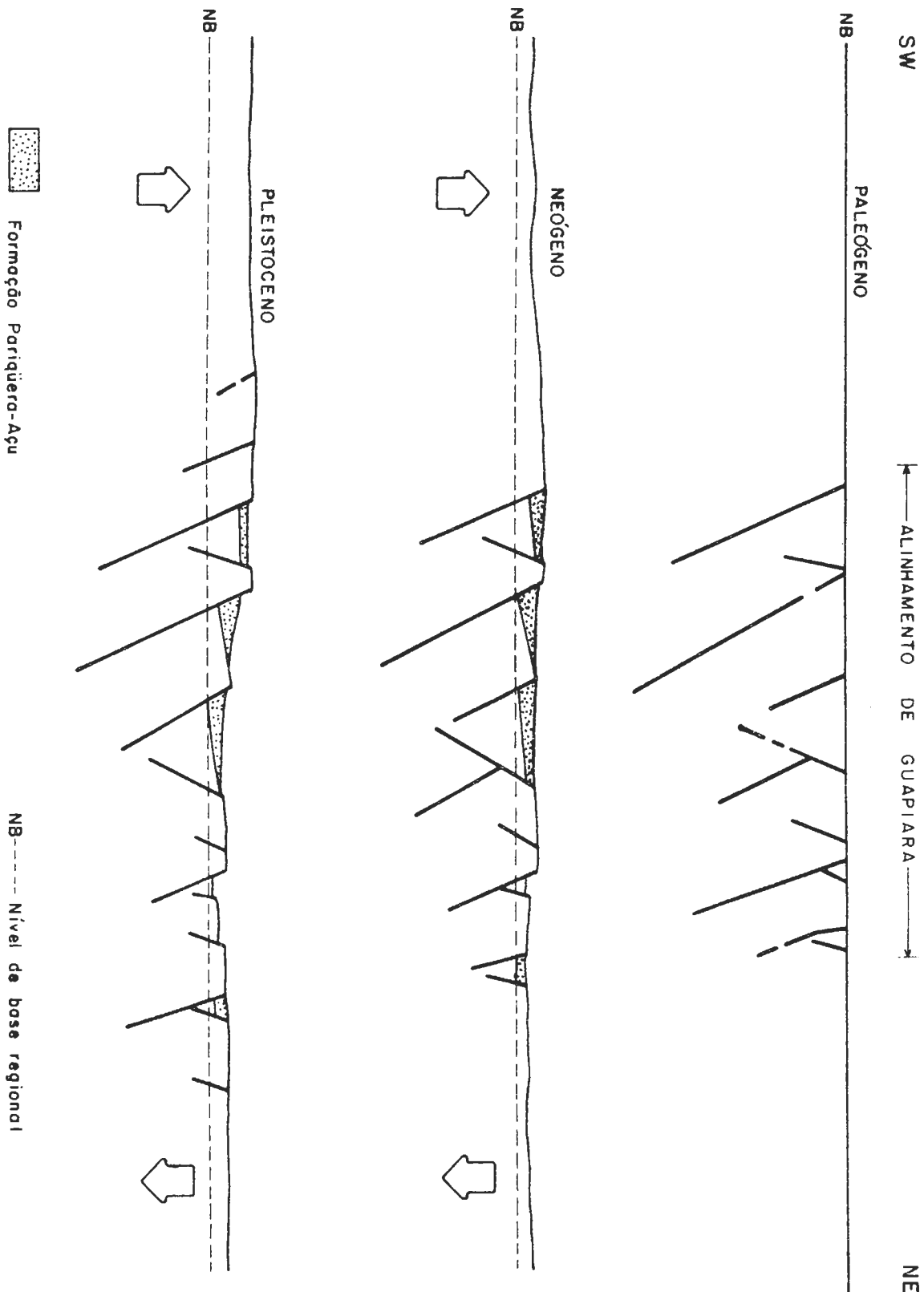


FIGURA 3 - HIPÓTESE DE EVOLUÇÃO DO ALINHAMENTO DE GUAPIARA DURANTE O CENOZÓICO, COM SOERGUMENTO RELATIVO DO BLOCO SW.

SISMICIDADE RECENTE NOS ESTADOS DE MINAS GERAIS E BAHIA

Por

José Alberto Veloso¹, Marcelo Assumpção², Juraci Carvalho¹, José Roberto Barbosa², Darlan Fontenele¹, Ailton Bassine², Isaú Paiva Gomes¹, Marcelo Blum¹ e Rogério Kwitko Ribeiro¹.

¹Observatório Sismológico - UnB

²Instituto Astronômico e Geofísico - USP

ABSTRACT

Two seismic swarms (one in Northern Minas Gerais and the other in Southern Bahia) of earthquakes were studied with the local seismographic network. For both cases hypocentral distribution suggested the existence of two small faults about one kilometer deep. No damage was observed.

INTRODUÇÃO

No mês de março de 1990, praticamente ao mesmo tempo, os municípios de Manga-MG e Encruzilhada-BA foram atingidos por uma sequência de tremores de terra que chegaram a alcançar intensidades IV e V, sem contudo ocasionar qualquer dano pessoal ou material.

Para estudar com maior detalhe esses abalos de terra, foram instaladas redes sismográficas locais visando o monitoramento das réplicas que sucederam os maiores eventos.

Os principais resultados obtidos são apresentados a seguir.

SISMICIDADE DE MANGA-MG

O Município de Manga está situado no norte de Minas Gerais, às margens do Rio São Francisco, próximo à fronteira com a Bahia. O principal tremor da série ocorreu no dia 28/FEV/90, às 22:01 (hora local), alcançou magnitude 3.3 e foi sentido por habitantes da área rural e das localidades de Nhandutiba, Montereí e Brejo de São Caetano.

Os primeiros sismógrafos foram instalados no dia 04/MAR, por uma equipe da Universidade de Brasília que permaneceu na área até 10/MAR. Este grupo foi substituído por outra equipe da Universidade de São Paulo que continuou os trabalhos de monitoramento até 16/MAR.

A sismicidade da região em estudo é muito baixa não tendo ocorrido qualquer abalo de terra de magnitude maior que 4.0, em um raio de 400 km. O evento mais próximo de Manga atingiu apenas magnitude 3.2 e aconteceu em Cocos-BA, a cerca de 80 km.

Principais resultados

Durante o período de monitoramento contínuo que se estendeu por 13 dias foram registrados cerca de 2000 microtremores, e vários deles foram sentidos por residentes próximos da zona epicentral. A intensidade máxima observada, relativa ao evento principal de 28/FEV/90, alcançou grau IV. Não se constatou qualquer tipo de dano às construções mas o sismo chegou a ser sentido a uma distância de 15 km de epicentro. Habitantes de Manga e Montalvânia, principais cidades da região, não perceberam nenhum dos tremores de terra.

A localização dos epicentros, situados na área de Puris, cerca de 28 km a NW de Manga, está indicado na Fig. 1a. Observa-se que os epicentros estão distribuídos em uma extensão inferior a 2 km com focos de 1 km em média de profundidade. Resultados preliminares indicam falhamento do tipo inverso com compressão aproximadamente E-W.

A Fig. 1b indica a evolução da atividade sísmica durante a fase de monitoramento. Nota-se que a sismicidade diminui suavemente até o dia 12 para, em seguida, mostrar um pequeno período de recrudescimento, fato comumente observado nesses casos. Não se teve notícias sobre a ocorrência de novos abalos com magnitude suficiente para voltar a perturbar os moradores da região.

SISMICIDADE DE ENCRUZILHADA-BA

Localizado no sul da Bahia, próximo à divisa de Minas Gerais, este município foi afetado por uma série de pequenos tremores que teve início no dia 08/MAR/90, com um evento de magnitude 3.0 (18:00 - hora local). Na manhã seguinte (10:00 hs) novo sismo de magnitude 2.9 voltou a ser percebido pelos moradores. O abalo principal ocasionou intensidade V na cidade e foi sentido em um raio de 10 km do epicentro.

O monitoramento sísmico, a cargo da Universidade de Brasília, estendeu-se por um período de 10 dias e foi realizado por um conjunto de três sismógrafos do tipo MEQ-800. Para melhorar a qualidade da formação e definir os epicentros com maior precisão os registradores ocuparam diferentes posições no terreno.

A tectônica da região é marcante, apresentando numerosos falhamentos inclusive próximo à área epicentral. De acordo com o Arquivo Sísmico da UnB as zonas mais ativas desta parte do território brasileiro encontram-se situadas 130 km a SW e 160 km a NE, respectivamente

nos municípios de Tuparecê-MG e Ibicarai-Ba.

Principais resultados

A região epicentral, mostrada na Fig. 2a, localiza-se 3.5 km à NNE da cidade de Encruzilhada. Os focos sísmicos são rasos, menores que 1 km de profundidade. Os epicentros estão agrupados em uma pequena faixa do terreno e o mecanismo de foco indica falhamento do tipo inverso com pequena componente transcorrente.

Durante a fase de monitoramento foram registrados cerca de 700 microtremores. A Fig. 2b mostra a evolução da atividade sísmica que decresceu suavemente com o passar dos dias e poucos foram os eventos sentidos na cidade de Encruzilhada.

OBSERVAÇÕES FINAIS

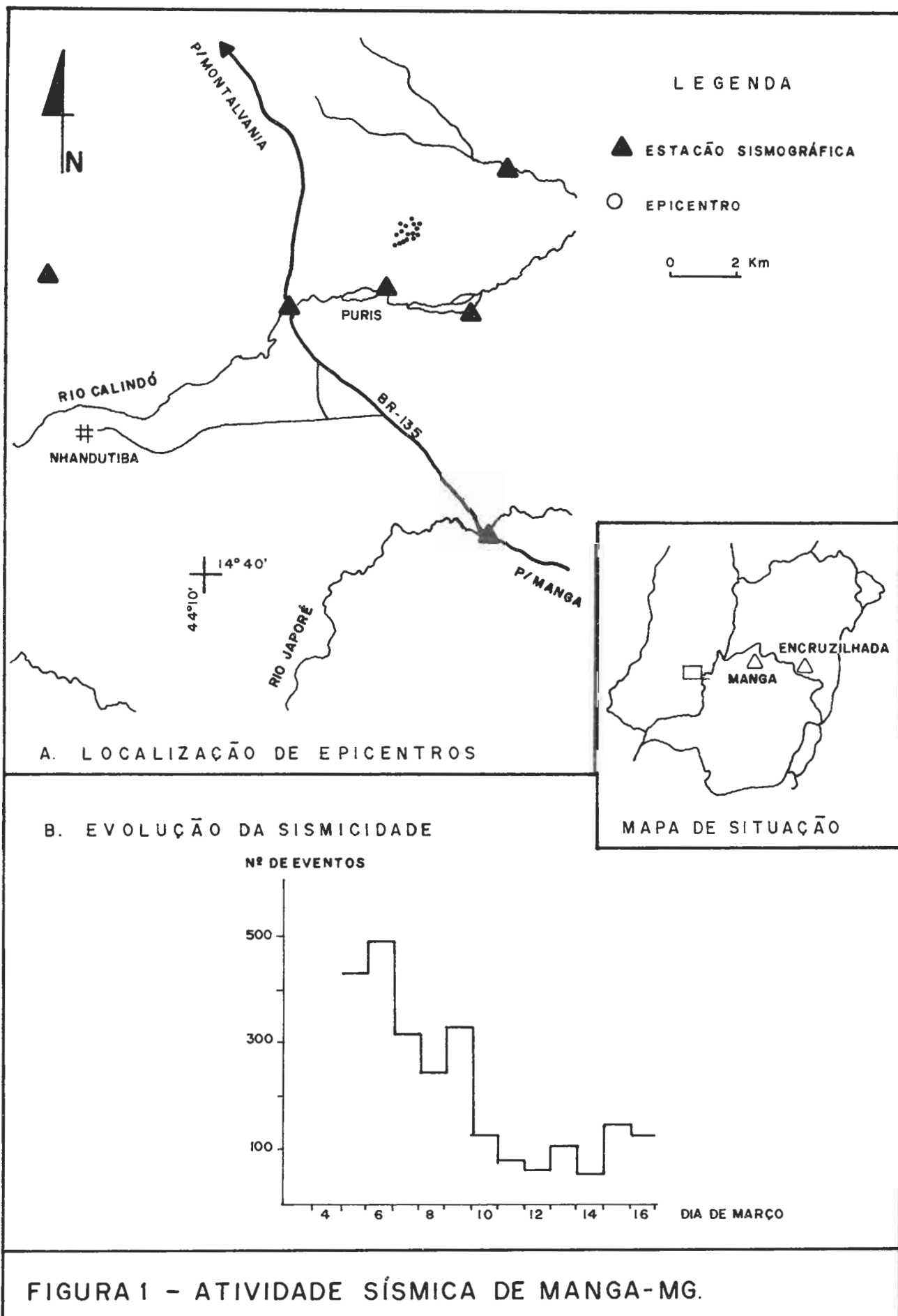
As ocorrências sísmicas observadas em Manga e Encruzilhada, separadas por cerca de 340 km, situam-se também em latitudes muito próximas, respectivamente 15° S e 15°30' S.

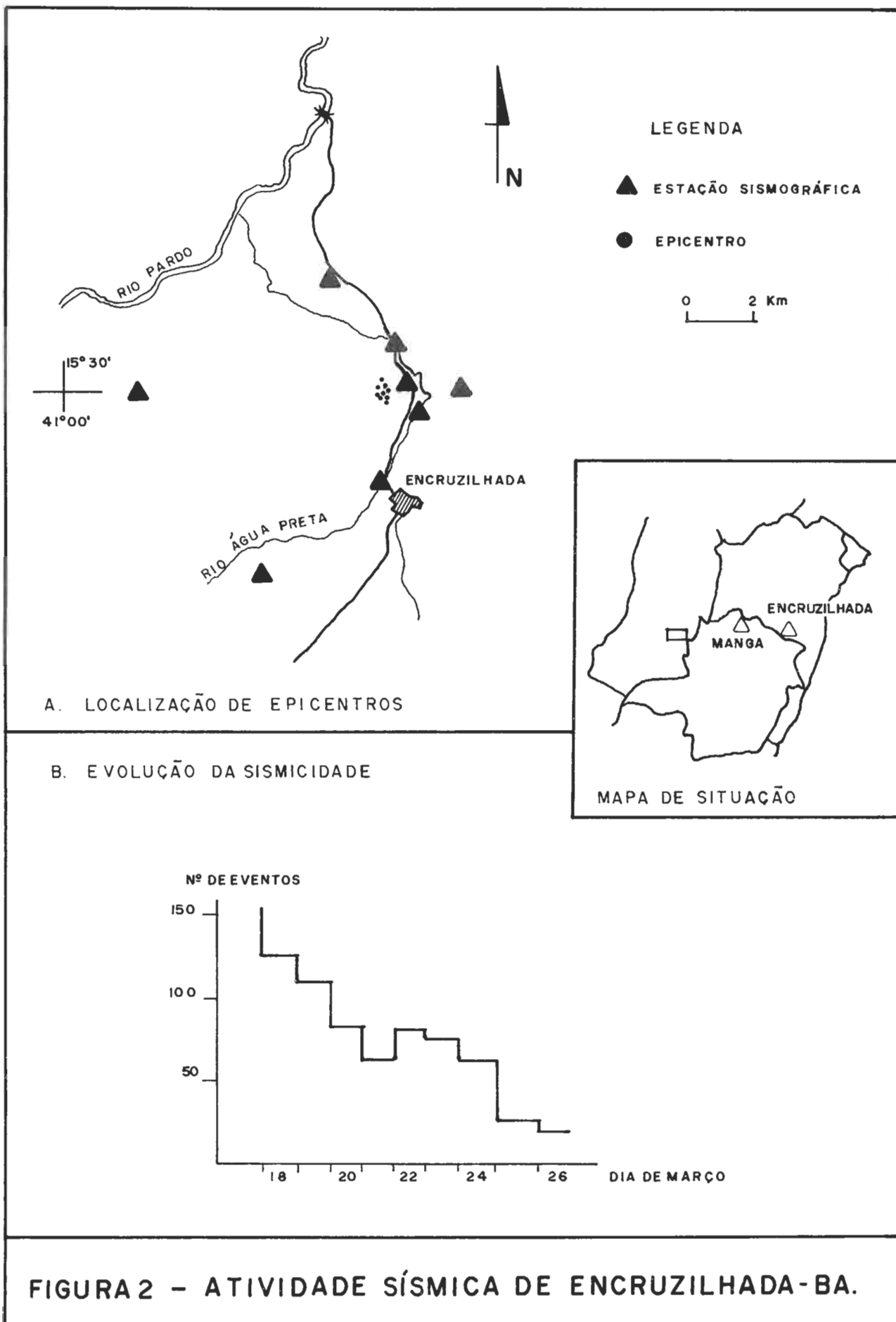
Apesar da proximidade tanto no tempo como no espaço, não existe nenhuma outra informação substancial para tentar correlacionar essas duas atividades sísmicas. Pelo contrário, o ambiente tectônico e geológico de ambas áreas não são parecidos, e os mecanismos geradores de cada atividade sísmica diferem entre si. As duas atividades representam liberação de esforços predominantemente compressivo, o que é uma característica das regiões intraplaca inclusive no Brasil.

Exemplos de sismicidade como os aqui apresentados e de alguns outros, recentemente ocorridos no País, dão mostra da particular contribuição da sismologia aos estudos da neotectônica.

AGRADECIMENTOS

Os autores expressam seus agradecimentos as Prefeituras Municipais de Manga-MG e Encruzilhada-BHA e as Coordenadorias de Defesa Civil dos estados de Minas Gerais e Bahia pelo apoio recebido necessário ao desenvolvimento do presente trabalho.





UM "RIFT" NEO-CENOZÓICO NA REGIAO DE SAO JOAO
DEL REI - MG; BORDA SUL DO CRATON DO
SAO FRANCISCO

Por

Allaoua SAADI

Instituto de Geociências da UFMG

1 - INTRODUÇÃO -

A tectônica cenozóica da Região Sudeste do Brasil adquiriu o caráter de tema de interesse geológico com a caracterização, por parte de ALMEIDA (1976), do "Sistema de "rifts" da Serra do Mar". Esta feição que associa as bacias tafrogênicas oligocênicas de Volta Redonda, Resende, Taubaté, São Paulo e, provavelmente, Curitiba, ao soerguimento das serras do Mar e da Mantiqueira, continua definindo o quadro regional da compartimentação geomorfológica da faixa atlântica do Brasil Sudeste.

Recentemente, MELO et al. (1989) adicionaram ao acervo morfo-tectônico da região, que compreende também pequenas bacias nas zonas baixas do Estado do Rio de Janeiro, o "Graben" terciário de Sete Barras, no Litoral Paulista. A mesmo tempo, RICCOMINI (1990) tentou uma nova síntese dos eventos tectono-sedimentares cenozóicos relacionados com a bacia do rio Paraíba do Sul e propôs, para o conjunto, uma nova denominação, mais restritiva do que a estabelecida por ALMEIDA (1976): "o "Rift" continental do Sudeste do Brasil".

Objetiva-se, neste trabalho, em caráter preliminar, demonstrar que, ainda no Sudeste do Brasil, ocorreram eventos tectono-sedimen-

tares cenozóicos, os quais, apesar de refletirem feições menos espetaculares, sugerem também o desenvolvimento de estrutura de "rift".

Informação iniciais a respeito desses eventos já tinham sido divulgadas por SAADI (1989), RIBEIRO & SAADI (1989), SAADI et al. (1989 a, b). Tratava-se, nessas comunicações, de informações inéditas sobre a ocorrência de bacias sedimentares neo-cenozóicas tectonicamente controladas e sobre o condicionamento tectônico da dinâmica fluvial, numa estreita faixa inserida na zona de cisalhamento pré-cambriana que limita, ao sul, o Cráton do São Francisco, na região de São João del Rei.

A consecução de dados novos permitem um importante salto na interpretação do conjunto, que apesar de revestida do caráter preliminar, deverá acrescentar uma peça importante ao "puzzle" da evolução neotectônica da região e, provavelmente, fornecer elementos novos para um melhor entendimento de sua história geológica.

2 - A INSERÇÃO NO QUADRO ESTRUTURAL REGIONAL.

O quadro regional é o que caracteriza a região sul de Minas Gerais como área de contato entre a extremidade meridional do Cráton do São Francisco e unidades lito-estruturais de cinturões dobrados. As denominações desses cinturões assim como as concepções relativas à borda sul do cráton foram debatidas entre ALMEIDA (1981) e WERNICK et al. (1981).

As características geológicas gerais da região foram descritas por HASUI & OLIVEIRA (in: ALMEIDA & HASUI, 1984) et HASUI et al. (in: SCHOBENHAUS et al., 1984), com base, em parte, nos levantamentos sistemáticos coordenados por BRANDALISE et al. (1976) e CAVALCANTE et al. (1979).

O arcabouço estrutural regional, onde se insere a área em foco, é ilustrado pela FIG.1 e pode ser resumido ao contato entre duas zonas rúpteis resultando da reativação de zonas de fraqueza em dois cinturões dobrados pré-cambrianos:

- a - Faixa Tocantins, ou Faixa Móvel NW (WERNICK et al., 1981), de direção SE-NW,

b - Faixa Mantiqueira, ou Faixa Móvel NE (WERNICK et al., 1981), de direção NSW-ENE.

Os limites meridionais da primeira e setentrionais da segunda são respectivamente marcadas pelas zonas de cisalhamento Campo do Meio e Ouro Fino (HASUI et al., op. cit.) para as quais CAVALCANTE et al. (1979) ofereceram descrições detalhadas dos sistemas de falhamento que os compõem.

No primeiro caso, a Zona Tectônica de Campo do Meio foi caracterizada como "área instável desde o pré-Cambriano até o Terciário", com evidências de reativações com movimentação normal ou inversa das falhas principais. WERNICK et al. (1981) denominaram essa estrutura de Zona Rúptil Nova Resende-Barbacena.

No segundo caso, o Cinturão de Cisalhamento Ouro Fino é composto por várias falhas de "características mistas ou seja, transcorrentes e inversas", com reativações recentes envolvendo ação hidro termal das Falhas de Lambari, Três Corações, Borda da Mata, Varginha, etc... Essa estrutura corresponde à Zona Rúptil Carandaí-Mogi-Guaçu de WERNICK et al. (1981).

Além desses sistemas de caráter compressivo, ocorre um outro representado por falhas com direções N10-50W, mas concentradas no intervalo N20-40W, atribuído por BRANDALISE et al. (1976) à reativação mesozóica. A elevada densidade dos falhamentos na região de Passa Vinte deu origem a uma morfologia serrana particularmente fragmentada. CAVALCANTE et al. (1979) também assinalou este sistema e o relacionou com esforços tensionais. Na região de São João del Rei, o mesmo é representado por falhas preenchidas por diabásios considerados de idade mesozóica.

3 - PRINCIPAIS FEIÇÕES TECTONO-SEDIMENTARES DO "RIFT CENOZÓICO DA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI".

A área ocupada pelo "Rift Cenozóico da Região de São João del Rei" consiste numa faixa larga de 5 a 6 km, que liga as cidades de Itutinga e Carandaí, numa distância de aproximadamente 250 km. No qua

dro estrutural regional, corresponde ao trecho oriental da Zona Rúptil Carandaí-Mogi-Guaçu (FIG.1).

Os dados anteriormente divulgados por SAADI et al. (op. cit.) demonstraram que as reativações mesozóicas-cenozóicas sugeridas por BRANDALISE et al. (1976) e CAVALCANTE et al. (1979) são marcadas, nessa área, por vários tipos de deformações impressas em sedimentos terciários e quaternários.

No entanto, o trecho mais instrutivo quanto ao arranjo tectono-estrutural do "rift" é confinado entre as cidades de São Sebastião da Vitória, a oeste, e Prados, a leste. Este comporta um alinhamento de "grabens" preenchidos por depósitos fluviais intensamente deformados, além de uma bacia cujo alçamento tectônico posterior a colocou em posição de inversão.

As unidades mais representativas serão descritas, de forma sucinta, no capítulo seguinte.

3.1- O "GRABEN" DE PRADOS -

Trata-se de uma depressão tectônica localizada na extremidade oriental da área, na base setentrional da escarpa quartzítica da Serra de São José. O seu desenvolvimento longitudinal, controlado por falhas de direção ENE a E-W, é interrompido por outras de direção NW a NNW. Sua extensão lateral corresponde à faixa onde ocorrem os filitos da Fm. Prados.

A FIG.2 ilustra a configuração da porção NE dessa estrutura parcialmente preenchida por uma coluna sedimentar com espessura, visível, superior a 22 m e constituída por, da base para o topo:

- um ortoconglomerado monomítico (esp.= 8m), com seixos e matações de quartzito angulosos, representando um depósito de escarpa de falha como o atestam a ocorrência de falhas lístricas no seu contato NE com os filitos, suas características sedimentológicas e de localização. O conjunto, composto por várias gerações de leques fanglomeráticos, mergulha 30° em direção NW e foi posteriormente deformado por falhas de direção SE-NW.
- areias e argilas consolidadas por processos de laterização constituem 12 m de arenitos compostos de várias camadas amareladas e / ou avermelhadas. O

conjunto é discordante sobre os conglomerados e filitos e indica tratar-se de depósitos de fluxos de lama e detritos. A origem desses sedimentos deve ser buscada nas áreas graníticas que limitam a depressão a E e NE. O mergulho concordante com o dos conglomerados demonstra que resultou de um basculamento posterior à deposição, provavelmente contemporâneo da instalação das falhas NW.

- areias argilosas vermelhas constituem uma cobertura de origem coluvial, com espessura de 2 m.

De maneira sucinta entende-se, para a formação dessa bacia, a seguinte sucessão de eventos tectono-sedimentares:

- a - movimentação das falhas ENE e E (córrego da Várzea e Serra de São José) gerando uma fossa, onde se depositam os conglomerados oriundos do sul e, depois, os arenitos oriundos do leste e nordeste.
- b - movimentação das falhas NW a NNW, gerando "grabens" e "horsts" perpendiculares à fossa principal
- c - movimentações posteriores, marcadas em depósitos aluviais e coluviais mais recentes, contribuíram à acentuação das deformações, envolvendo as duas direções de falhas.

3.3- GRABEN DO BAIXO RIO CARANDAÍ

O estudo dos sistemas de terraços e sedimentos associados do baixo vale do rio Carandaí, na área de sua confluência com o rio das Mortes, tinham permitido a RIBEIRO & SAADI (1989) confirmar a atividade, durante o Quaternário, da falha que estabelece o limite norte da zona de cisalhamento, denominada Falha do Lenheiro.

O bloco-diagrama da FIG. 3 sintetiza a associação de critérios cuja análise, apresentada a seguir, os conduziu a interpretar esta área como resultado de um abatimento tectônico, gerando uma estrutura de meio-"graben" incipiente (FIG.6).

- a - a margem esquerda (SE) é muito mais larga do que a oposta;
- b - esse fato indica um desenvolvimento geomorfológico mais acentuado da margem SE, visto que ela comporta níveis de terraços aluviais mais amplos;

- c - a planície de inundação, ou várzea (To), apresenta, além do canal atual, duas gerações de meandros abandonados; o conjunto indicando ter ocorrido uma migração do eixo fluvial de SE para NW;
- d - o rio Carandaí escoa sob controle estreito da Falha do Lenheiro, cujo traçado apresenta várias evidências de movimentação recente;
- e - o basculamento do bloco em direção NW pode ser estendido à maior parte da bacia hidrográfica, com base na permanência da dissimetria observada e do controle da rede de drenagem

A conclusão que se impõe é de um lento e contínuo basculamento do bloco em direção a NW sob o controle da Falha do Lenheiro. O início da formação desta estrutura é mais recente do que no caso do "Graben" de Prados, haja visto que os níveis aluviais são mais novos do que os sedimentos que preencheram aquela estrutura.

O caráter contínuo da atividade tectônica quaternária é atestado por falhamentos, basculamentos e dobramentos afetando os sedimentos fluviais do terraço Tc1, o qual apresenta importante afloramento no Bairro Várzea do Marçal, na entrada NE de São João del Rei.

3.3- O "GRABEN" DE RIO DAS MORTES -

A estrutura assim denominada ocorre a oeste das precedentes, entre a vila de Rio das Mortes e a cidade de São João del Rei (FIG.6). É limitada ao norte pela escarpa quartzítica da Serra do Lenheiro e, ao sul, pelo Planalto de Madre de Deus de Minas (SAADI, 1991).

Do ponto de vista estrutural, seus limites são definidos, a N e S, por falhas de direção ENE, respectivamente falhas de São João del Rei e de São Sebastião da Vitória.

As características detalhadas desta bacia são expostas no trabalho seguinte deste volume (SAADI & VALADÃO, 1990). A FIG. 4 representa um corte transversal de direção NW-SE objetivando ilustrar as relações entre domínios lito-estruturais pré-cambrianos, domínios morfo-estruturais, falhas reativadas e sedimentos terciários.

A análise concomitante dessas características permitiu definir a seguinte sucessão de eventos tectono-sedimentares:

- a - movimentação das falhas limitrofes principais em regime distensivo, com rejeito mais acentuado da Falha de São João del Rei, gerando um "graben" assimétrico, sincronicamente preenchido por fluxos de lama e detritos orientados de SE para NW;
- b - entulhamento final da bacia por sedimentos aluviais de planície, sob condições de subsidência gradualmente atenuada;
- c - movimentação das falhas ENE e NW em regime compressivo, ocasionando profundas perturbações no arranjo inicial e exacerbando os processos de erosão acelerada;
- d - continuação da atividade tectônica, principalmente da Falha de São João del Rei, paralelamente a um processo de soerguimento regional.

3.4- O DOMO DE SÃO SEBASTIÃO DA VITÓRIA

A oeste da vila de Rio das Mortes (FIG.6) a morfologia é caracterizada por um alto topográfico que se aproxima da cota altitudinal do Planalto de Madre de Deus de Minas Gerais, com, respectivamente, 1060 e 1100 m. Contrariamente ao esperado, ocorrem, no topo, sedimentos equivalentes aos encontrados nos "grabens" de Prados e Rio das Mortes. Foram medidas espessuras de 100 m de arenitos, representando fluxos de lama e detritos, e conglomerados fluviais, cujos planos de acamamento possuem mergulhos de 70°. Os profundos cortes existentes mostram que estes altos mergulhos resultam de falhas que provocaram rotações de blocos, além de dobras deitadas, estas por sua vez afetadas por falhas paralelas ao seu plano axial.

Em outro afloramento (FIG.5), os mesmos sedimentos são deformados por dobras, empurrões, estruturas de "duplex", falhas em flor, entre outros.

Alguns fatos, de análise ainda incompleta, têm de ser citados para possibilitar o entendimento da interpretação adotada.

- a - os sedimentos ocorrem em manchas, lateralmente intercaladas com rochas alteradas do substrato pré-cambriano;
- b - a sua extensão em direção sul é limitada pela Falha de São Sebastião da Vitória, de direção ENE e com evidências de movimentação cenozóica em caráter transcorrente;
- c - o topo central do domo é caracteristicamente um alto estrutural onde aflora o substrato pré-cambriano altamente deformado por falhas cenozóicas;
- d - a NE e SW deste, as deformações tectônicas impressas nos sedimentos, com propagação no substrato alterado, expressam vergências em direções opostas ou seja, respectivamente para NE e SW;
- e - as falhas principais, de caráter inverso, que geraram essas vergências possuem direções predominantes N e NNE.

A interpretação mais adequada deste conjunto de observações, esquematizada na FIG.6, nos pareceu ser a de uma grande falha em flor resultante de esforços transpressivos que alçaram uma bacia sedimentar semelhante às precedentes a uma altitude suplementar de aproximadamente 200 m.

4 - INTERPRETAÇÃO E DISCUSSÃO

A organização espacial dos blocos tectônicos descritos é representada, sob a forma esquematizada, na FIG.6 e constitui um resultado preliminar passível de ajustes posteriores.

Observa-se o alinhamento dos "grabens" de Prados, do Baixo Rio Carandaí e de Rio das Mortes, enquanto bacias transtensionais geradas por falhas normais de direção NW, associadas as falhas transcorrentes de direção ENE que limitam a zona de cisalhamento de extensão regional.

O Domo de São Sebastião da Vitória representa o resultado de uma inversão tectônica por esforços transpressivos tardios, também conhecidos nos "grabens" de Rio das Mortes e de Prados. Nele, às falhas

trancorrentes de direção ENE são associadas falhas com direção N a NNE, e outras com direção NW.

No contexto geral da zona de cisalhamento que abrange o conjunto desses blocos, a interpretação de uma movimentação dextral das falhas trancorrentes de direção ENE permite a explicação das feições observadas. Esta interpretação é confirmada pelos campos de tensões que resultaram da aplicação do método de ARTHAUD (1969) aos dados de planos de falhas levantados nas bacias de Prados e Rio das Mortes e no Domo de São Sebastião da Vitória.

Os diagramas da FIG.7 indicam a atuação de esforços compressivos de direção média NW-SE, distensivos na direção NE-SW e eixo intermediário vertical.

No entanto, fica claro que a totalidade do problema está longe de ser resolvida, visto que ainda não foram estudadas a sucessão de eventos deformacionais cujas evidências são presentes em todas as bacias estudadas. Outra questão pendente diz respeito à datação desses eventos, por enquanto atribuídos a um período que se estende do Plioceno a todo o Quaternário. A argumentação desta hipótese está desenvolvida em trabalho de SAADI & VALADÃO (1990), nesta publicação.

AGRADECIMENTOS: aos colegas Yocitero HASUI (IG/UNESP) e Fábio MAGALHÃES (IPT/SP) pela ajuda valiosa na determinação dos campos de tensões; ao CNPq, PRPq-UFMG e FAPEMIG pelos recursos que permitiram a realização deste trabalho.

BIBLIOGRAFIA

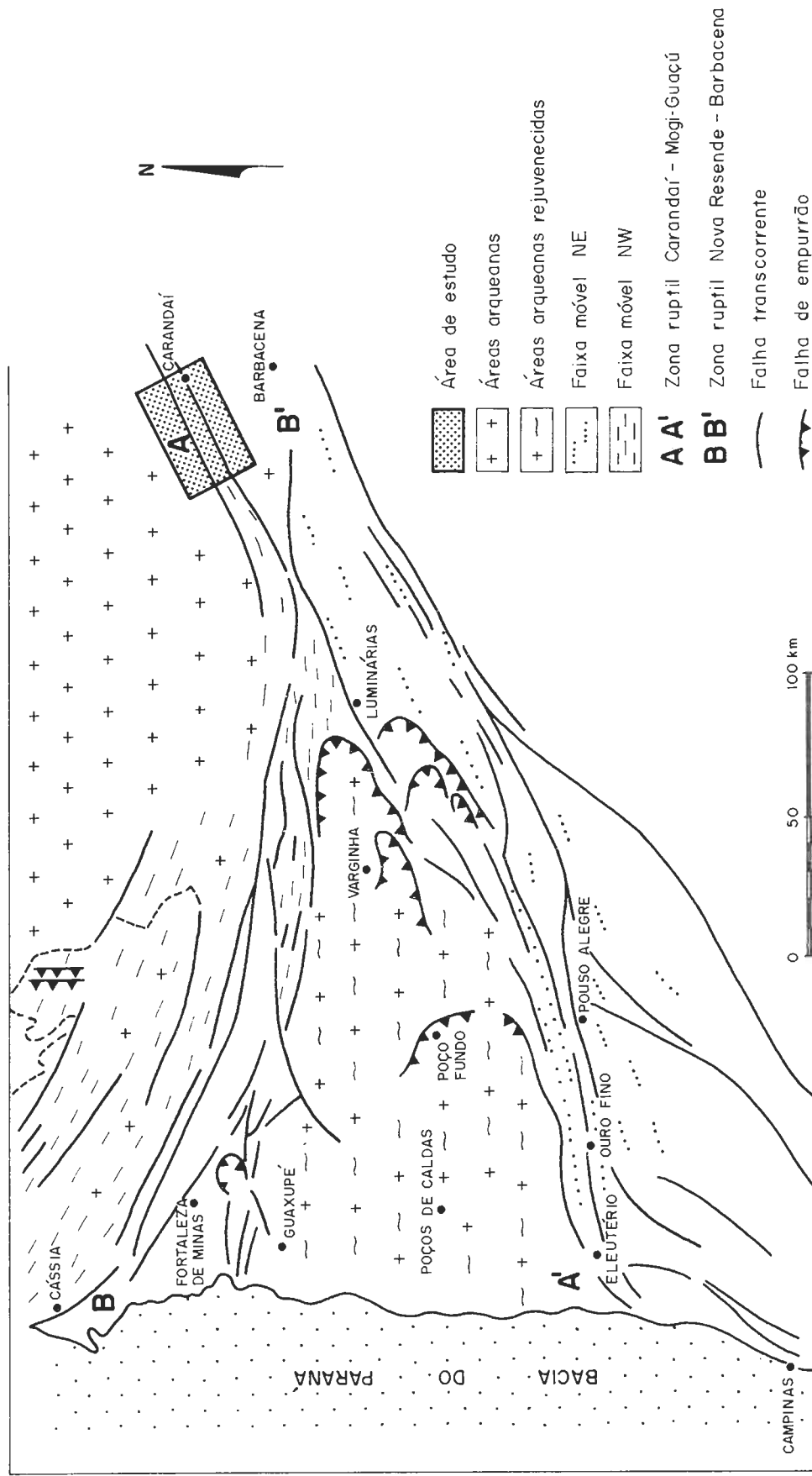
- ALMEIDA, F.F. M. de - 1976 - The sistem of continental rifts bordering the Santos Basin, Brasil. Anais... Acad. Bras. de Ciênc., 48 (supl): 15-26
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1981 - O Cráton do Paramirim e sua relações com o do São Francisco. In: SIMP. SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, 1979. Anais..., Salvador, SME-BA/SBG-BA, 1981, p. 1-10.

- ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. - 1984 - O Précambriano do Brasil. Edit. Edgard Blücher Ltda., São Paulo, 378p.
- ARTHAUD, F. - 1969 - Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. Bull. Soc. Géol. France, (7): 729 - 737.
- BRANDALISE, L.A.; RIBEIRO, J.H. & FERRARI, P.G. - 1976 - Projeto Vale do Paraíba do Sul; Relatório Final. MME/CPRM/DNPM, Belo Horizonte, 411p.
- CAVALCANTE, J.C. (Coord.) - 1979 - Projeto Sapucaí. MME/DNPM, Brasília, 299p.
- MELO, M.S.; FERNANDES, L.A.; COIMBRA, A.M. & RAMOS, R.G.N. - 1989 - O graben (Terciário?) de Sete Barras, Vale do Ribeira do Iguape, SP. Rev. Bras. Geoc., 19 (2):260-262.
- RIBEIRO, F.S. & SAADI, A. - 1989 - Os terraços do baixo vale do rio Carandaí (Minas Gerais): possível significado. In. SIMP. GEOG.FÍS. APLIC., 3, Nova Friburgo, 1989. Anais... , Nova Friburgo, IG/UFRJ, p. 131 - 148.
- RICCOMINI, C. - 1990 - O "RIFT" continental do Sudeste do Brasil. Tese Doutorado, IG/USP, 1990, 256 p. + anexos.
- SAADI, A. - 1989 - Importância da neotectônica na morfogênese do leste e do sul de Minas Gerais. In: CONG. ABEQUA, 2, Rio de Janeiro, 1989. Anais..., IG/UFRJ, (no prelo).
- SAADI, A. - 1991 - Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Tese de Prof. Titular, em preparação.
- SAADI, A.; NOCE, C.M. & QUINTÃO; N.H. - 1989a - Neotectônica na região sul de Minas Gerais; primeiras hipóteses. In: SIMP: GEOL. MINAS, 5, Belo Horizonte, 1989. Anais..., Belo Horizonte, SBG/MG, bol. 10, p. 115 - 119.
- SAADI, A.; QUINTÃO, N.H. & VALADÃO, R.C. - 1989b - Novos depósitos neo-cenozóicos no leste de Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Anais..., Rio de Janeiro, SBG/RJ-SP, p: 101 - 102.

SAADI, A. & VALADÃO; R.C. - 1990 - Eventos tectono-sedimentares na bacia neo-cenozóica de Rio das Mortes (Região de São João del Rei, MG). nesta publicação.

WERNICK, E.; FIORI, A.P.; BETTENCOURT, J.S. & CHOUDHURI, A. - 1981- A tectônica rígida do fim do Ciclo Brasileiro e sua implicação na estruturação da borda sul do Cráton do São Francisco: tentativa de um modelo preliminar. In: SIMP. SOBRE O CRATON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1979. Anais..., SME-BA/SBG-BA, 1981, p. 164-168.

Fig.1 - CONTEXTO ESTRUTURAL REGIONAL



FONTE: WERNICK et al. 1981

Fig. 2 - GRABEN DE PRADOS

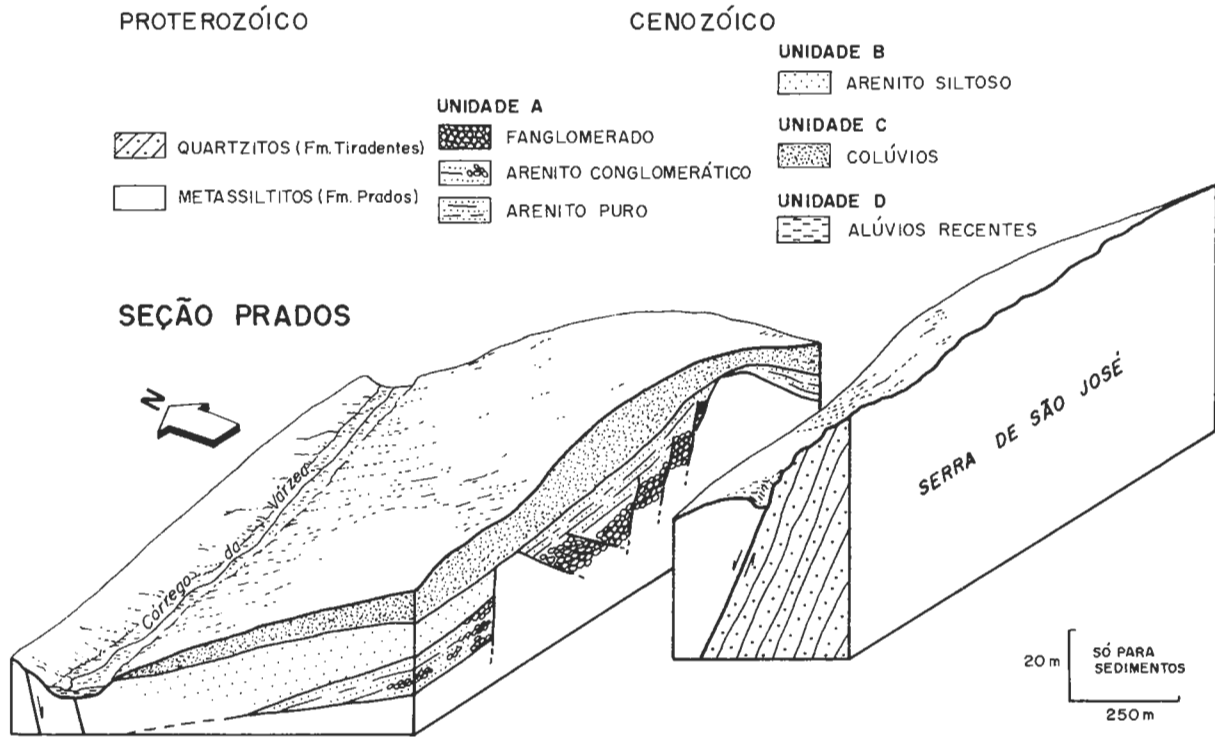


Fig. 3 - GRABEN DO BAIXO RIO CARANDAÍ

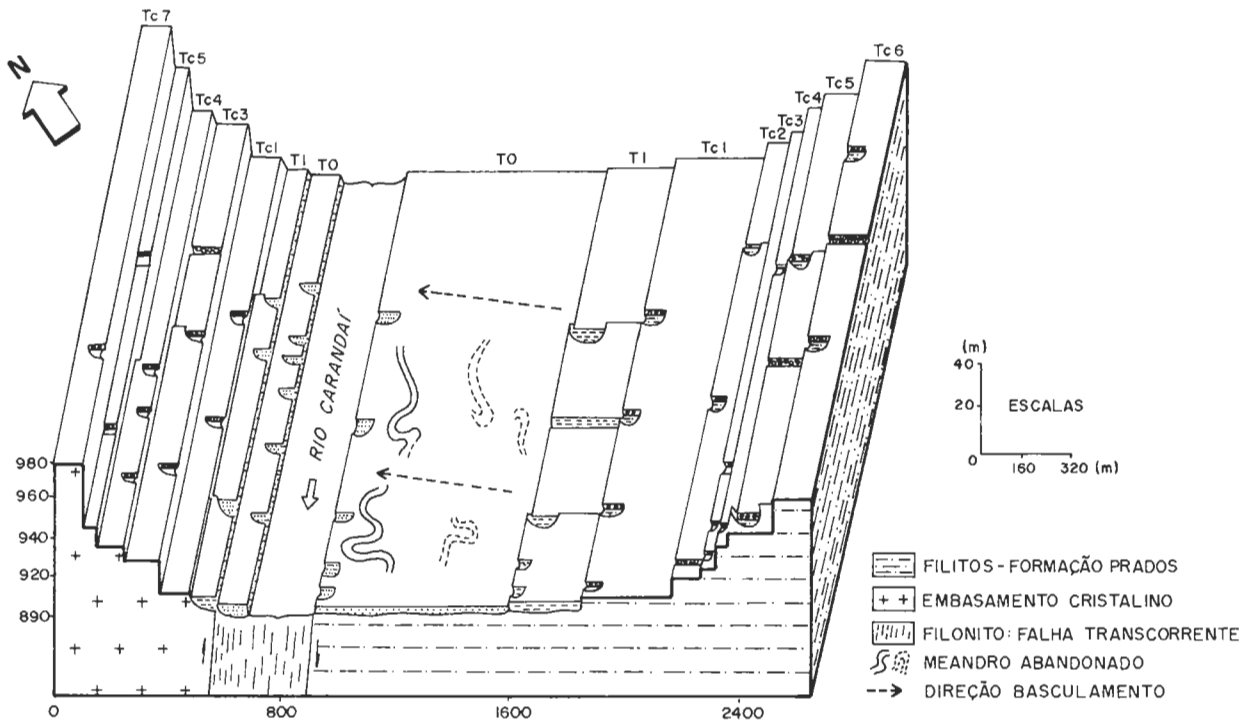


Fig. 4 - GRABEN DE RIO DAS MORTES

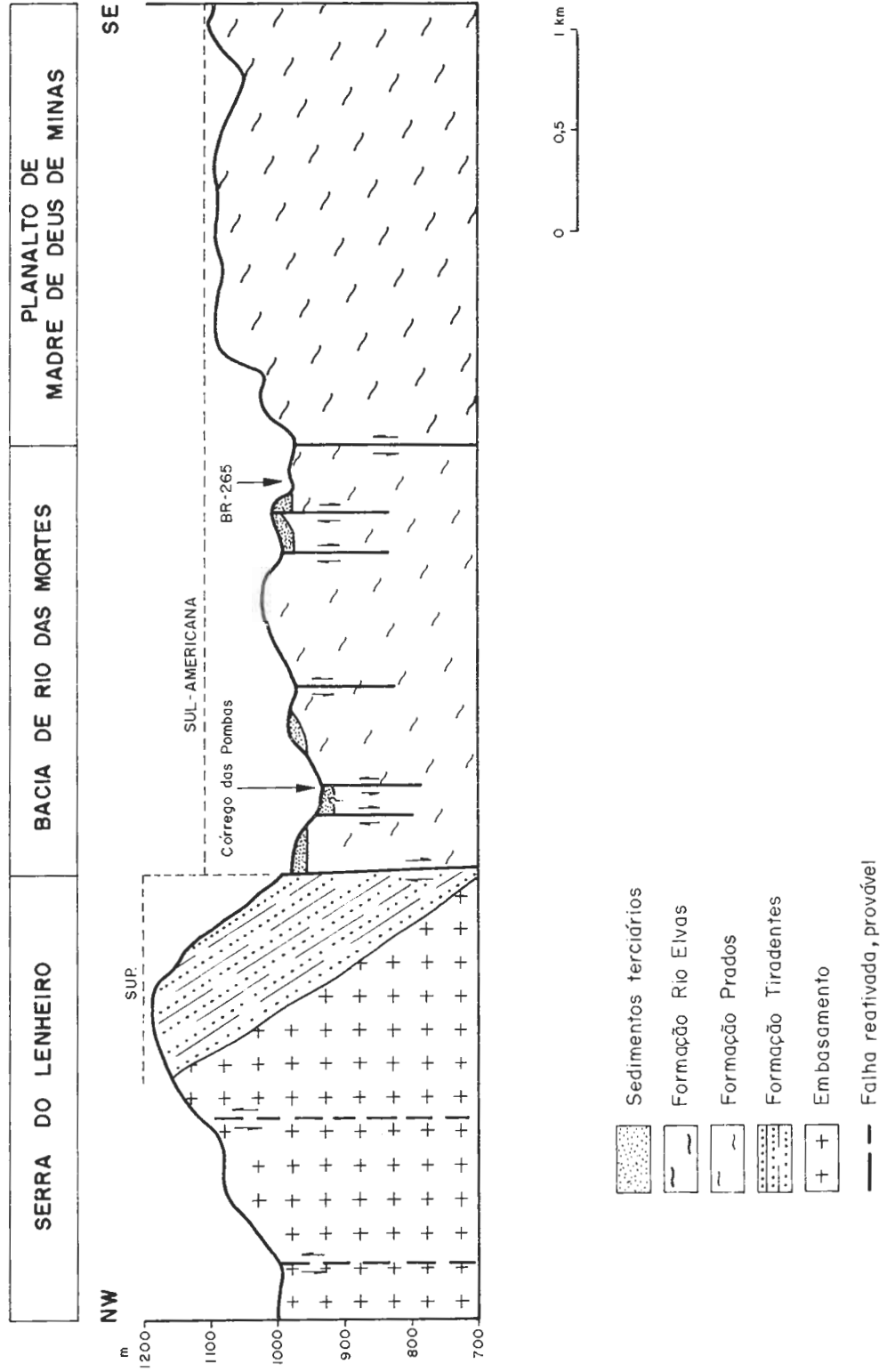
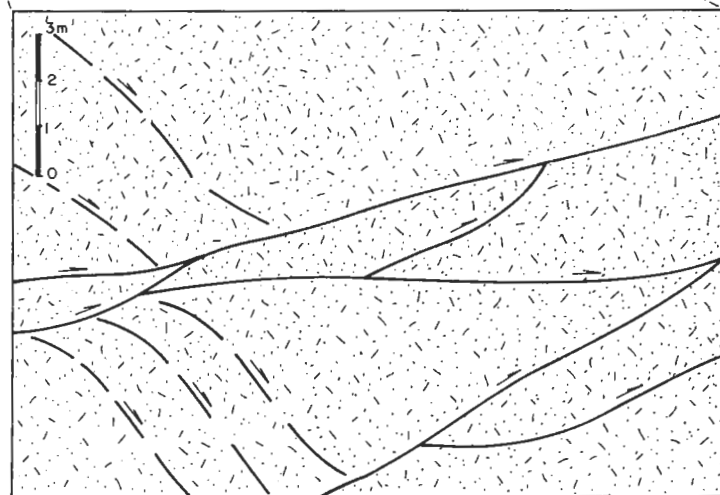
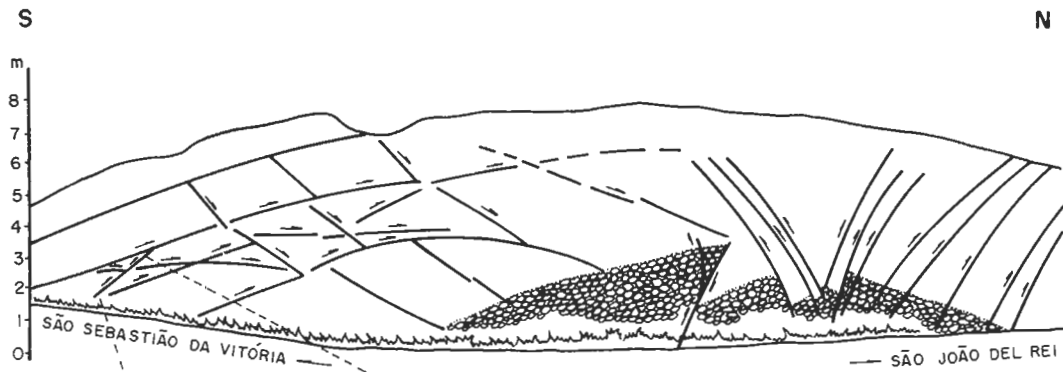
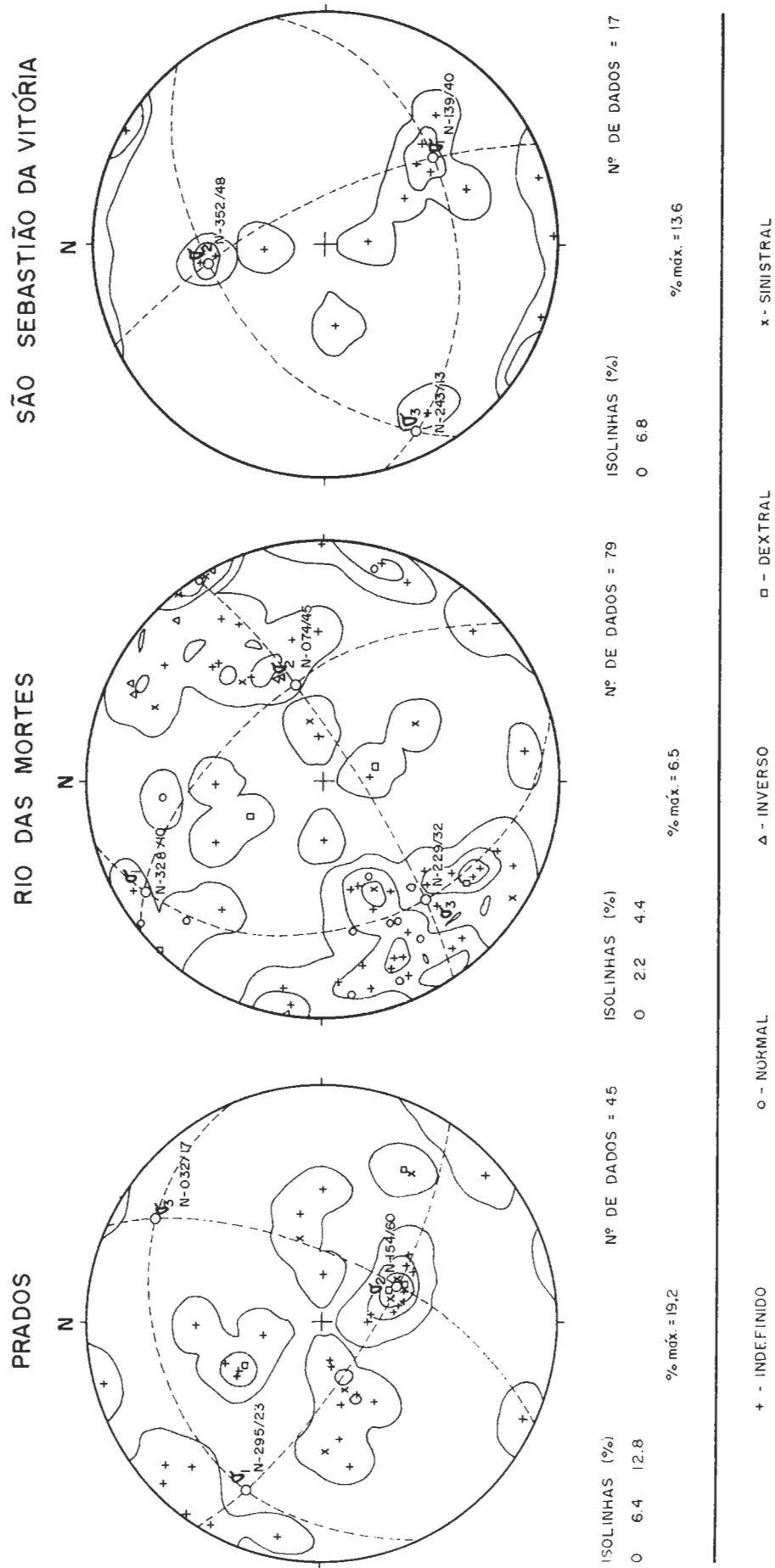


Fig. 5 - a : DEFORMAÇÕES NEOTECTÔNICAS EM SEDIMENTOS PLIOCÊNICOS LOCALIZADOS EM ÁREA DE TRANSPRESSÃO (Alto de São Sebastião da Vitória)



b : ESTRUTURAS DE *DUPLEX* ASSOCIADAS AOS EMPURRÕES DA FIGURA a (detalhe)

Fig. 7 - CAMPOS DE TENSÕES NEOTECTÔNICAS
(DIAGRAMAS ARTHAUD, SEMI-ESFERA INFERIOR)



EVENTOS TECTONO-SEDIMENTARES NA BACIA
NEO-CENOZOICA DE RIO DAS MORTES
(REGIAO DE SAO JOAO DEL REI-MG)

Por

Allaoua SAADI

Roberto Célio VALADÃO

Instituto de Geociências da UFMG

1 - INTRODUÇÃO

A bacia tafrogênica neo-cenozóica de Rio das Mortes faz parte do Rift Cenozóico de São João del Rei, cujas características regionais foram estabelecidas por SAADI (1990).

Por suas características de evolução morfotectônica e sua inserção no quadro estrutural regional, esta bacia constitui um dos melhores exemplos para a definição das relações entre tectônica e sedimentação neo-cenozóicas da borda sul do Cráton do São Francisco.

A bacia de Rio das Mortes corresponde ao eixo principal da bacia hidrográfica do córrego das Pombas (Fig. 1), a qual conformou uma depressão alongada de NE para SW, entre a cidade de São João del Rei e a vila de Rio das Mortes, esta última implantada no local da confluência desse córrego com o rio das Mortes Pequeno.

2 - CONDIÇÕES GEOLÓGICAS PRÉ-CENOZÓICAS

A orientação da depressão foi condicionada por adaptação à

direção dos conjuntos lito-estruturais pré-cambriano que compoem o Grupo São João del Rei de idade proterozóica superior a média (EBERT, 1956 e 1968; KARFUNKEL & NOCE, 1983; TROUW et al., 1983; VALERIANO, 1985; NOCE, 1988). O arcabouço geológico local pode ser resumido da seguinte maneira. A norte, o embasamento arqueano, constituído de gnaisses e migmatitos, apresenta contato tectônico com a sequência metassedimentar do Grupo São João del Rei, que, segundo NOCE (1988), inicia-se com a Formação Tiradentes composta por quartzitos e, secundariamente, metaconglomerados e filitos. A Formação Prados recobriria a precedente por uma sequência de filitos e teria contato transicional ao sul com a Formação Rio Elvas, constituída predominantemente por quartzo-biotita-xistos.

Do ponto de vista estrutural, o que interessa a este trabalho é representado pelas duas direções principais de falhamento. A primeira, SW-NE, corresponde a uma importante zona de cisalhamento caracterizada por falhas transcorrentes, faixas miloníticas (CAVALCANTE, et al., 1979) e paralelismo com o "trend" regional. A segunda, NNW-SSE a N-S, é caracterizada pelos veios de quartzo auríferos (KARFUNKEL et al., 1984) e pela concordância com a direção de diques de diabásios provavelmente de idade cretácica, que confirmam a sua reativação no Mesozóico.

3 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

É importante ressaltar o quanto a organização geomorfológica reflete o controle lito-estrutural. A Fig. 2 mostra a justaposição de 3 compartimentos alongados paralelamente ao "trend" principal SW-NE e concordantes com os limites das formações do Grupo São João del Rei.

A norte, a Serra do Lenheiro, sustentada pelos quartzitos da Formação Tiradentes, representa uma linha de crista serrana culminando acima de 1200 m, é limitada, no seu contato meridional com a bacia neocenozóica, por uma imponente escarpa subvertical que recorta o mergulho já alto (30°) desta suposta aba de antiformal segundo VALERIANO (1985). Na base da escarpa e, paralelamente a ela, desenvolve-se uma depressão ocupada por colinas convexas-côncavas modeladas em filitos

da Formação Prados e sedimentos cenozóicos. Trata-se de um compartimento estreito onde colinas, com alturas variando de 50 a 100m, tiveram seus topos nivelados na cota média de 950m. O terceiro compartimento, ao sul, é ligado ao precedente através de um degrau com altura média de 50m e direção SW-NE. Este compartimento possui todas as características de uma superfície de aplainamento que nivelou os quartzo-biotita-xistos da Formação Rio Elvas em altitudes de 1050 a 1100m. A dissecação fluvial posterior da superfície não conseguiu ainda ocultar por inteiro a morfologia original, que ficou testemunhada por uma sucessão infinita de colinas com topos planos ou suavemente convexizados.

4 - O PREENCHIMENTO SEDIMENTAR: CARACTERIZAÇÃO FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA

4.1- CARACTERÍSTICAS GERAIS

O mapa da Fig. 3 ilustra a localização da Bacia de Rio das Mortes num compartimento tectônico rebaixado cuja conformação de "graben" já tinha sido sugerida por SAADI et al. (1989 a, b) e SAADI (1990). As condições sitiológicas são definidas pela inserção entre dois compartimentos morfo-estruturais; "hog-back" da Serra do Lenheiro a NW e "Planalto de Madre de Deus de Minas" a SE, e pelos limites tectônicos concretizados pela Falha de São João del Rei ao Norte e Falha de São Sebastião da Vitória ao sul.

A extensão dos sedimentos neo-cenozóicos é, na realidade, maior do que aquela representada no mapa, por causa da ocultação de parte destes por extensa e, às vezes, espessa cobertura coluvial e aluvial. As características geométricas definitivas dos pacotes sedimentares só serão adequadamente estabelecidas com base em investigações apoiadas por técnicas de refração sísmica.

Os conhecimentos atuais permitem, no entanto, afirmar que tanto a profundidade, quanto a espessura dos sedimentos se acentuam de SE para NW e NE para SW, indicando como local do depocentro a base da escarpa logo a montante da vila de Rio das Mortes. Em concordância com este fato, deve-se atentar à organização da rede de drenagem da bacia do córrego das Pombas. Ela se articula em torno de um eixo principal retilíneo, orientado SW-NE e apoiado na base da referida es-

carpa. O restante dessa rede é constituído por dois conjuntos com comportamentos bem diferenciados. Enquanto as sub-bacias da margem direita (NW) são curtas, pouco desenvolvidas e terminadas por leques aluviais, as da margem esquerda (SE) são melhor estruturadas, alcançam longas distâncias e possuem sistemas de terraços que atestam idades mais antigas para a sua instalação.

Um terceiro elemento importante é representado pela variações no comportamento do eixo principal do córrego das Pombas, que escoava de NE para SW. O seu trecho superior, retilíneo, corre encaixado no substrato pré-cambriano, enquanto que o médio curso, até a vila de Rio das Mortes, meandra em cima dos sedimentos pré-pleistocênicos. A jusante da vila, o trecho inferior, ainda meandrante, divaga sobre uma cobertura de planície aluvionar quaternária.

O conjunto desses dados concorre para a determinação de um gradiente tectônico inclinado em direção SW e controlado por um rejeito desigual ao longo da Falha de São João del Rei, cuja movimentação deve ter adentrado o período quaternário.

4.2- DESCRIÇÃO DOS SEDIMENTOS

A Bacia de Rio das Mortes foi preenchida por pacote sedimentar cuja espessura alcança várias dezenas de metros (Fig. 4). Os depósitos envolvem conglomerados, arenitos e lamitos organizados em diferentes litofácies. O condicionamento tectônico, a que os depósitos estiveram submetidos, imprimiu em muitos afloramentos forte desorganização ou mesmo uma completa destruição das estruturas sedimentares primárias. Tornou-se necessário portanto uma investigação minuciosa dos afloramentos na tentativa de estabelecer a posição original das diferentes litofácies intensamente tectonizadas. Após a documentação detalhada dos afloramentos foram levantadas seções estratigráficas, que permitiram a reconstrução das condições de sedimentação.

Os conglomerados, arenitos e lamitos organizam-se em grande parte em diamictitos, constituindo este o tipo de depósito mais abundante na Bacia de Rio das Mortes. Os depósitos de diamictitos consistem principalmente de clastos angulosos de quartzo suportados por

matriz areno-argilosa ou essencialmente lamosa.

Diamictitos contendo matriz areno-argilosa são mais comuns, ocorrendo em todas as seções estratigráficas levantadas, podendo alcançar espessuras de dezenas de metros. Estes depósitos estão muito bem caracterizados na porção mediana da Seção 5-B e na porção superior da Seção 11-C. Os clastos apresentam composição predominantemente quartzosa, apesar da ocorrência subordinada de fragmentos de rocha metamórfica e raros seixos de quartzito. A angulosidade dos clastos aumenta inversamente em relação ao tamanho, onde o diâmetro médio de 15 cm é mais frequente, apesar da ocorrência de blocos, pequenos fragmentos e grânulos. Independentemente do tipo litológico ou tamanho dos clastos, esses ocorrem totalmente suportados pela matriz areno-argilosa, apresentando distribuição caótica, estrutura maciça e seleção pobre.

Os diamictitos constituídos essencialmente de matriz lamosa, suportam clastos de características e constituição muito semelhantes àqueles caracterizados pela presença de matriz areno-argilosa. Diferenciam-se portanto em relação à quantidade de clastos imersos na matriz, muito menor nesses últimos. Apesar de ter sido descrito junto ao leito do médio e baixo curso do córrego das Pombas, este tipo de depósito possui ocorrência restrita. Ocupa a porção basal da Seção 12-E, alcançando espessura aproximada de 7m, onde ocorrem localmente corpos métricos de filito grafitoso intrudidos na sequência lamosa, com a qual possuem nítido contato tectônico.

Camadas constituídas essencialmente de clastos de quartzo e raros fragmentos de rocha ocorrem normalmente intercaladas com os depósitos de diamictitos. Essas camadas apresentam, normalmente, pequena extensão lateral e geometria lenticular, estabelecendo um contato basal brusco com os depósitos subjacentes. Os clastos se tocam, tendo a matriz importância secundária, e alcançam espessuras muito variáveis, desde alguns poucos centímetros, até aproximadamente 5m (Seção 11-C). Este tipo de depósito pode ser identificado junto à porção basal das seções estratigráficas. Na direção do topo, ele é comumente substituído pelos diamictitos de matriz areno-argilosa.

Camadas com elevada concentração de clastos semelhantes aos depósitos descritos anteriormente, correspondem a outro tipo de feição associada ao preenchimento da bacia. Esses depósitos correspondem a camadas constituídas essencialmente de clastos quartzosos com quantidade subordinada de matriz. Apresentam gradação inversa junto à base da camada, não estando esta associada a um contato basal brusco, mas a um contato gradativo entre os clastos e o depósito subjacente (Seção 14).

Uma discordância erosiva nítida individualiza os depósitos acima descritos de uma nova sequência deposicional associada ao preenchimento da bacia. O topo da Seção 5-B é caracterizado pela ocorrência de nítida discordância, sobre a qual desenvolvem-se depósitos constituídos de clastos de tamanho variado (grânulos a seixos) e de angulosidade acentuada. Pequenos fragmentos de rocha metamórfica são abundantes, incluindo ainda seixos da unidade estratigráfica inferior constituída por diamictitos. Os seixos correspondem a fragmentos da matriz areno-argilosa associada aos diamictitos, apresentando bom grau de arredondamento e coloração avermelhada. Os sedimentos preenchem corpos de geometria acanalada orientados na direção N-S, muito bem preservados pela laterização dos elementos mais grosseiros no afloramento próximo a BR 265 (Seção 5-B), apesar de terem sido descritos em outros locais da bacia. Os canais ocorrem encaixados em siltes e argilas organizados em laminações planoparalelas, envolvendo pequenas lentes micro-conglomeráticas de espessura média de 5 cm e comprimento lateral aproximado de 40 cm. O mosaico fotográfico de campo (Fig. 5) permite identificar quatro canais principais empilhados verticalmente, os quais registram sucessivas avulsões dos canais na direção do topo. A geometria acanalada é substituída na direção do topo por camadas tabulares laterizadas, internamente constituídas por seixos, grânulos e areias organizadas em laminações planoparalelas e pequenas estruturas de corte e preenchimento.

4.3- SIGNIFICADO DO PREENCHIMENTO SEDIMENTAR

As características dos depósitos que preencheram a Bacia de Rio das Mortes, sugerem que a deposição envolveu processos de elevada

concentração de sedimentos. Os depósitos de diamictitos indicam a atuação de fluxos de lama e fluxos de detritos, associados a correntes fluviais efêmeras ricas em clastos.

Os fluxos de lama teriam ocorrido em sedimentos onde as partículas que compõem a matriz seriam constituídas de material fino (argilas e siltes), envolvendo clastos de tamanho variado caoticamente distribuídos. Os fluxos de detritos corresponderiam a condições de elevada viscosidade verificada em sedimentos onde as partículas de tamanho superior ao das areias ultrapassa 50%, gerando depósitos mal selecionados. Correntes fluviais de caráter efêmero seriam responsáveis pelo transporte e deposição de camadas de geometria lenticular constituídas de clastos, onde a matriz possui importância secundária. Esses depósitos e os mecanismos deposicionais a eles associados constituem feições comuns em ambientes de leques aluviais.

A abundância de depósitos de elevada viscosidade, como os descritos na Bacia de Rio das Mortes, representa o argumento principal na identificação de sistemas de leques aluviais em ambiente de acentuada aridez climática. Contudo, feições similares podem ocorrer sob condições de instabilidade tectônica e clima de regime sazonal marcante. A grande ocorrência de fluxos de detritos (aproximadamente 75% das seções levantadas) demonstra que este constitui o tipo de depósito mais recorrente no preenchimento da bacia. Fluxos de detritos e fluxos de lama teriam atuado como massas densas e viscosas de coesão elevada capazes de transportar clastos de tamanho variado. A desaceleração do fluxo não teria permitido o selecionamento da carga, tendo gerado depósitos muito pobremente selecionados. Correntes fluviais efêmeras teriam inúmeras vezes retrabalhado a superfície desses depósitos, que na direção do topo tornam-se mais significativos, culminando com a completa ausência de camadas conglomeráticas.

Após prolongado intervalo temporal a bacia é o cenário de uma nova sequência de eventos deposicionais, que envolvem a implantação de um sistema fluvial (Fig. 5). A avulsão inicialmente verticalizada dos canais (evento 1,2 e 3), sugere que a bacia esteve sujeita a um rápido processo de subsidência, que culminou com o completo assoreamento registrado pelas condições de avulsão lateral do canais na

direção do topo (evento 4). O processo final de assoreamento da bacia deve ter sido acompanhado por processo de moderação da subsidência, atestado pela substituição na direção do topo do sistema fluvial da geometria acanalada para tabular, passando o leito fluvial a ocupar grande extensão lateral.

5 - PRINCIPAIS ETAPAS DA EVOLUÇÃO MORFO-NEOTECTÔNICA:

Esta tentativa de reconstituição da evolução geológica da Baía de Rio das Mortes representa um primeiro passo em direção ao entendimento da história morfo-neotectônica da borda sul do Cráton do São Francisco. É evidente que a sua completa e definitiva compreensão só será adquirida no momento em que os trabalhos complementares permitirão a resolução dos problemas ligados ao caráter descontínuo dos resíduos da cobertura sedimentar original, raridade de estruturas primárias, alto grau de deformação dos pacotes sedimentares, superposição de eventos tectônicos ou sísmicos que utilizaram os mesmos planos de movimentos e falta de elementos datáveis de maneira absoluta.

O modelo aqui proposto se justifica dentro dos limites de validade balisados pelo que se conhece até este momento sobre as características sedimentológicas, geomorfológicas e tectônicas, ficando, portanto, sujeito a possíveis reformulações e/ou ajustes no decorrer das pesquisas em andamento.

5.1- PALEOGEOGRAFIA DO MIOCENO

O cenário paleo-geomorfológico que precedeu a nucleação do "graben", ilustrado pela Fig.6a, foi reconstituído a partir dos testemunhos de aplainamento representados pelo Planalto de Madre de Deus de Minas que se estende de Caxambu, ao sul, até o degrau que marca o limite meridional da bacia, e pelo topo aplainado da Serra do Lenheiro na cota de 1200m. Os picos e cristas quartzíticas que ultrapassam esta cota deviam constituir feições de "inselbergs" ou "monadnocks". A superfície reconstituída é atribuída ao evento Sul-Americano de KING (1956), ao qual corresponde a Superfície Japi de ALMEIDA (1964).

No Planalto de Madre de Deus de Minas, cuja monotonia impressionou DE MARTONNE (1940), a morfologia é de colinas amplas com flancos suaves e capeados por colúvios vermelhos, entre Caxambu e Madre de Deus de Minas. Mas, numa faixa de alguns quilômetros de largura, bordejando a bacia, os efeitos de uma dissecação recente são marcados por profundos vales, solos rasos, ausência de colúvios e raros bolsões residuais de latossolos confinados em feições de guarupas.

A existência, à vespera da nucleação do "graben", dessa superfície, ligando o referido planalto ao topo aplainado da Serra do Lenheiro, é também atestada pela ausência, na base do preenchimento se dimentar, de depósitos que possam testemunhar a ocorrência de uma escarpa ou serra anterior à bacia.

A hipótese da preservação dessa superfície de aplainamento até o Mioceno é embasada pela atribuição dos sedimentos que preenchem a bacia ao Plioceno, datação esta devida à semelhança das características sedimentológicas e de contexto estrutural desses sedimentos com os que ocorrem no norte do Estado (Médio rio Doce, Baixo rio Mu curí e Médio rio Jequintinhonha) e são indubitavelmente contemporâneos da Fm. Barreiras.

5.2- DISTENSÃO E GERAÇÃO DO GRABEN

No Plioceno, a instabilidade tectônica afeta o conjunto da Pla taforma Sul-Americana como o indicam o espalhamento de sedimentos da Fm. Barreiras e a reativação da compressão na Cordilheira Andi na.

Localmente, na escala da Bacia de Rio das Mortes, a atividade tectônica assumiu caráter extensional, provavelmente resultante dos falhamentos transcorrentes em escala regional que geraram o "Rift" da região de São João del Rei (SAADI, 1990). O caráter transcorrente das falhas sin-sedimentares que iniciaram a formação do "Graben" de Prados conportam essa hipótese.

Consecutivamente à nucleação do meio-graben (FIG.6b), iniciou-se o preenchimento com corridas de lama que entulham o depocentro e representam os produtos da erosão dos latossolos que recobriam a su

perfície anterior. O empilhamento, acima desses, das fácies mais ru_udáceas indica o momento em que a erosão atingiu os horizontes da rocha alterada com seus veios de quartzo. A geometria desses depósitos, suas características faciológicas e petrográficas indicam a movimentação de fluxos de lama e detritos em leques aluviais que rumaram da borda setentrional do Planalto de Madre de Deus, a SE, em direção a NW. É interessante notar que as sequências depositadas não demonstram nenhuma participação dos quartzitos ao entulhamento da fossa.

As condições paleo-ambientais que precederam a formação do "graben" são definidas como de caráter tropical úmido pela composição mineralógica das argilas contidas nos sedimentos, a qual foi determinada por difração RX: kaolinita, secundariamente gibsita, além de, em menores proporções, goetita e hematita. No entanto, é provável, mas não necessário, que o preenchimento do "graben" tenha ocorrido sob condições climáticas mais secas, como parece o indicar a total ausência de fósseis. Isto não constitui nenhuma afirmação, visto que ainda não foram realizadas análises polínicas, e que o tipo de depósito sedimentar não é favorável à conservação de ossadas.

5.3- QUIESCÊNCIA TECTÔNICA E SOTERRAMENTO ALUVIAL:

O cenário ilustrado pela Fig. 6c foi reconstituído a partir das informações retiradas do capeamento aluvial que ocorre em discordância sobre os pacotes de diamictitos (FIG. 4 e 5).

Os depósitos aluviais indicam a formação de uma larga planície de inundação em regime de lenta subsidência, gradualmente atenuada. Acredita-se que este evento deve ter marcado o início da constituição da bacia hidrográfica do córrego das Pombas e, por extensão, de grande parte das sub-bacias atuais em toda a região. Fato este atestado pela semelhança das colunas estratigráficas encontradas ao longo de todo o "Rift".

Postula-se com base na atribuição dos diamictitos ao período pliocênico, que este momento deve ter marcado o início do Pleistoceno.

5.4- COMPRESSÃO E DISSECAÇÃO FLUVIAL:

No decorrer do Pleistoceno (FIG. 6d) a atividade tectônica adquire caráter inequivocamente compressivo e muito violento. As feições neotectônicas encontradas em profusão, consistem em zonas de cisalhamento associando falhas normais, inversas e transcorrentes; estruturas de "duplex", falhas em flor, dobras, rotações de blocos, etc.. A organização do relevo dentro da bacia é nitidamente o resultado de um estreito controle tectônico da dissecação fluvial. A densidade inusitada de desmoronamentos, escorregamentos e voçorocas é intimamente controlada pela intensidade do fraturamento dos diamictitos e de seu substrato. Além do mais, a propagação desses processos fora da bacia é contida pela Falha de São Sebastião da Vitória, apesar de igual propensão dos xistos da Fm. Rio Elvas a estes processos de erosão.

6- CONCLUSÃO E DISCUSSÃO

A Bacia de Rio das Mortes representa o entulhamento de um "graben" nucleado durante o Plioceno, em conseqüências da reativação de uma zona de cisalhamento pré-cambriana (SAADI, 1990). Trata-se de um meio- "graben" gerado em área transtensiva.

O preenchimento sedimentar realizado, na maior parte, por fluxos de lama e detritos rumando de SE para NW, foi encerrado por depósitos de planície de inundação que marcaram um momento de quiescência tectônica e o início da formação da rede de drenagem local.

Durante o Pleistoceno, a recrudescência da atividade tectônica parece indicar uma mudança no sentido de movimentação da zona de cisalhamento, visto que a bacia sofre esforços transpressivos.

Para entender o conjunto das relações que se estabelecem entre os diversos momentos da atividade tectônica ao longo da zona de cisalhamento e as respostas da dissecação fluvial parece necessário admitir a atuação sincrônica de um levantamento de caráter epirogênico em escala regional, e, provavelmente, continental, ao se considerar as características da morfogênese quaternária em grande parte da Plataforma Sul-Americana.

Evidências da permanência da atividade tectônica durante o Holoceno e os tempos históricos ocorrem em meio à Bacia de Rio das Mortes e na região. No mapa da bacia (FIG.3) foram localizados dois pontos em que se observam retomadas erosivas nos trechos inferiores de dois pequenos afluentes de margem esquerda do córrego das Pombas.

Essa nova tentativa de reajustamento dos perfís longitudinais é interpretada como uma resposta à continuação ou reativação da subsidência em condições de confinamento da atividade tectônica ao eixo principal da fossa; a Falha de São João del Rei.

A atividade em tempos históricos das zonas de cisalhamento da região é atestada pelos registros sísmicos, enquanto que o encaixamento de todos os cursos d'água em leitos rochosos do substrato pré-cambriano constitui a resposta ao levantamento epirogênico em escala regional.

AGRADECIMENTOS ao CNPq, PRPq - UFMG e FAPEMIG pelos recursos que permitiram a realização das pesquisas.

BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F. M. de - 1964 - Fundamentos geológicos do relevo paulista. In: GEOLOGIA DO ESTADO DE SÃO PAULO, Bol. IGG, 41: 167 - 262
- CAVALCANTE, J.C. (Coord.) - 1979 - Projeto Sapucaí. MME/DNPM, Brasília, 299p.
- DE MARTONNE, E. - 1940 - Problèmes Morphologiques du Brésil Tropical Atlantique. Ann. de Géog., Paris, 49 (277): 1-27 e 40(278/279): 106-129.
- EBERT, H. - 1956 - A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. In: DNPM/DGM. Relatório Anual do Diretor, ano de 1956. Rio de Janeiro, p.97-107; 136-137.
- EBERT, H. - 1968 - Ocorrências da Fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. Rio de Janeiro, An. Acad. bras. Ciênc., 40:215-299 (supl.)

- KING, L.C. - 1956 - Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geog., 18(2):147-266.
- NOCE, C.M. - 1988 - Evolução estrutural da Faixa Setentrional do Grupo São João del Rei, Minas Gerais. Rev. Bras. Geoc., 18(4): 398-405.
- SAADI, A. - 1990 - Um "Rift" neo-cenozóico na Região de São João del Rei-MG, borda sul do Cráton do São Francisco. nesta publicação.
- SAADI, A.; NOCE, C.M. & QUINTÃO, N.H. - 1989a. - Neotectônica na região sul de Minas Gerais, primeiras hipóteses. In: SIMP. GEOL. MINAS, 5, Belo Horizonte, 1989. Anais..., Belo Horizonte, SBG-MG, bol. 10, p.115-119.
- SAADI, A.; QUINTÃO, N.H. & VALADÃO, R.C. - 1989b. - Novos depósitos neo-cenozóicos no leste de Minas Gerais. In: SIMP. GEOL. SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, 1989. Anais..., Rio de Janeiro, SBG/RJ-SP, p. 101- 102.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P. - 1983 - Geologia estrutural dos grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. Rio de Janeiro, An. Acad. bras. Ciênc., 55(1): 71-85.
- VALERIANO, C.M. - 1985 - Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, Minas Gerais. Rio de Janeiro, 105p. (Dissertação do Mestrado, IG-UFRJ).

44°22'

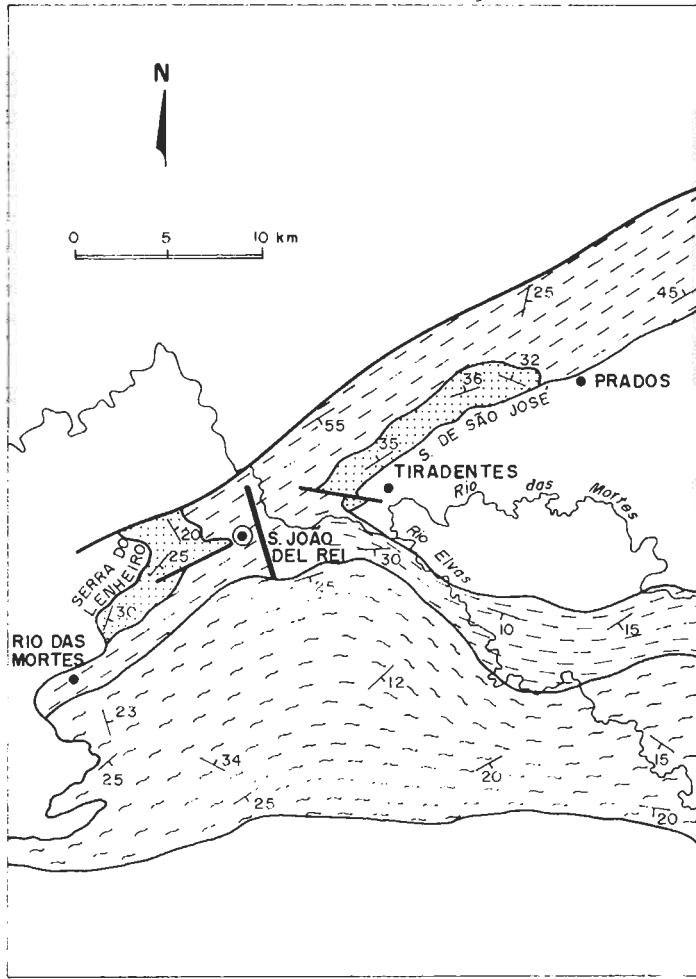


Fig. 1 - GEOLOGIA SIMPLIFICADA E LOCALIZAÇÃO DA ÁREA
(Adaptado de NOCE, 1988)

LEGENDA

- Falha
- Atitude de acamamento
- Diabaásio (Mesozóico ?)
- Formação Rio Elvas
- Formação Prados
- Formação Tiradentes
- Embasamento

21°20'

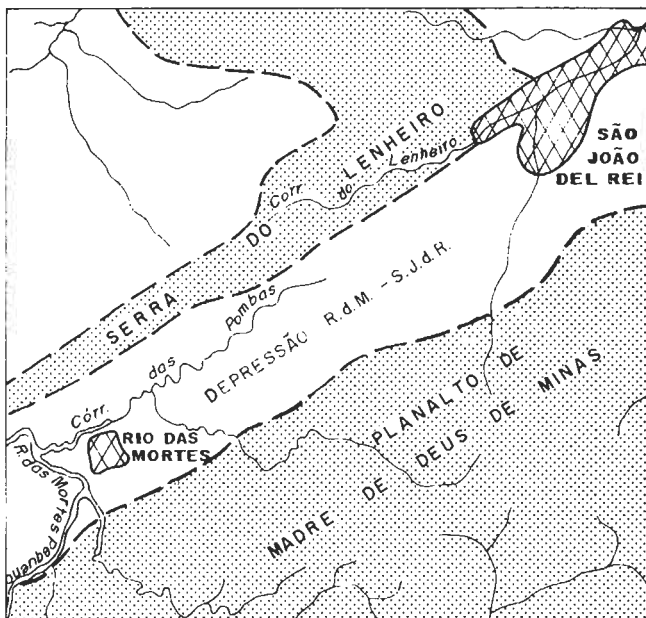


Fig. 2 - COMPARTIMENTAÇÃO GEOMORFOLÓGICA



Fig. 3 - MAPA MORFOTECTÔNICO DA BACIA DE RIO DAS MORTES

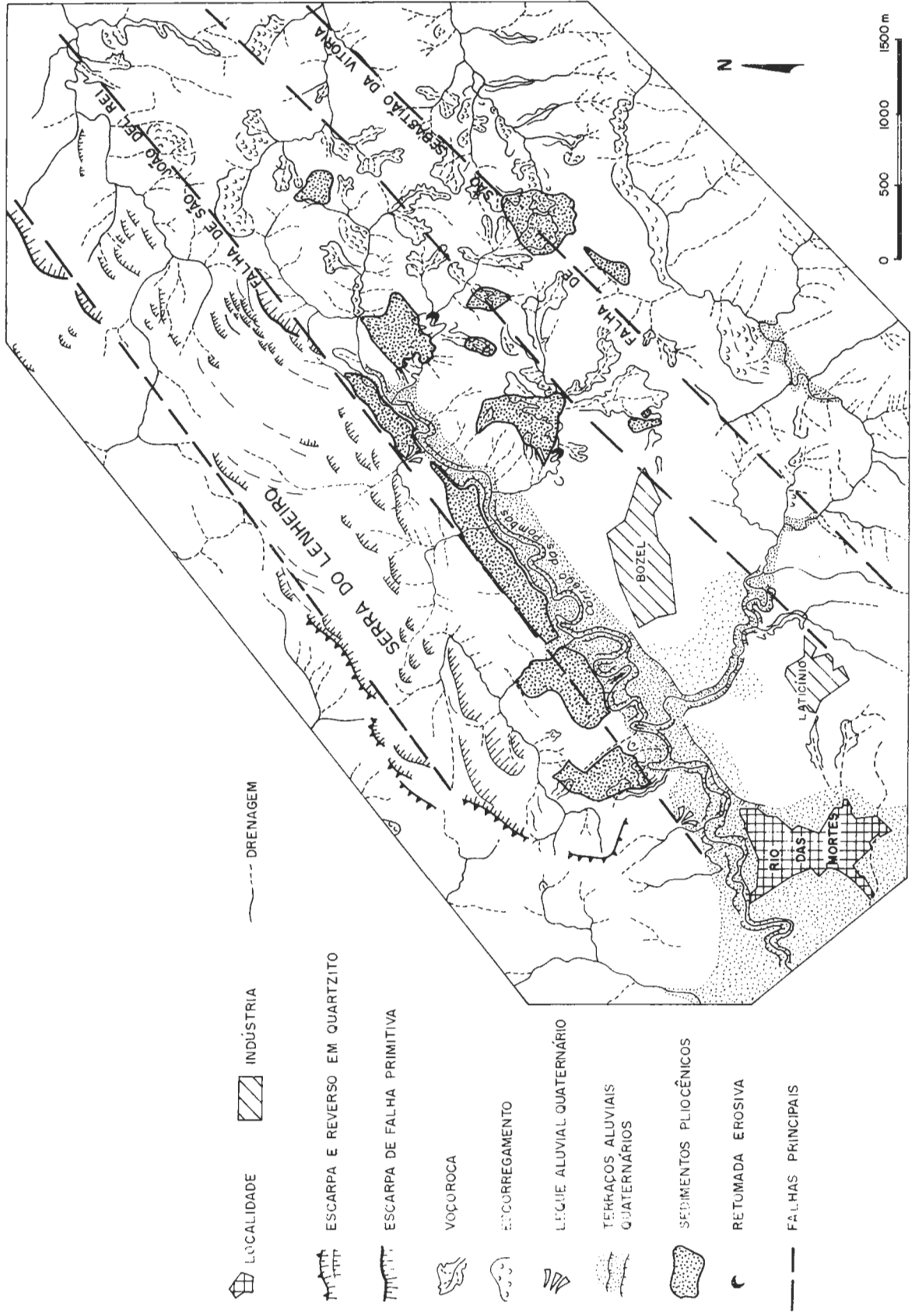


Fig. 4 - SEÇÕES ESTRATIGRÁFICAS DA BACIA DE RIO DAS MORTES

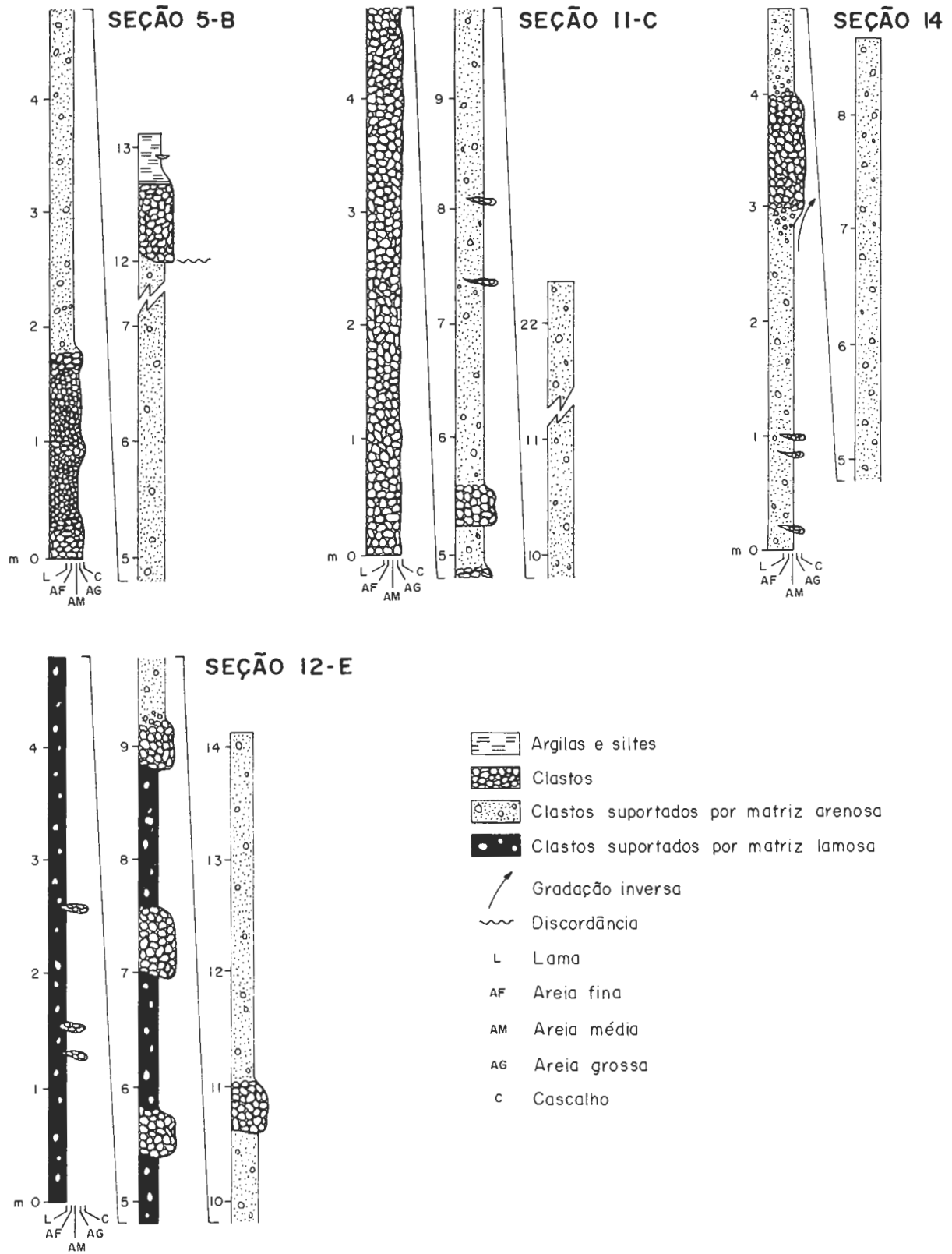





Fig. 5 - IMPLANTAÇÃO DE SISTEMA FLUVIAL PLEISTOCÊNICO

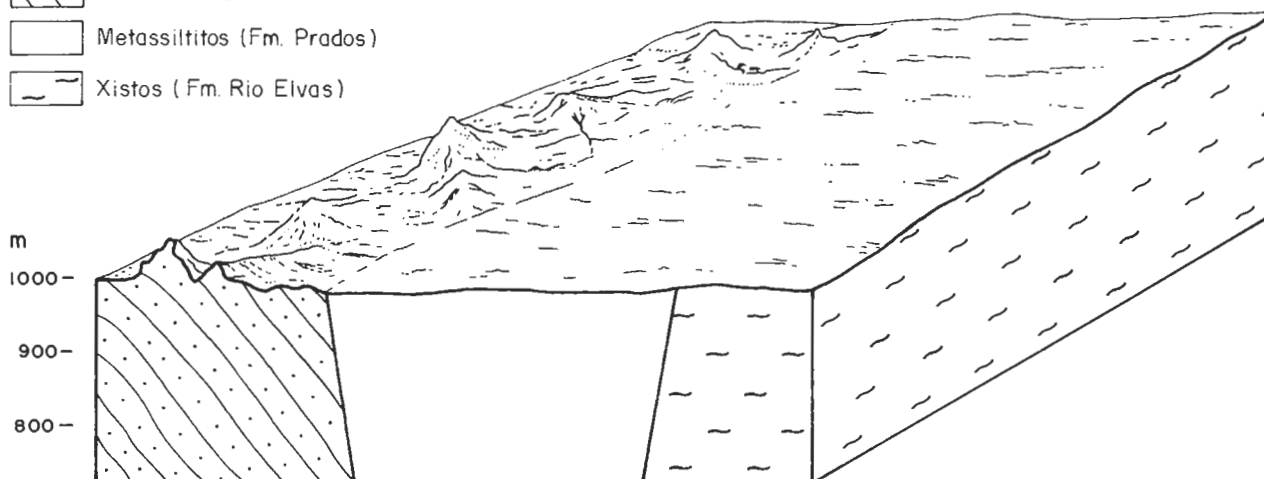


Fig. 6 - FORMAÇÃO DO GRABEN DE RIO DAS MORTES

a - FASE I (MIOCENO ?)





- SUPERFÍCIE DE EROSÃO

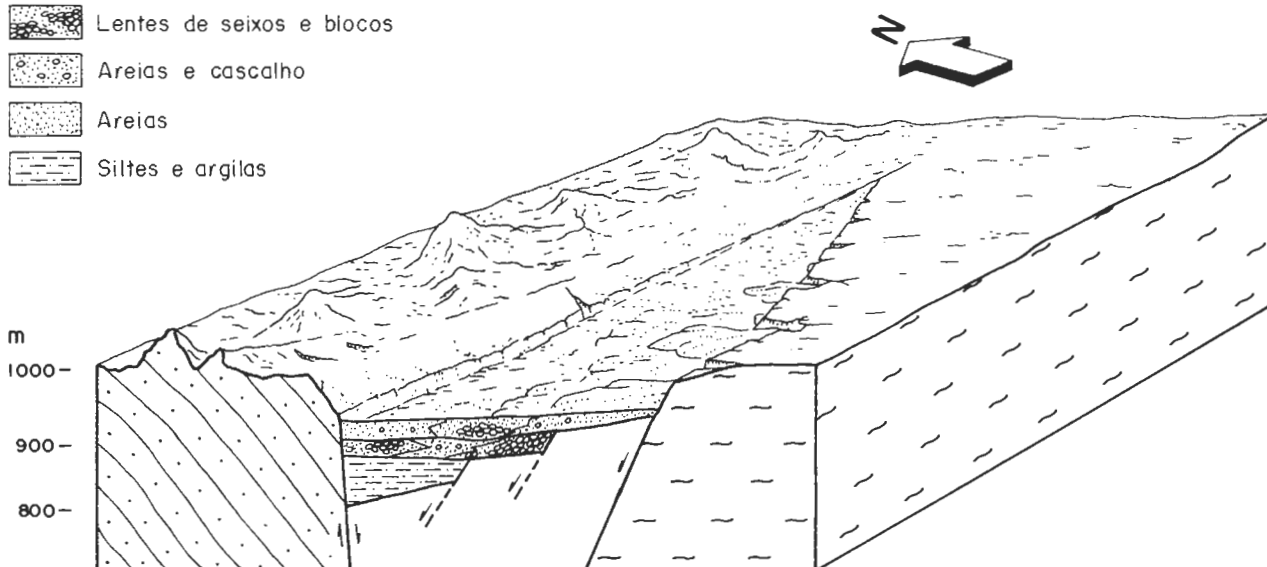
-  Quartzitos (Fm. Tiradentes)
-  Metassiltitos (Fm. Prados)
-  Xistos (Fm. Rio Elvas)



b - FASE II (PLIOCENO ?)



- EXTENSÃO = HEMIGRABEN
- PREENCHIMENTO = FLUXO DE DETRITOS

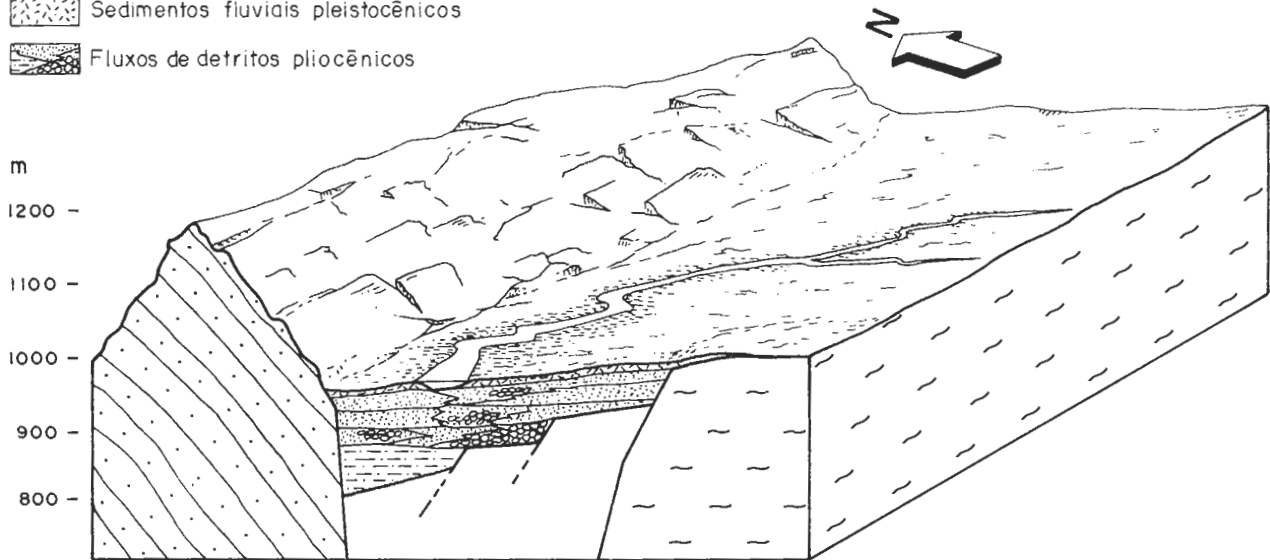
-  Lentas de seixos e blocos
-  Areias e cascalho
-  Areias
-  Siltes e argilas



c - FASE III (PLEISTOCENO INFERIOR ?)



- CONTINUAÇÃO DA SUBSIDÊNCIA
- INSTALAÇÃO DE SISTEMA FLUVIAL
- SUAUIZAÇÃO DA MORFOLOGIA

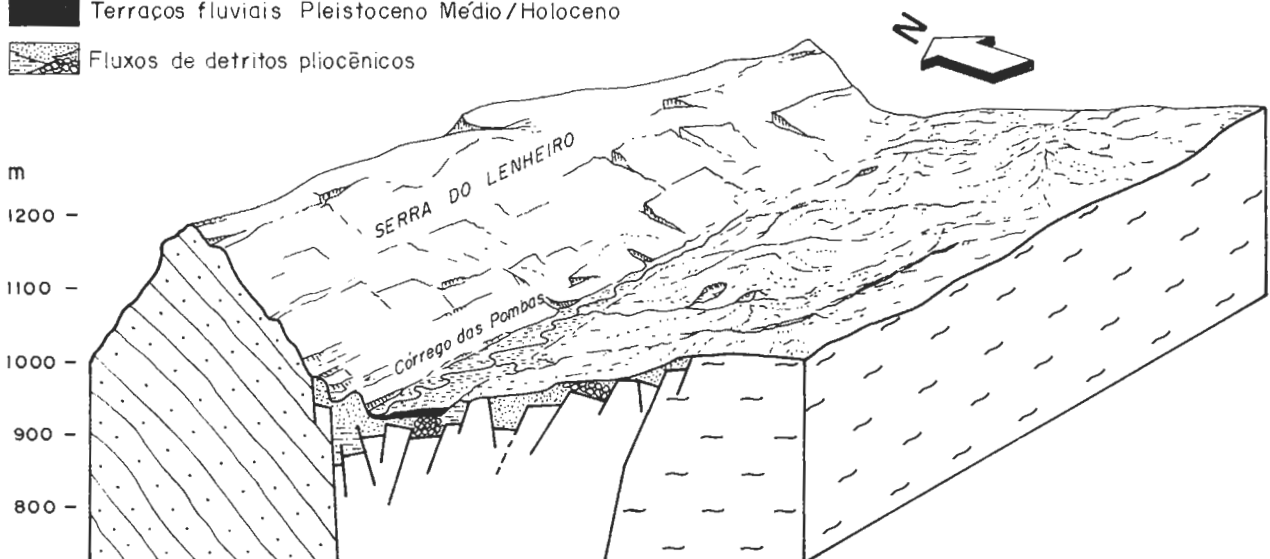
 Sedimentos fluviais pleistocênicos
 Fluxos de detritos pliocênicos



d - FASE IV (PLEISTOCENO MÉDIO / HOLOCENO ?)

- COMPRESSÃO / FRAGMENTAÇÃO TECTÔNICA
- APROFUNDAMENTO DA REDE DE DRENAGEM
- CONFINAMENTO DA ATIVIDADE TECTÔNICA JUNTO AO DEPOCENTRO

 Terraços fluviais Pleistoceno Médio / Holoceno
 Fluxos de detritos pliocênicos



UM "GRABEN" CENOZOICO NO MEDIO JEQUITINHONHA, MINAS GERAIS

Por

Allaoua SAADI

Antônio Carlos PEDROSA-SOARES

Instituto de Geociências/UFMG

1 - INTRODUÇÃO

A área de interesse deste trabalho corresponde à região que, no Nordeste do Estado de Minas Gerais, é delimitada, a leste, pela confluência dos rios Jequitinhonha e Araçuaí e, a oeste, pela escarpa oriental da Serra do Espinhaço, na latitude da cidade de Virgem da Lapa (FIG.1).

Nela, a ocorrência de sedimentos terciários foi reconhecida no final do século XIX por HARTT (1870), que já os tinha correlacionado com a atual Formação Barreiras, sugerindo, ao mesmo tempo um controle tectônico do posicionamento dos mesmos. Porém, as primeiras provas tangíveis da atividade neotectônica só foram apresentadas recentemente por SAADI (1989) e PEDROSA-SOARES & SAADI (1989).

Neste trabalho, objetiva-se demonstrar que a atividade neotectônica não limitou-se à reativação só das grandes geossuturas pré-cambrianas, mas também nucleou outras novas, em aproveitamento de uma série de estruturas variadas, e gerou uma bacia tafrogênica que influenciou a deposição dos referidos sedimentos.

2 - ACERVO GEO-ESTRUTURAL PRÉ-CAMBRIANO

A área enfocada do Médio Jequitinhonha apresenta embasamento pré-cambriano constituído por rochas do Grupo Macaúbas e granitos intrusivos tardi -a pós-tectônicos, ambos do Proterozóico Superior (FIG.2). De oeste até a zona da Falha de Taiobeiras, no domínio da Cordilheira do Espinhaço, o Grupo Macaúbas engloba metadiamictitos, quartzitos e filitos (Formação Terra Branca) na base e, no topo, metarritmitos pelito-arenosos da Formação Carbonita. A leste daquela falha, estende-se como variação lateral e vertical, a Formação Salinas (quartzo-mica-xistos e quartzitos), que representa os turbiditos distais da Faixa Araçuaí (PEDROSA-SOARES et al. 1990). Os granitos possuem expressão pouco significativa para o interesse deste trabalho.

O Grupo Macaúbas é caracterizado por um importante acervo estrutural composto por numerosas e variadas feições estruturais de natureza ductil e rúptil.

O acervo de natureza ductil é representado por:

- xistosidade principal (S_1), frequentemente milonítica com direção NE e mergulho SE a sul do rio Jequitinhonha, enquanto que, a norte deste, a direção de S_1 torna-se NNE até N-S;
- clivagem de crenulação (S_2), variável entre NE e NW e, em geral, pouco pronunciada;
- lineação mineral, paralela à lineação de estiramento (E-W), com elementos cinemáticos indicando transporte por empurrão de E para W ;
- dobras apertadas, isoclinais e complexas.

Quanto ao acervo rúptil de escala regional, ele é representado por:

- duas clivagens espaçadas, com direções respectivas NW a NNW e NE a NNE, provavelmente conjugadas, mas apresentando desenvolvimentos diferenciados;
- extensos falhamentos, dentre os quais se destaca a Falha de Taiobeiras (PEDROSA-SOARES & SAADI, 1989), cujas direções são, pelo menos

em parte, paralelas às das clivagens rúpteis anteriormente citadas.

3 - ESTADO DE ARTE SOBRE A LITERATURA RELACIONADA COM OS OBJETIVOS DESTE TRABALHO.

O acervo bibliográfico sobre a geomorfologia desta parte da bacia do rio Jequitinhonha se resume a poucos trabalhos. Além disso, a maior parte desses trabalhos ou possui um enfoque regional, em que a área de estudo passa a ocupar um espaço reduzido, ou trata mais especificamente de áreas marginais.

As informações de interesse deste trabalho existentes nessa bibliografia são classificáveis em três grupos, relacionados o primeiro com a evolução geomorfológica regional, o segundo com a sedimentação terciária dos depósitos correlacionados pelos autores com os da Formação Barreiras e o terceiro com o controle neotectônico da compartimentação geomorfológica.

3.1- SOBRE A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA REGIONAL

No que diz respeito às características da organização e da evolução geomorfológica da região, não há necessidade de considerar algum trabalho anterior ao de KING (1956). Numa escala regional, esse autor defendeu a existência de 4 níveis altitudinais de elaboração do relevo que corresponderiam a ciclos individualizados de aplainamento ou desnudação: o "ciclo Pós-Gondwana" (Cretáceo Sup., 1.000 a 1.300 m) representado na região pelos topos da Serra da Bocaina; o "ciclo Sul-Americano" (Terciário médio, 800 - 900 m) representado na região pelas chapadas mais altas, como a de Acauã; o "Ciclo Velhas" (Terciário Superior, 500 a 700 m) representado na região por patamares de origem fluvial; o "Ciclo Paraguaçu" (pós-Terciário, 100 - 300m) que seria representado por fundos de vales. O autor interpretou o escalonamento altimétrico dos níveis de desnudação como consequência de soerguimento epirogênico de alcance supra-regional.

Focalizando a região do Médio Jequitinhonha, BARBOSA (1960) defendeu a existência de testemunhos de 3 ciclos de desnudação: a "Superfície das Chapadas" (Paleogeno, 850 m), o "Ciclo pós-chapada" (Neogeno, 350 m) e o "Ciclo atual". Segundo o autor, a "Super-

fície das Chapadas" corresponde à "Superfície Sul-Americana" de KING (1956) e teria sido preservada da destruição total por razões de alçamento tectônico. Por outro lado, preferiu definir os seus dois últimos eventos desnudacionais como apenas duas fases de um só ciclo.

Observação interessante e ao mesmo tempo contraditória com relação às idades atribuídas aos ciclos desnudacionais é a que interpreta a justaposição da "Severa horizontalidade" do Alto Jequitinhonha com a imponente dissecação do médio vale como critério de extrema juventude da fase pós-Chapada. A mesma idéia, no entanto, já sobressaía das interpretações de KING (1956).

A complexidade do problema da geomorfologia evolutiva da região é aumentada pelo trabalho de RENNO (1974) que definiu uma sequência de 5 ciclos de aplainamento para o nordeste de Minas Gerais. A "su-perfície Pré-cretácica", correspondente à "Gondwânica" de KING (1956), seria representada pelos altos da Serra da Bocaina. A "superfície Pós-cretácica 1", corresponde à "Pós-Gondwânica", e não ocorreria na região. A "Superfície Pós-Cretácica 2", corresponde à "Sul-Americana", representada pelas chpadas mais altas, teria tido seu período de elaboração estendido até o Plioceno, quando teria sido basculada para leste. A "Superfície Vacaria", de expressão localizada à depressão granítica em que se instalou a bacia do ribeirão Extrema, a oeste da Serra da Bocaina. A autora atribui sua gênese à diferenciação litológica e sua idade a um período intermediário entre os ciclos "Pós-Cretácico 2" e "Pleistocênico". Esse último seria o responsável pela elaboração das depressões de Araçuaí e do rio Salinas, sendo a sua idade provavelmente terciária, contemporânea do "Ciclo Velhas".

Do trabalho do CETEC (1980), vale ressaltar que se admite a pertinência da sequência de ciclos definidos para a região por KING (1956).

Nele é também considerada a "influência da geologia sobre o relevo", fenômeno nada original em si. No entanto, o exemplo descrito é digno de interesse pormenorizado, pois corresponde a um argumento que confirma a interpretação de KING (1956), retomada por BARBOSA (1960),

sobre a juventude da dissecação pós-Chapadas. No meio dos argumentos, há de se notar as anomalias, representadas por quedas brutais no perfil longitudinal do rio Jequitinhonha, ocorrendo em Salto da Divisa e em Terra Branca. São interpretadas nesse trabalho como relacionadas unicamente com a presença de soleiras rochosas, respectivamente batólito granítico e pacotes quartzíticos.

Do conjunto desses trabalhos sobressaem alguns pontos de convergência. Em primeiro lugar, há um consenso de que o topo das chapadas representa um nível de aplainamento relacionado com a Superfície Sul-Americana de KING (1956). Acredita-se que essa conclusão não encontra nenhum argumento contrário.

O mesmo não se pode dizer do segundo ponto de convergência, o que lhes faz afirmar que essa superfície tem afetado os sedimentos fluviais da Formação São Domingos, correlacionados com a Formação Barreiras de idade pliocênica.

Em terceiro lugar, todos reconhecem como pertinente a inclinação para leste dessa superfície detectada por KING (1956), assim como a sua origem tectônica. Em trabalho mais recente, BARBOSA et al. (1980) reafirmam a origem tectônica da fragmentação e basculamento desse pediplano com base na reformulação de critérios utilizados por KING (1956), tais como caimentos convergentes dos planaltos separados pelo eixo submeridiano do rio Araçuaí e as dissimetrias que afetam as redes de drenagem.

Em quarto lugar, há de se notar que a concordância sobre a juventude dos eventos desnudacionais posteriores à elaboração do Pediplano Sul-Americano nem sempre está de acordo com as idades adotadas. Só a cronologia adotada por RENNO (1974), fazendo com que o Pediplano Sul-Americano sobreviva até o Plioceno, permite eliminar a evidente contradição.

3.2- SOBRE OS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO DOMINGOS

Grandes espessuras de sedimentos fluviais localizados em topos de chapadas ocorrem nas bacias do médio rio Jequitinhonha e do rio Pardo.

HARTT (1870) foi o primeiro a relatar a existência de sedimentos terciários constituídos de areias e seixos com cores variegadas e cobertos por areias vermelhas. O autor correlacionou parte dos mesmos com os sedimentos costeiros (hoje Formação Barreiras) ma atribuiu outra parte a uma fase de glaciação. Algumas observações de HARTT (1870) foram confirmadas mais tarde por outros autores, apesar das hipóteses sobre a origem dos sedimentos não terem sido consideradas.

No entanto, esse autor já pressentia os movimentos verticais para explicar a posição dos sedimentos em topos de chapadas. bem mais altos do que os do litoral. A ocorrência de veios de quartzo que afetariam os sedimentos na Serra do Tombo nunca foi confirmada, talvez por causa da falta de informações sobre a localização precisa.

As concepções de HARTT (1870), excetuando o aspecto genético, foram reaproveitadas por MORAES e GUIMARAES (1930) e aplicadas por MORAES et al. (1937) a outras ocorrências novamente descobertas. Foram descritos sedimentos constituídos de areias e argilas, de cores branca e variegadas, cobertos por fragmentos de canga e de quartzo, eventualmente blocos de quartzito. Os autores fazem referência à composição caulínica e correlacionam os sedimentos com a Formação Barreiras. As ocorrências conhecidas se espalham então para os vales do rio Araçuá, do rio Itamarandiba e às porções centrais do Planalto do Espinhaço, em altitudes muito diferentes.

A "Formação Terciária" de GUIMARAES (1951) é atribuída a depósitos em ambientes lacustres, segundo as idéias desse autor sobre a existência, no final do Terciário, de lagos de dimensões regionais margeando a Serra do Espinhaço a E e W.

A idéia dos lagos foi reaproveitada por KING (1956), que lhes diminuiu extensão e profundidade, e relacionou os sedimentos com a elaboração da Superfície Sul-Americana.

FONTES et al. (1978) adotaram a denominação de "Formação das Chapadas" e ressaltaram a ocorrência de material caulínico. A partir dessa denominação foi introduzida uma confusão que levou os autores

dos mapeamentos geológicos de Minas Gerais a assimilar morfologia de chapada com ocorrência de sedimentos neocenozóicos. COSTA e ROMANO (1976) e IGA (1978) estenderam assim as manchas de sedimentos a áreas consideráveis onde as coberturas superficiais não passam de 2m de solos.

Alguns perfis foram descritos por ARAÚJO et al. (1980), que estenderam à "sedimentação cíclica, onde se intercalam níveis de arenitos e siltitos", a denominação "Grupo Barreiras". Os autores descreveram alguns afloramentos de pequena espessura, até 15 m, sem fazer referência à existência de espessuras maiores. As análises mineralógicas confirmaram a composição caulínica e indicaram a presença de dickita e traços de Nb, Zn, Cu, Ti e S. Com base nos dados de composição mineralógica e textural e no parentesco mineralógico entre sedimentos e substrato pré-cambriano, concluíram os autores por um transporte curto em meio continental, sem especificar o modo do mesmo.

Com base em abordagem de caráter mais geral, BARBOSA et al. (1980) concluíram por uma espessura aproximada de 40 m, ao mesmo tempo em que apresentaram um perfil da chapada de Lelivéldia que exhibe uma cobertura de 100 m de espessura. Os autores classificaram os depósitos cenozóicos da região em latossolos, coberturas de elúvios, cobertura das vertentes das superfícies de erosão e "depósitos estratificados rítmicos contendo argilitos, arenitos e linhas de seixos". Para estes últimos, sugeriram deposição em "pequena bacia fluvio-lacustre". A análise do contexto geomorfológico atual, incluindo os caimentos convergentes dos planaltos da bacia do rio Araçuaí e do Espinhaço aliados às dissimetrias das redes hidrográficas, levou-os a admitir uma origem tectônica para a fragmentação e basculamento do pediplano somital, como tinha sido sugerido por KING (1956). No entanto, não estenderam o condicionamento tectônico à gênese dos sedimentos que, segundo esses autores, teriam ocupado uma bacia bem maior que a atual.

Finalmente, PEDROSA SOARES (1981) foi o primeiro autor a levantar uma seção estratigráfica quase completa dos sedimentos na chapada que apresenta a maior espessura. Após rejeitar, de maneira justi

ficável, a denominação de "Formação das Chapadas" que gerou tantas confusões ainda imperantes, adotou o autor a denominação de "Formação São Domingos", com referência à chapada que apresenta as melhores exposições. Essa denominação será adotada como nome referencial dos sedimentos neo-cenozóicos da bacia do rio Araçuaí.

Os sedimentos foram descritos por PEDROSA SOARES (1981) como "semi-consolidados, estratificados, de atitude horizontal, pelítico-psamíticos, com leitos pouco espessos de conglomerados e micro-conglomerados", no entanto, sem nenhuma ocorrência de "leitos espessos de pséfritos, ou camadas de sedimentos químicos". O ambiente de deposição foi caracterizado como "bacias interiores com água corrente e velocidade variando de moderada a zero".

SAADI (1991) diferencia dois modos de ocorrência desses sedimentos e uma importante variação faciológica. Em primeiro lugar, define os contornos de uma bacia central preenchida por depósitos tipicamente fluviais de canal e de planície aluvionar, entremeados de depósitos oriundos de fluxos densos. A bacia se estende da Turmalina, onde tem a sua base localizada na cota 750 m, a Virgem da Lapa, onde a sua base desce para a cota 650 m, sendo que a espessura varia entre 80 e 100 m.

Em segundo lugar, ocorrem canais suspensos nos relevos que dominam a periferia da bacia e preenchidos por depósitos de fluxos densos, relacionados com fácies de leques aluviais.

Em terceiro lugar, denomina de "raízes dos saprolitos terciários", os restos dos mantos de intemperismo de idade terciária cuja erosão, teria sido a fonte dos sedimentos da Formação São Domingos.

3.3- SOBRE O CONTROLE NEOTECTÔNICO DA GEOMORFOGÊNESE

Efeitos de uma atividade tectônica cenozóica sobre a compartimentação geomorfológica da região em estudo foram pressentidos desde o trabalho de HARTT (1870), quando foi sugerida a ocorrência de movimentos verticais para explicar a posição dos sedimentos da Formação São Domingos em topos de chapadas. A idéia do lago terciário de GUI

MARÃES (1951), retomada por KING (1956) deve também ser entendida num contexto de reativação tectônica. Enfim, o trabalho de BARBOSA et al. (1980) encerra o período das interpretações geomorfológicas onde o fator tectônico é apresentado sem avaliação ou abordagem específica.

As primeiras provas diretas da atividade neotectônica no médio Jequitinhonha foram apresentadas por KARFUNKEL et al. (1981) como "uma série de lineações (por lineações entende-se descontinuidades, alinhamentos) que cortam ou delimitam as rochas do Cenozóico", referindo-se aos sedimentos da Formação São Domingos. As direções de falhas plio-pleistocênicas analisadas com base na foto-interpretação mostraram representar reativações dos sistemas pré-cambrianos.

As primeiras observações de campo sobre falhamentos neocenozóicos em todo o Estado de Minas Gerais foram feitas por SAADI (1989), incluindo a região do Médio Jequitinhonha. Logo após, PEDROSA SOARES e SAADI (1989) demonstram que a Falha de Taiobeiras, na região em estudo, tem se movimentado como falha normal durante o Plioceno e, portanto, tem condicionado os processos geomorfológicos que deram origem à Formação São Domingos.

4 - COMPARTIMENTAÇÃO MORFO-ESTRUTURAL.

A região onde se insere a área de estudo apresenta uma compartimentação morfo-estrutural intimamente controlada pela organização dos conjuntos lito-estruturais regionais e das antigas geossuturas, às quais se superpoem falhas de idade recente. Um esboço desta compartimentação, em fase de elaboração por SAADI (1991), está ilustrada pela FIG. 3.

No que interessa a este trabalho, o relevo é, em escala regional, caracterizado por 4 compartimentos, cujos limites são definidos por lineamentos tectônicos já consagrados pela literatura geológica:

O compartimento 1 corresponde ao planalto da Serra do Espinhaço, que resulta do aplainamento sul-americano desenvolvido sobre

rochas do Grupo Macaúbas. apresenta-se inclinado para E-SE, com uma altitude média de 900 m na sua borda oriental, onde finda por uma escarpa de 200 m de altura, que segue estreitamente o rumo da Falha de Taiobeiras.

- O compartimento 2 é constituído por um plano inclinado de SE (1200 m) para NW (800 m) e fragmentado em chapadas alongadas nessa direção. Seus limites norte e sul são marcados por falhas paralelas ao "trend" principal da Formação Salinas que lhe serve de substrato rochoso.
- O compartimento 3 é representado pela porção sul da depressão do rio Salinas, de orientação N-S. Trata-se de uma depressão com perfil côncavo aberta pelo referido curso d'água em meio a um conjunto de chapadas residuais do aplainamento sul-americano.
- O compartimento 4 denominado Depressão do Baixo rio Araçuaí, é caracterizado por um conjunto de colinas talhadas nos xistos da Formação Salinas, no meio das quais erguem-se os tabuleiros capeados pelos sedimentos da Formação São Domingos, em altitude média de 750 m. A sua direção SW-NE é controlada por falhas paralelas ao "trend" da unidade pré-cambriana, o qual impõe também sua trajetória aos principais eixos da drenagem fluvial.

5 - CARACTERIZAÇÃO DOS SEDIMENTOS

Os sedimentos plicênicos do médio rio Jequitinhonha apresentam não só uma grande variedade faciológica, mas também vários modos de ocorrência que, associados com a segregação espacial das fácies, permitem montar uma geometria razoável da bacia de sedimentação original.

5.1- A BACIA CENTRAL

O modo de ocorrência mais conhecido e único relatado pela literatura é o das camadas horizontais, formando topos de chapada, nos ar

redores de Virgem da Lapa, a oeste de Berilo, nos arredores de Chapada do Norte e nas proximidades de Turmalina. No entanto, de uma chapada para outra aparecem sensíveis diferenças na espessura e atitudes das camadas sedimentares e nas associações de fácies.

As chapadas nos arredores de Virgem da Lapa exibem uma coluna sedimentar com as seguintes características (FIG. 4):

- espessura superior a 100 m, com base ligeiramente inclinada para oeste na cota de 650 m e topo com altitude média de 750 m;
- camadas com espessuras de ordem métrica de arenitos-siltico-argilosos e siltitos arenosos, de consolidação média;
- os siltitos possuem laminação plano-paralela enquanto que os arenitos são maciços, desenvolvendo, localmente, estratificações cruzadas incipientes;
- camadas lenticulares de conglomerados polimíticos com matriz arenosa e elementos sub-arredondados podem ocorrer em qualquer nível da coluna;
- cores vaiegadas, onde predomina a esbranquiçada, seguida de manchas avermelhadas;
- histograma bimodal e indicando grau de seleção muito baixo;
- areias predominante quartzosas com formas angulosas e subangulosas.

Os sedimentos dessas chapadas indicam um ambiente de planície aluvionar, ou lago incipiente, provavelmente atingidos periodicamente por fluxos densos.

Nas proximidades de Chapada do Norte, além das fácies antes descritas, ocorrem lençóis de seixos quartzosos arredondados, capeando pequenos topos residuais na cota 750 m. A oeste dessa localidade, um perfil de aproximadamente 10 m exhibe siltitos argilosos e arenitos sotopostos a conglomerados em matriz arenosa. A base dessa coluna mostra as melhores estratificações cruzadas observadas na região.

Neste caso, o meio de transporte é, sem dúvida, predominantemente fluvial. No entanto, o caráter maciço dos siltitos e a presença

de clastos milimétricos imersos na lama levam a pensar em fluxos de densidade relativamente elevada.

Nos arredores de Turmalina, a espessura máxima atinge 80 m, sendo que a base das camadas segue a curva de nível 750 m. Apesar das dificuldades de observação nesta zona pode se concluir pela predominância absoluta de arenitos siltico-argilosos, com cores variadas e raridade de estruturas primárias. o aspecto é de uma lama arenosa com carga muito variável de clastos angulosos de quartzo, individualmente imersos. Localmente, ocorrem lentes micro-conglomeráticas com contornos mal definidos.

Esses afloramentos devem representar depósitos de fluxos de lama e detritos, ou seja, fácies proximais de leques aluviais.

5.2- OS CANAIS PERIFÉRICOS

Nos relevos que dominam a Depressão do Rio Araçuaí ocorrem feições de ravinamentos com seção semi-circular preenchidos por sedimentos correlacionados com as fácies de leques aluviais. São arenitos siltico-argilosos, semi-consolidados, de cores variegadas e despidos de estruturas primárias. São compostos de areias finas a médias, angulosas, sendo que a matriz lamosa suporta clastos dispersos.

Em todos os afloramentos, a litologia dos clastos apresenta uma grande semelhança com o substrato pré-cambriano em que foram cavados os canais.

A borda da Chapada da Acauã que domina a bacia sedimentar propriamente dita apresenta várias destas ocorrências. As de mais fácil acesso localizam-se nas margens da MG-308, que liga Turmalina a Diamantina, e na beira da estrada de terra que liga Leme do Prado à BR-367. As cotas desses afloramentos variam pouco em torno de 900m.

Ocorrências semelhantes se localizam nas partes altas da margem direita do rio Araçuaí, sobretudo entalhando os rebordos das chapadas de Capelinha, na altitude de 1000 m. Na margem direita da MG-214, circulando de Capelinha em direção a Itamarandiba, a 5 kms antes

da Ponte Nova, os mesmos sedimentos ocorrem na cota 950 m, recobertos por fácies tipicamente fluviais.

É fato sintomático a localização de todos esses afloramentos em altitudes superiores às dos topos das camadas que preenchem a própria bacia. A sua observação só é permitida graças aos escarpamentos que delimitam as chapadas e constituem um dos fatores de geração dos grandes movimentos de massa que caracterizam a morfodinâmica atual dos planaltos. Acredita-se que a superfície destes, hoje homogeneizada pela cobertura de latossolos, deve ser inteiramente recortada por uma rede de paleocanais entulhados e fossilizados.

5.3- AS RAÍZES DOS SAPRÓLITOS TERCIÁRIOS

Durante muito tempo, algumas manchas de rochas semi-consolidadas com cores variegadas, que ocorrem acima da cota de 900 m, tem sido assimiladas às fácies de fluxos de detritos. Felizmente, afloramentos em cortes adequados, recentemente encontrados, indicaram tratar-se de raízes de saprólitos preservadas da erosão graças a um alto grau de laterização e a fossilização por latossolos mais jovens.

A distinção com relação às fácies propriamente sedimentares baseia-se em uma série de critérios hoje bem sistematizados. O primeiro deles é a ausência de discordância com o substrato. Em segundo lugar, vem a preservação de núcleos de rocha do substrato local com atitude de foliação compatível com a da rocha em situ. Em terceiro lugar, observa-se como constante a ocorrência de estruturas sub-verticais compatíveis com a foliação do substrato. Finalmente, há uma presença demasiadamente importante de veios de quartzo.

Esses restos de saprólitos, que ocorrem tanto na Chapada de Acauã quanto nos arredores de Capelinha e Itamarandiba, possuem uma semelhança tão grande com as fácies de fluxos de lama e detritos que só observações demoradas e minuciosas permitem diferenciá-los. Os afloramentos mais instrutivos se localizam na cabeceira do Parque Municipal de Capelinha e na Fazenda Lajes, a SW de São Caetano.

As espessuras variam muito, de 50 cm a bolsões de alguns metros,

mas as cores são invariavelmente esbranquiçada, amarelada e avermelhada. A primeira é geralmente relacionada com a natureza caulinitica, das argilas, enquanto que a última ocorre sob a forma de manchas de ferruginização sub-verticais. A textura é predominantemente de areia grossa com siltes e argilas subordinados.

Existe uma ligação genética entre os restos de saprólitos fossilizados e os sedimentos fluviais que entulharam a paleobacia fluvio-lacustre, confirmada não só pelas relações geométricas de campo como pela estreita semelhança das características texturais e mineralógicas. Os sedimentos correspondem sem dúvida aos produtos da erosão dos latossolos que recobriam o planalto antes de sua fragmentação. Os mesmos fatos foram observados na região sul do Estado, sugerindo portanto uma certa homogeneidade das condições paleo-ambientais que precederam as importantes manifestações tectônicas.

6 - A TECTÔNICA CENOZÓICA

As evidências da atividade neotectônica levantadas na região se organizam em dois tipos relativos a, no mínimo, dois eventos principais: o primeiro, pliocênico, sincrônico com a deposição da Formação São Domingos, o segundo de idade quaternária (FIG. 5).

A separação em dois eventos apenas responde à necessidade de demonstrar a permanência da atividade neotectônica durante o Quaternário. Não se deve enxergar nisso uma concepção de tectônica polifásica, descontínua.

6.1- TECTÔNICA SIN-SEDIMENTAR: o graben do baixo Rio Araçuaí

A análise morfo-estrutural tem fornecido dados que conduzem a interpretar a compartimentação final da região como resultado da fragmentação de um planalto de extensão regional em vários blocos, cujos basculamentos convergem na direção do baixo rio Araçuaí. O Planalto ora fragmentado em função das principais direções tectônicas pré-cambrianas tinha todos os atributos de uma superfície de aplainamento atribuída ao Ciclo Sul-Americano de KING (1956). A sua melhor preservação do que nas regiões meridionais do estado se deve

seguramente à menor intensidade ou a ausência de movimentos ascendentes paleogênicos, que naquelas regiões induziram o seu avançado desmantelamento.

Nessas condições, o aplainamento pode evoluir durante um período maior e beneficiar-se de uma estabilidade protetora até o Mioceno, excetuando evidentemente efeitos menores relacionados com o aqueamento quase contínuo da plataforma desde o Paleozóico. Concorda-se portanto com as idéias de KING (1956), retomadas "in-extenso" por BARBOSA (1960) e MENDES et al. (1987). Este ponto de convergência importante diz respeito ao reconhecimento da atuação, durante o Mioceno, de um clima úmido capaz de promover um intemperismo químico compatível com a gênese de latossolos e saprólitos cauliniticos, cuja erosão representa o processo inicial da geração da Formação São Domingos.

A correlação cronológica dessa formação com as camadas pliocênicas da Formação Barreiras não sofre nenhum tipo de limitação dadas as semelhanças das características texturais, estruturais, faciologicas em geral e a necessária relação espacial entre elas. A idade pliocênica da Formação São Domingos, já aceita pela maioria dos autores, constitui um referencial geocronológico fundamental para a datação dos eventos neotectônicos da região.

Em PEDROSA SOARES & SAADI (1989) tinha sido o segmento meridional da Falha de Taiobeiras caracterizado como falha normal reativa no Cenozóico. As relações da escarpa com os sedimentos da Formação São Domingos sugeriam um sincronismo entre os dois fenômenos.

Os dados recentes permitem fornecer uma interpretação melhor dos fenômenos tectono-sedimentares que deram origem à Depressão do Baixo Rio Araçuaí. Do ponto de vista puramente estrutural, propõe-se para essa área a denominação de GRABEN DO BAIIXO RIO ARAÇUAÍ, pois trata-se de uma fossa tectônica parcialmente entulhada e posteriormente posta em nível elevado pelo encaixamento da drenagem em resposta a um aqueamento generalizado da plataforma.

São as seguintes as principais etapas e argumentos a favor desta interpretação:

1. Durante o Mioceno, toda a região mostrava ainda uma morfologia de superfície de aplainamento sob condições úmidas permitindo processos de intemperismo químico;
2. No Plioceno, uma reativação rápida das linhas de fraqueza de direção NNE a NE ("trends" principais) condicionou o abatimento do bloco central ao longo de falhas sub-verticais. Os limites do "graben" não devem exceder muito os das ocorrências de sedimentos estratiformes, que têm suas bases postas em níveis bem inferiores aos dos rebordos de chapadas vizinhas;
3. O entulhamento do "graben" fez-se sincronicamente como o comprova a segregação espacial das fácies sedimentares e a ocorrência nas partes altas dos canais entulhados por fluxos de lama e detritos. Também o comprovam as características de imaturidade textural e mineralógica dos sedimentos, que acha aqui a sua explicação e dispensa recorrer à hipótese de mudanças climáticas, dificilmente sustentável.
4. A atividade tectônica originou também uma série de basculamentos de blocos falhados, os quais, convergindo para o centro do "graben", permitiram, que a sedimentação afogasse uma área mais extensa na direção SE.
5. Esses dados levam a admitir que o vale do rio Araçuaí tem a sua origem neste processo tectônico, em ligação direta com a movimentação da Falha de Taiobeiras, e através da captura por "déversement" de um afluente do protorrio Jequitinhonha.

Um longo período de estabilidade morfogenética deve ter seguido, pois a Formação São Domingos apresenta graus de consolidação e laterização bem avançados. A cobertura de latossolos formada às custas dos sedimentos fluviais também deve pouco às condições fisiográficas atuais. Por outro lado, houve, nesse período, a instalação de uma rede de drenagem pouco profunda, a qual é hoje representada pelas veredas que ocorrem nos topos de chapadas, sejam elas ou não capeadas por sedimentos.

Segundo KING (1956), seguido com certas reservas por BARBOSA (1960), a dissecação posterior ocorre em dois estágios principais, marcados, segundo o último autor, pelos níveis de 350 m e 170 m. Para MENDES et al. (1987), as fases se multiplicam, relacionadas com as variações de nível eustático, sendo as últimas relacionadas com as mudanças climáticas das altas latitudes. No entanto, as datações absolutas de níveis marinhos na foz do rio Jequitinhonha (DOMINGUEZ, 1982) só atingem idades halocênicas, não permitindo portanto correções inquestionáveis.

O que se observa é que, em primeiro lugar, existe um importante nível de base local relacionado com a cachoeira de Salto da Divisa, assim como outros menores, que subtraem a região às influências eustáticas. Em segundo lugar, há uma série de evidências da continuação da atividade tectônica durante o Quaternário.

6.2- TECTÔNICA QUATERNÁRIA: a inversão do relevo

A idade recente do rejuvenescimento pós-pleiocênico do relevo tem sido sugerida por BARBOSA (1960). Efetivamente, além dos seus argumentos, existem outros que militam a favor de um longo tempo de tranquilidade após a sedimentação São Domingos.

Em primeiro lugar, há de se notar a relativa preservação da principal escarpa de falha, a da Falha de Taiobeiras. Na prática, não houve recuo, sendo que o único entalhe fluvial importante é devido ao rio Jequitinhonha.

Em segundo lugar, é impressionante o contraste entre os "canyons" dos rios Jequitinhonha e Itacambirucu na porção oriental do planalto e a relativa tranquilidade da morfologia nas áreas central e ocidental. Este ponto de vista é também relativamente consensual entre os autores, desde KING (1956).

Além da juventude da dissecação, as características do entalhamento fluvial sugerem também uma velocidade acentuada do fenômeno sob controle tectônico. Tanto os traçados dos vales principais quanto os dos rebordos de chapadas são retilíneos e guiados por uma das

direções tectônicas dominantes. Os melhores exemplos são fornecidos pelos "canyons" do próprio rio Jequitinhonha e do rio Itacambiruçu. Os desniveis atingem rapidamente valores impressionantes, variando entre 350 e 450 m nos arredores de Virgem da Lapa.

A essas observações acrescentam-se as provas diretas da atividade de tectônica pós-pleiocênica.

Os sedimentos da Formação São Domingos são recortados por falhas e fraturas compatíveis com as direções de clivagens rúpteis da Formação Salinas. MENDES et al. (1987) relatam a ocorrência de falhas com rejeito de alguns metros que afetam a Formação Barreiras. Observam também estes autores o controle de pequenos rios próximos ao litoral por falhas que chegam a gerar "grabens". Um belo exemplo desse tipo é dado pelo baixo vale do rio Itanhaém que ocupa um meio-"graben" retilíneo, associado a um discreto mas notável basculamento do plano interfluvial.

7 - DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

A existência de um "graben" de idade neo-cenozóica na área onde ocorre a confluência dos rios Jequitinhonha e Araçuaí não é sujeita, com vista nos dados ora agrupados, a enfrentar significativos questionamentos. Ademais, a sua confirmação só vem dar substância as sugestões colocadas por vários trabalhos antigos, sob formas muito variadas.

No entanto, dois aspectos ainda carecem de melhores detalhamento e especificações.

O primeiro deles diz respeito à idade dos sedimentos da Formação São Domingos e, por extensão, do próprio "graben". A correlação desses sedimentos com os da Formação Barreiras, baseada na semelhança das características sedimentológicas e na continuidade espacial, não deve ocultar a relativa imprecisão da datação dos últimos. A Formação Barreiras ocorre em todo o litoral brasileiro, a norte do Rio de Janeiro, e apresenta, sobretudo nos estados do norte e nordeste, várias unidades estratigráficas, umas delas datadas do Mioceno, ou

até de idades mais antigas. Na região em estudo, assim como no trecho correspondente do litoral, não foi ainda realizada nenhuma datação específica. Com base neste estado da questão, aceita-se a idade pliocênica como a mais provável, até que as pesquisas em andamento venham fornecer informações mais definitivas.

O segundo aspecto é relacionado com as características da tectônica regional no âmbito da qual foi nucleada a estrutura do "graben".

O caráter distensivo local é indiscutível. Mas nada impede que o mesmo pudesse ter resultado de esforços transtensivos locais associados à movimentação de falhas transcorrentes controlada por esforços compressivos afetando toda a Placa Sul-Americana, durante a sua deriva em direção NW.

Nesta linha de interpretação, existem dados de campo, levantados em áreas marginais; Planalto do Espinhaço e bacia do médio rio Doce, que indicam claramente a ocorrência durante o Quaternário de esforços compressivos de direção SE-NW. A própria Falha de Taiobeiras, assim como a falha que estabelece o limite meridional da Formação Salinas com o embasamento arqueano retrabalhado, forneceram dados comprovando a suas reativações enquanto zonas de cisalhamento transcorrentes.

Por outro lado, a inclinação do Planalto do Espinhaço em direção E não parece ser explicável com base em esforços puramente trativos. Explicação mais fácil e lógica seria encontrada na hipótese de uma reativação, sob esforços compressivos, dos planos sub-horizontais que delimitam as estruturas de mega - "duplex", características da tectônica de "nappes" da Serra do Espinhaço.

Essas duas questões constituem as duas preocupações básicas que estão norteando a continuação das pesquisas na região, as quais estão sendo realizadas ao longo de perfis regionais, ligando a borda ocidental do Planalto do Espinhaço ao litoral do norte do Estado do Espírito Santo e do sul do Estado da Bahia.

AGRADECIMENTOS ao CNPq, PRPq - UFMG e FAPEMIG pelos recursos que permitiram a realização das pesquisas.

BIBLIOGRAFIA

- ARAÚJO, A.G. de; LIMA, J.O.A. de; MELLO, M.P. de & LITWINSKI, N. - 1980 - Sedimentos terciários do Médio Vale do rio Jequitinhonha e sua possível correlação com o "Grupo Barreiras". SECT/CETEC, Belo Horizonte, 14p.
- BARBOSA, G.V. - 1960 - Reconhecimento geomorfológico. In: Estudo geográfico do vale do Médio Jequitinhonha, Seção 1, p. 18-48.
- BARBOSA, G.V.; KOHLER, H.C.; NASCIMENTO, N.R. do & CASTRO, V.H.C. - 1980 - Depósitos cenozóicos de Virgem da Lapa, MG. Belo Horizonte, IGC-UFMG, 12p.
- COSTA, N.T. & ROMANO, A.W. - 1976 - Mapa geológico do Estado de Minas Gerais, 1:1.100.000, SECT/IGA, Belo Horizonte-MG.
- FONTES, C.Q. (Coord.) - 1978 - Projeto Jequitinhonha, 1:250.000. DGM/DNPM, Rio de Janeiro, 543p.
- HARTT, C.F. - 1870 - Geology and physical geography of Brasil. Boston Fields Esgood. (Geologia e geografia Física do Brasil, 1941, Trad. de E.S. Mendonça e E. Polianiti, São Paulo, Ed. Nacional).
- IGA/SECT - 1978 - Mapa Geomorfológico do PROJETO RADAR-MINAS GERAIS, 1.500.000. Belo Horizonte - MG, 2 folhas.
- KING, L.C. - 1956 - Geomorfologia do Brasil Oriental. Rev. Bras. Geog., 18(2): 147-266.
- MENDES, I.A.; DANTAS, M. & MELO BEZERRA, L.M.de. - 1987 - Geomorfologia. In: PROJETO RADAM BRASIL, Folha SE 24 Rio Doce, Rio de Janeiro, 1987 (levantamento de recursos naturais, 34): 173:228.
- MORÃES, L. J. de & GUIMARÃES, D. - 1930 - Geologia da região diamantífera do norte de Minas Gerais. An. Acad. bras. Ciênc., 2(3): 153-186.

- MORÃES, L.J. de (Coord.) - 1937 - Geologia econômica do norte de Minas Gerais. Bol. Serv. Fom. Prod. Min., Rio de Janeiro, 19:7-111.
- PEDROSA SOARES, A.C. - 1981 - A geologia da Folha de Virgem da Lapa. Belo Horizonte, 52p. (IGC-UFMG, Relatório final de Bolsa de Aperfeiçoamento, CNPq).
- PEDROSA SOARES, A.C. & SAADI, A. - 1989 - O segmento meridional da Falha de Taiobeiras, MG. In: SIMP. GEOL. MINAS, 5, Belo Horizonte, 1989. Anais..., Belo Horizonte, SBG/MG, bol.10, p. 161-165.
- PEDROSA SOARES, A.C.; MONTEIRO, R.L.B.P.; NOCE, C.M.; SILVA, F.H.F.; OLIVEIRA, M.J.R. & SCHETTINO, A. - 1990 - Caracterização de uma sequência vulcano-sedimentar distal da Faixa Araçuaí, MG: Bacia oceânica Restrita?. In: CONG. BRAS. GEOL., 36, Natal, 1990. Bol. Resumos, SBG, p. 308-309.
- SAADI, a. - 1989 - Importância da neotectônica na morfogênese do leste e do sul de Minas Gerais. In: CONG. ABEQUA, 2, Rio de Janeiro, 1989. Anais..., (no prelo).
- SAADI, A. - 1991 - Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais. Belo Horizonte (tese de professor titular, IGC-UFMG, em preparação).

Fig. 1 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

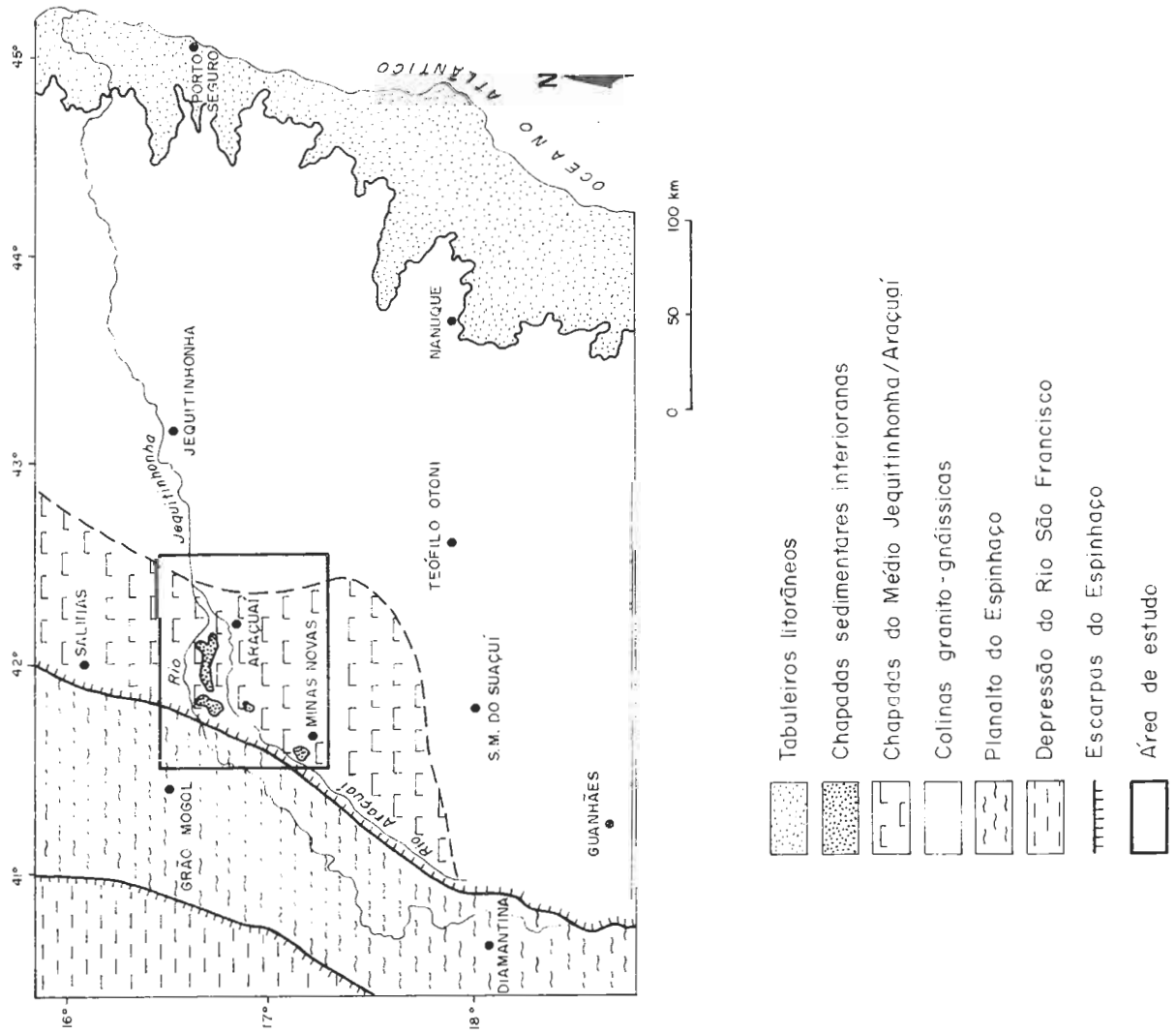


Fig. 2 - GEOLOGIA DO MÉDIO JEQUITINHONHA

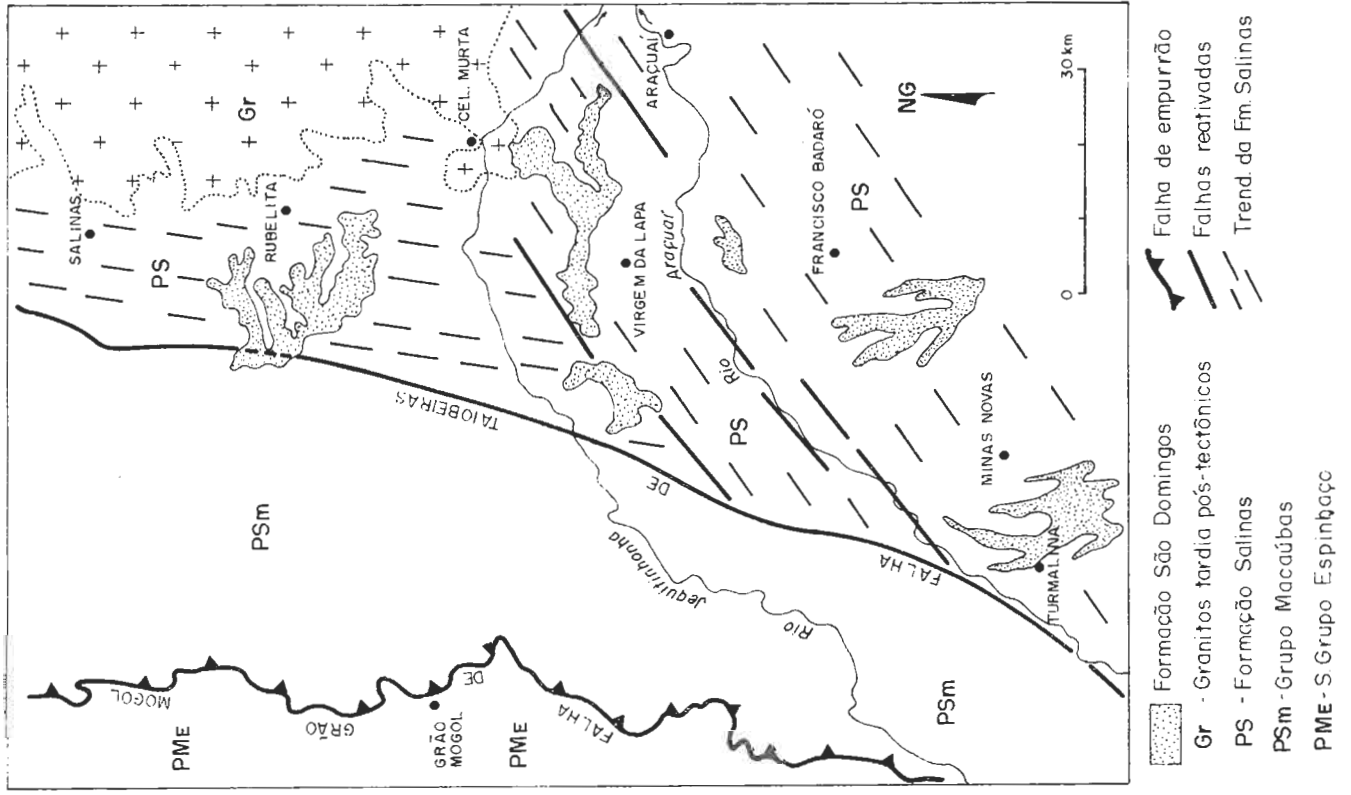


Fig. 4 - PERFIL TIPO DOS SEDIMENTOS DA FORMAÇÃO SÃO DOMINGOS, PRÓXIMO A VIRGEM DA LAPA

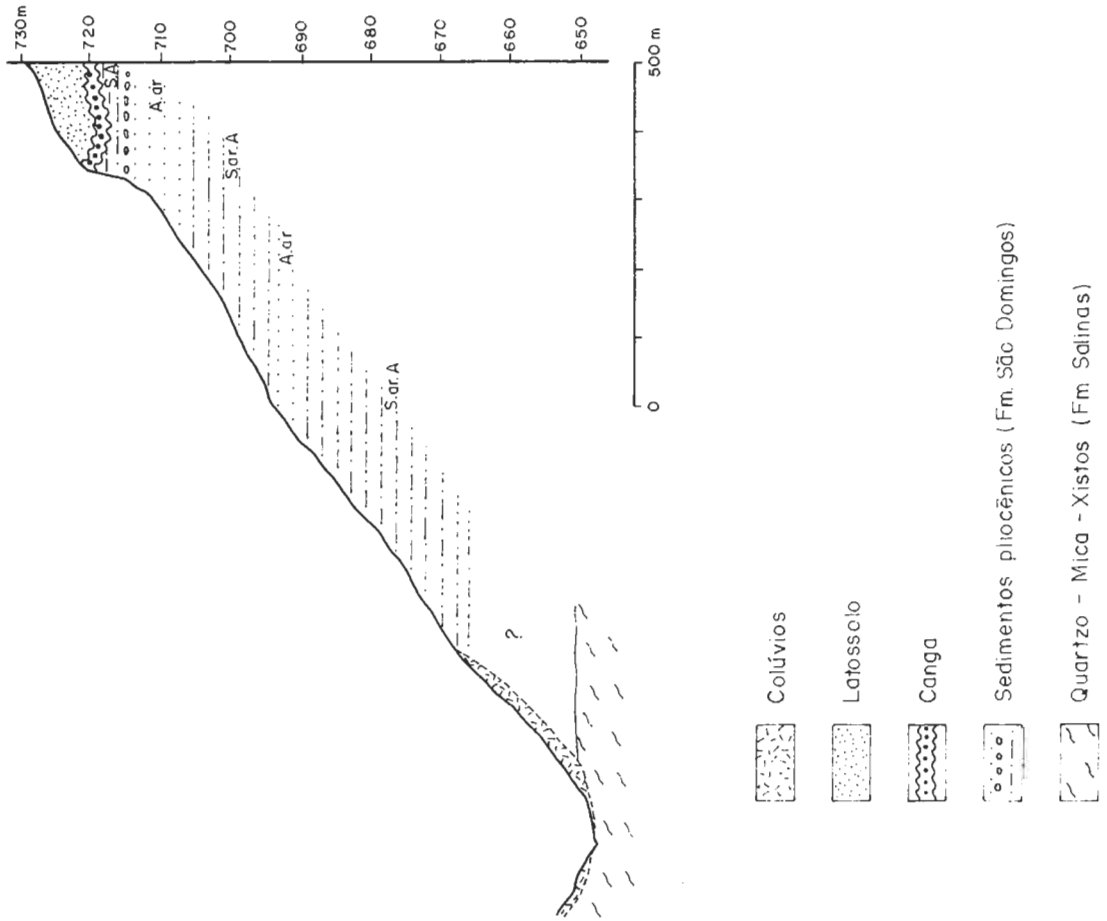


Fig. 3 - COMPARTIMENTAÇÃO MORFO-ESTRUTURAL DA REGIÃO DO MÉDIO JEQUITINHONHA

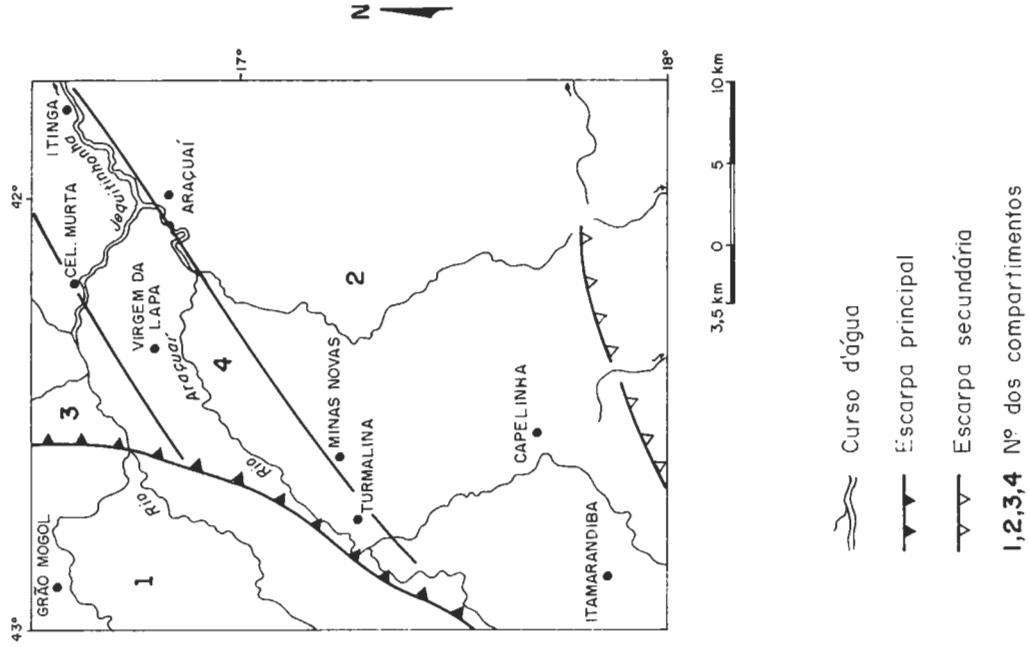


Fig. 5 - ESQUEMA DA EVOLUÇÃO MORFO-TECTÔNICA DO MÉDIO JEQUITINHONHA

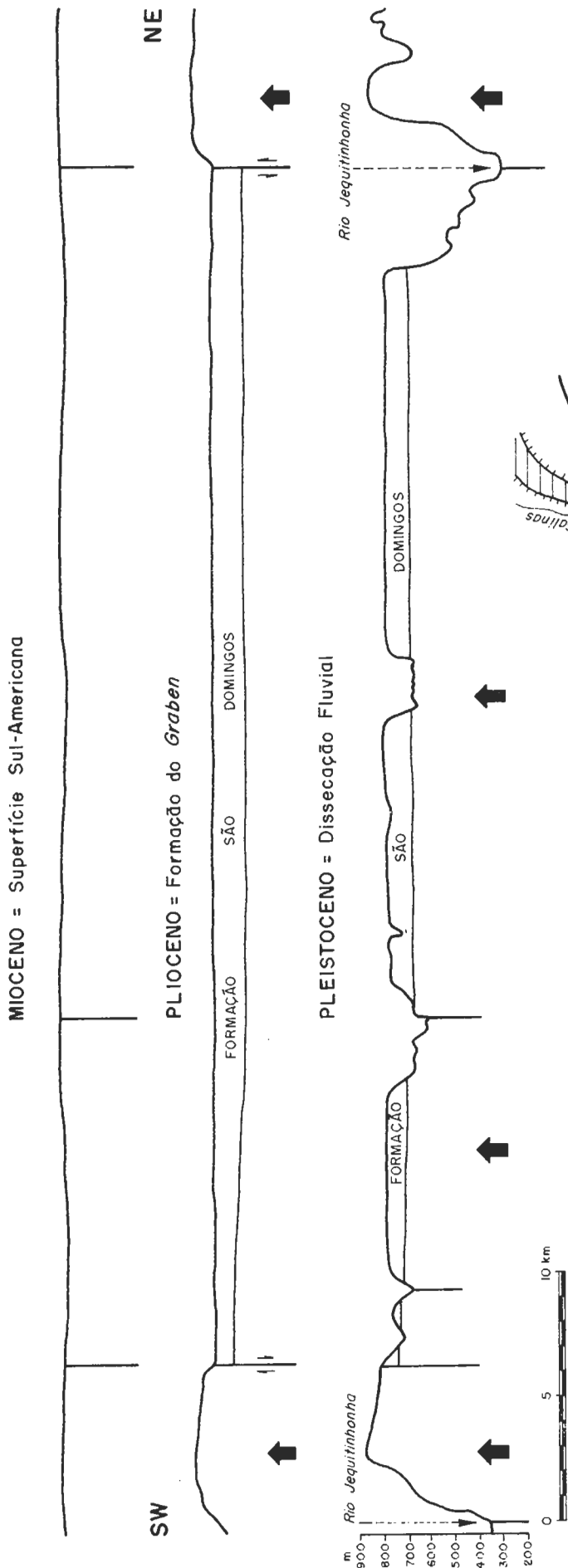
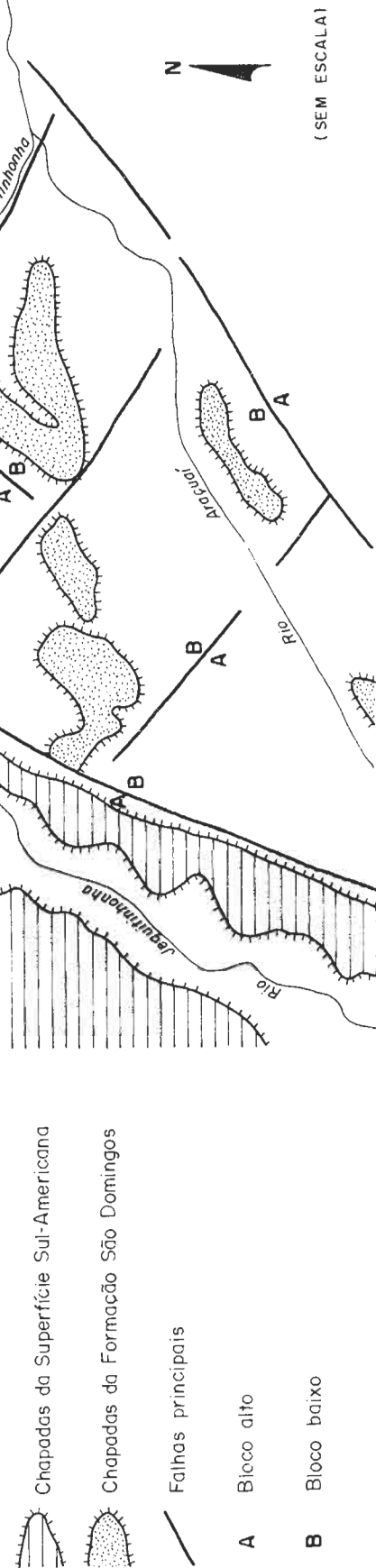


Fig. 6 - ESQUEMA MORFO-TECTÔNICO



MÉTODOS GEOFÍSICOS APLICADOS EM ESTUDOS DE NEOTECTÔNICA

Por

Antonio Claudio Foscolo Nery
Instituto de Geociências da UFMG

Os métodos geofísicos podem ser aplicados nos estudos de neotectônica em to das as suas fases, ou seja:

- 1) Na avaliação da sismicidade.
- 2) Em estudos regionais.
- 3) Em estudos de detalhe.

Desenvolveremos a seguir os itens acima.

AVALIAÇÃO DA SISMICIDADE

Para avaliação real da sismicidade em uma região, deve existir uma rede de sismógrafos distribuída numa malha, cuja distância média entre instrumentos, deverá ser proporcional à intensidade média dos eventos ocorridos na região. Como na região centro-leste do Brasil os eventos normais são de baixa intensidade, nossa malha deverá ser menor possível, tendo como limitação a disponibilidade de recursos para este fim.

Com uma malha de sismógrafos, poderão ser coletados dados que serão analisados estatisticamente, podendo oferecer como produto final, curvas de contorno de distribuição de epicentros, curvas de intensidade média e outros parâmetros que permitirão melhor avaliar as origens do fenômeno.

ESTUDOS REGIONAIS

Para avaliação de possíveis causas de eventos sísmicos, podem ser utilizados vários métodos geofísicos, dos quais podemos destacar a gravimetria, a magnetometria e a sísmica de refração de grande extensão.

O método gravimétrico já tem sido amplamente utilizado em estudos de neotectônica, na localização de falhas e grandes estruturas, utilizando malhas regionais.

As anomalias Bouguer de grandes dimensões, refletem o estado de equilíbrio isostático entre grandes blocos crustais.

Acreditamos que se for feita uma malha mais fina, com medições sistemáticas ao invés da utilização de medições de distribuição errática como tem sido feito até o presente, poder-se-á obter um volume de informações valioso para a elucidação do Modelo Neotectônico Brasileiro.

O método magnético auxilia os estudos de neotectônica, no estudo do comportamento geométrico das grandes estruturas e no posicionamento das camadas crustais e sub-crustais.

DESCRIÇÃO DO MÉTODO GRAVIMÉTRICO

O Método Gravimétrico é um método geofísico que se baseia na medida da aceleração da gravidade em pontos escolhidos na superfície da terra.

Se a terra fosse uma esfera perfeita, imóvel no espaço e homogênea, a aceleração da gravidade seria constante em toda a superfície da terra. As propriedades citadas acima não são verdadeiras. Sendo assim a atração gravitacional varia conforme o local onde está sendo feita a medida. As variações devidas ao movimento do globo terrestre e as variações devidas a deformações de forma, seja pelo achatamento da terra, seja devido aos acidentes topográficos, podem ser computadas e corrigidas, sendo as variações que ainda existirem após feitas as correções, consequência de existência de uma descompensação gravitacional, geralmente devida a uma distribuição anômala de materiais de densidade diferente.

O método gravimétrico pode ser utilizado como avaliador de grandes estruturas, em malha de leituras espaçadas de quilômetros entre leituras, e também em estudos de detalhe, em malha de leituras espaçadas de metros a dezenas de metros.

Os instrumentos de medida são de alta precisão, sendo os gravímetros os aparelhos mais sensíveis, medindo o campo gravitacional a uma precisão de 1/100.000.000. Sendo assim os aparelhos tem que ser estabilizados não podendo as medidas serem feitas com o mesmo movimento.

As medidas após serem feitas no campo, tem que passar por um processamento, hoje em dia feito por computador, para que sejam feitas as correções e o tratamento das informações, que poderão fornecer como produto final, cartas de isogravidade, mapas Bouguer, mapas residuais, mapas de segunda derivada, seções, etc.

DESCRIÇÃO DO MÉTODO MAGNÉTICO

O método magnético, se baseia na medida de uma ou mais das

componentes do campo magnético terrestre, geralmente na superfície da terra.

A variação do campo magnético em intensidade e ou direção, está intimamente relacionada com a susceptibilidade magnética dos materiais ocorrentes na subsuperfície.

O método magnético pode ser um método de prospecção, onde as leituras são geralmente feitas em uma área muito grande, sendo então frequentemente utilizada a magnetometria aerotransportada, por ser mais eficiente e em grande escala inclusive mais econômica.

Quando utilizado em desenvolvimento, as leituras são feitas normalmente em terra, e numa malha mais restrita, com leituras espaçadas entre si de cerca de uma ou algumas dezenas de metros.

As componentes normalmente medidas, são: a componente vertical ou valor total.

Os magnetômetros utilizados hoje em dia, são geralmente eletrônicos, por fornecer leitura digital de alta precisão, com a vantagem adicional de grande rapidez de leitura, podendo a leitura normalmente ser feita na mão, sem a necessidade de orientação ou estabilização do aparelho ou do sensor.

Os dados obtidos no campo, passam por um processamento, e após feitas as correções necessárias, são lançados em mapas, sendo traçadas as isogamas da componente medida.

A interpretação pode ser qualitativa, visual, ou quantitativa, neste caso podendo serem avaliadas as profundidades e posicionamento dos corpos anômalos.

DESCRIÇÃO DO MÉTODO SÍSMICO DE REFRAÇÃO

A sondagem sísmica de refração, é um método geofísico que permite, por meio de leituras executadas na superfície do terreno, a investigação do que ocorre em profundidade, abaixo da superfície, fornecendo dados quantitativos a respeito das propriedades mecânicas dos materiais existentes em profundidade. São assim obtidas as profundidades e as propriedades dos diversos horizontes.

O método se baseia na propagação de ondas elásticas através dos materiais sub-superficiais. A velocidade de propagação de tais ondas está intimamente relacionada com as constantes elásticas dos materiais atravessados.

O método consta em princípio na produção de uma onda elástica por meio de uma explosão ou de um impacto, onde esta que após se propagar em todas as direções, refratando, refletindo e difratando, retorna à superfície e é captada por sensores. Após recebida pelos sensores, ela é amplificada e mostrada em um "ecran" ou registrada em filmes especiais ou ainda gravada em registros eletrônicos definitivos.

Os registros recebidos, são analisados e interpretados por meio de equações matemáticas, geralmente utilizando-se processamento eletrônico, no que resultam obtenção das informações acima citadas.

A disposição dos geofones (sensores da onda), e dos tiros ou impactos, é função do que se pretende obter, do tipo de interpretação a ser feito e das condições geológico-estruturais locais.

Existem duas maneiras de serem interpretados os dados, a saber: interpretação convencional e interpretação ponto a ponto.

A interpretação convencional, fornece um valor médio das espessuras dos horizontes encontrados. É geralmente utilizada em estudos preliminares onde apenas se deseja obter informação geral, sem a necessidade de uma maior exatidão. Para este tipo de interpretação, podem ser detonados apenas dois tiros ou as vezes pode-se até utilizar de fontes mecânicas de energia.

A interpretação chamada de ponto a ponto, fornece uma secção ao longo do perfil, com profundidades dos horizontes calculadas abaixo de cada geofone, daí o nome ponto a ponto. O volume de informação é pois muito maior e de melhor qualidade e precisão. Para proceder-se esta interpretação, são necessários pelo menos 4, e geralmente 5 tiros, as vezes até 7 ou mais, dependendo da complexidade da disposição dos horizontes. Uma outra variante da interpretação ponto a ponto é a chamada interpretação pela frente de onda, que fornece informações do mesmo grau da ponto a ponto e o número de tiros é também o mesmo daquela.

Para investigação de camadas de grande profundidade, o espaçamento entre geofones pode atingir distâncias de quilômetros, e a quantidade de explosivo necessária chega a ser de algumas toneladas. Uma pesquisa deste porte, já foi executada em Minas Gerais, pela Universidade Livre de Berlim, utilizando as explosões da mina da Vale do Rio Doce em Itabira, tendo os geofones sido distribuídos até o sul da Bahia. A distância entre geofones consecutivos foi de 10 km. Serviços desta natureza, poderiam ser feitos em outros locais em Minas Gerais, mas executando perfis diretos e reversos, que permitem uma interpretação ponto a ponto com um volume muito maior de informações.

ESTUDOS DE DETALHE

Os estudos de detalhe, consistem em determinar com precisão o posicionamento de falhas e ou de zonas de fraturamento. Para tal podem ser utilizados os métodos eletromagnéticos, notadamente o VLF, e os métodos elétricos.

DESCRIÇÃO DO V.L.F. (VERY LOW FREQUENCY)

O método V.L.F., é um método eletromagnético capaz de medir a resistividade do subsolo, através de medidas executadas na superfície do terreno, sem a necessidade de fixação de eletrodos.

O método em estudo utiliza como campo físico, uma onda eletromagnética de baixa frequência, de 15 a 30 KHz, utilizada para radio localização e orientação de submarinos.

O nome V.L.F., significa frequência muito baixa. É considerada muito baixa em se tratando de radiocomunicação, pois para geofísica frequências de quilo Hertz são já consideradas bastante elevadas, sendo inclusive causa de limitação do método, pois frequências altas têm a tendência a se propagar próximo à superfície ("skin efect"), limitando a penetração do V.L.F. a cerca de 60 metros. Esta limitação contudo, pouco afeta suas aplicações em estudos neotectônicos, posto serem os sedimentos recentes geralmente de pouca espessura.

As emissoras de frequência muito baixa, existem em vários locais do mundo, sendo as mais importantes, para a utilização em geofísica, seja devido à potência de transmissão, seja devido à localização e também quanto a regularidade de funcionamento, a seguir:

	Prefixo	Freq.(KHz)	Local	Potência(Kw)
Europa	NAA	17,8	Cutler,Main	1000
	UMS	17,1	Moscow,Russia	1000
	FUO	15,1	Bordeaux,França	500
	GBR	16,0	Rugby,Inglaterra	750
Amer.Norte	NSS	21,4	Annapolis, Ml	400
Australia	NWC	22,3	N.W.Cape	1000
Havai	NPM	23,4	Lualualei, Havai	600

Além das acima citadas, existem várias outras, distribuídas pelo mundo. A escolha da estação ideal para um determinado trabalho, depende do local e das estruturas predominantes da região.

As leituras são feitas ao longo de linhas pré-determinadas e a distâncias definidas entre leituras consecutivas. As dimensões da malha são função da geologia local e do que se pretende obter das leituras.

Após executadas as leituras de campo, os valores são geralmente tratados matematicamente, feitas certas filtrações, cuja finalidade é de tornarem os dados mais inteligíveis. Lançados em mapas, obtém-se uma imagem geológico-estrutural da área.

DESCRIÇÃO DO MÉTODO ELÉTRICO

Compreende este método, a medida da eletrorresistividade do subsolo, por meio de eletrodos fixados na superfície do terreno, conectados a um aparelho eletrônico, que faz passar uma corrente elétrica entre dois deles e mede o potencial produzido por esta corrente nos outros dois eletrodos.

Os eletrodos pelos quais passa a corrente elétrica se denominam eletrodos de corrente e são normalmente chamados de A e B. Os eletrodos nos quais mede-se a diferença de potencial, são conhecidos por eletrodos de potencial e se chamam M e N.

O quadripolo de eletrodos, pode assumir vários dispositivos geométricos, conforme os dados que se pretende obter.

A profundidade de investigação, ou seja, o volume de material envolvido na medida, é um princípio proporcional à distância entre os eletrodos. Desta maneira, se for mantida a geometria dos eletrodos e for o conjunto deslocado ao longo do terreno, será obtido um perfil elétrico. Se for mantido um centro fixo e afastados os eletrodos em medidas sucessivas, obtém-se uma sondagem elétrica. Pode-se ainda, coadunar as duas operações, para se fazer uma seção elétrica.

A resistividade dos minerais e das rochas, quando secos é muito grande, sendo os mesmos considerados isolantes. A água contida nos mesmos é responsável pela condução da corrente elétrica. Consequentemente, a resistividade dos materiais naturais é função da quantidade de água contida nos mesmos, e da composição química dela, ou seja, dos eletrólitos dissolvidos.

Pelo acima exposto pode-se concluir que não é possível generalizar, ou tabelar valores da resistividade de cada material, pois uma determinada rocha, pode ter uma resistividade em uma região e outra completamente diferente em outra região, onde a água contida tenha salinidade muito diferente, apesar de conter sensivelmente a mesma

quantidade de líquido nos seus interstícios, devido serem de litologia e textura semelhantes.

Em uma determinada região, a composição salina da água contida nos solos e rochas é a mesma, variando muito pouco de um local para outro, podendo-se afirmar que um material que for mais condutor terá mais água em seu interior, seja devido a uma maior porosidade intergranular, seja devido a fraturamento. Por exemplo uma zona de falha ou fratura, tem normalmente uma resistividade menor, uma rocha mais alterada também conduz melhor a eletricidade que uma mais fraca. Para uma determinada região, pode-se pois correlacionar a resistividade de com um material.

A execução de várias seções, dispostas lado a lado, permite uma visão espacial da condutividade. Da mesma maneira, se forem feitas cartas de isoresistividade com valores de valores de leitura provenientes de profundidades definidas, ter-se-á também uma visão espacial. Evidentemente as formas obtidas nas seções, mais corretamente denominadas pseudo-seções, possuem um certo grau de distorção, sendo relativas as profundidades indicadas. Se for desejável uma interpretação mais quantitativa pode ser feita uma calibragem, que pode ser obtida por outros métodos geofísicos, tal como o sísmico, ou por meio de métodos diretos, tal como a sondagem mecânica.

Na visão planar ou espacial, os contrastes elétricos podem ser associados a variações litológicas ou texturais.

Os dois métodos acima descritos podem ser utilizados na localização ou confirmação de falhamentos que forem julgados responsáveis por movimentações tectônicas.

SESSÃO DE ENCERRAMENTO
DEBATE

A sessão de encerramento deste encontro objetivou um debate aberto e informal entre todos os participantes sobre o conjunto dos problemas tratados durante as sessões anteriores.

Segue aqui um relato sucinto dos principais assuntos abordados.

P:E.T. DE CARVALHO (IGC-UFMG) : É possível avaliar a influência dos esforços de contração e de distensão, ocorrendo nos Andes, sobre o regime tectônico e o sentido de movimento das falhas em nosso território?

R:M.ASSUMPÇÃO (IAG-USP) : Não há como quantificar as forças entre a litosfera e a astenosfera, via sísmica. O que ocorre é uma subdução rasa que implica em esforços compressivos maiores, que ultrapassam as forças de massa gravitacionais da Cordilheira e são sentidos a distâncias ainda difíceis de serem quantificadas.

R:Y.HASUI (IGE-UNESP) : As medidas de tensão obtidas nunca alcançam 20-25 MPa, enquanto, teoricamente, espera-se valores de 40-50MPa. É um problema difícil.

P:A.SAADI (IGC-UFMG) : Os dados apresentados por M.ASSUMPÇÃO mostram que até a borda oeste da Bacia do Paraná as direções dos esforços são totalmente compatíveis com os determinados ao longo da Cordilheira Andina, o que não aparece tão claramente a leste da Bacia do Paraná. Portanto, em que medida pode-se utilizar a cronologia dos eventos andinos como base de trabalho para a região Sudeste do Brasil?

R:M.ASSUMPÇÃO (IAG-USP) e Y.HASUI (IGE-UNESP) : É uma boa linha de pesquisa!

P:A.SAADI (IGC-UFMG) : No mapa apresentado por M.ASSUMPÇÃO aparece uma maior concentração de esforços compressivos E-W na parte central dos Andes, atribuídos ao Plioceno. Isso indicaria uma compressão mais importante neste período e nesta área?

R:M.ASSUMPÇÃO (IAG-USP) : Não. Isso é simplesmente o reflexo de um maior número de dados sobre medidas de tensões obtido no Peru por um grupo de pesquisadores franceses.

Y.HASUI (IGE-UNESP) : (A respeito da opinião, emitida por M.ASSUMPÇÃO em seu trabalho, de que a atividade sísmica não mostra relações com a geologia, mas sim com falhas isoladas). Durante os estudos realizados para a Usina de Resende, numa fase inicial, os epicentros

mostraram relação com lineamentos arqueanos. Posteriormente, considerando o erro de locação dos epicentros, não se obteve uma boa correlação. No entanto, é preciso encontrar um caminho de sistematização. Talvez, deve-se usar a correlação com zonas de fraqueza maiores e não com falhas isoladas. É evidente que o zoneamento sismogênico obtido é artificial, mas ele representa o passo inicial de uma sistematização para se chegar à correlação com a geologia.

R:M.ASSUMPÇÃO (IAG-USP) : A quantificação é que traz o progresso do conhecimento. Ela deve ser orientada para a determinação dos tensores de esforço. Enquanto não se entender porque algumas zonas "parecem" mais-ou menos sismogênicas, a questão fica dúbia.

P:C.D.R.CARNEIRO (IPT-SP) : O que se sabe sobre a profundidade dos sismos?

R:M.ASSUMPÇÃO (IAG-USP) : Nas regiões Nordeste e Sudeste eles acontecem na crosta superior, entre 1 e 15 km. Mas os maiores, os da Amazônia por exemplo, acontecem na crosta inferior, a profundidades de até 40 kms. A correlação com o fluxo térmico é importante para a determinação da profundidade em que pode ocorrer sismo mas não para a determinação do local.

P:P.DE TARSO (UFOP-MG) : Haverá relação entre os depósitos de gas do Supergrupo Bambuí, na região de MANGA-MG, e os sismos rasos (1km) que lá ocorrem?

R:M.ASSUMPÇÃO (IAG-USP) : Acredito que os sismos estão ocorrendo abaixo dos calcários, no embasamento.

P:A.SAADI (IGC-UFMG) : Porquê alguns autores não consideram nos seus trabalhos os casos de sismos induzidos, se como foi dito aqui, esses ocorrem em áreas com predisposição?

R:M.ASSUMPÇÃO (IAG-USP) : Os sismos induzidos devem ser considerados pois significam simplesmente uma antecipação da ocorrência ligada à pressão exercida pelo represamento.

J.A.MIOTO (IPT-SP) : Por isso que a delimitação das zonas sismogênicas é interessante, visto que permite detectar as áreas com maior probabilidade de movimentação neotectônica.

C.RICCOMINI (IG-USP) : Não definimos até agora o intervalo de tempo que estamos considerando para a neotectônica. Até há pouco tempo a atividade neotectônica era relacionada com o Holoceno. Hoje, a Comissão de Neotectônica do INQUA estende este intervalo para até 10 Ma.. Acho importante, neste workshop, precisar a nossa posição.

C.D.R. CARNEIRO (IPT-SP) : A preocupação é entender o que aconteceu nos últimos 30 Ma.. Este período é importante pelo menos para o Nordeste.

Y.HASUI (IGE-UNESP) : Existe um campo da geologia denominado Geotectônica com todo seu acervo de objetivos e métodos. A neotectônica só está separada deste campo por conveniência. Definir um ponto inicial para a neotectônica é uma questão sem solução única. Visto que a neotectônica é ligada às características das estruturas anteriores, este ponto inicial vai diferir de uma região do mundo para outra. No caso do Brasil, a neotectônica significa o conjunto de processos relacionados aos fenômenos intraplaca. Mas ela começou quando? Será que começou ao mesmo tempo

em todo o território? Temos que procurar os registros geológicos concretos. Um deles deve corresponder à sedimentação Barreiras, o que nos levaria a iniciar o período neotectônico no Neogeno (Mioceno em diante).

A.SAADI (IGC-UFGM) : A definição do período considerado para a atividade neotectônica é de suma importância e se relaciona com o problema das referências cronológicas para o neocenozóico. Não temos referências precisas no Brasil para o limite Terciário - Quaternário. Portanto, acho mais lógico endossar a definição do tempo neotectônico que prevalece a nível internacional. Neste caso, não teria preocupação com um período pré fixado, mas se consideraria como neotectônico o conjunto das movimentações que explicam a configuração geomorfológica atual.

VÁRIAS PESSOAS : A respeito das superfícies de aplainamento como instrumentos de datação.

O consenso geral é de que elas tem que ser consideradas com muito cuidado, visto que tanto o seu número quanto as idades a elas atribuídas são especulativos.

C.RICCOMINI ressaltou que a única superfície datada é a do Japi, com idade do Oligoceno Inferior. Para A.SAADI o quadro das superfícies de aplainamento em Minas Gerais é muito confuso. Em primeiro lugar, é difícil encontrar no campo o número de superfícies definidas por L.KING. Em segundo lugar os dados recentes mostram que, em várias áreas, o desdobramento de níveis não corresponde à realidade, visto que se trata de um deslocamento tectônico de uma mesma superfície. Em terceiro lugar, a elaboração de uma superfície de aplainamento leva muito tempo o que confere à sua datação uma certa elasticidade, não muito adequada à correlação com os eventos tectônicos.

DISCUSSÃO SOBRE APLICAÇÕES DA NEOTECTÔNICA:

J.A.MIOTO (IPT-SP) : Os estudos de neotectônica e sismicidade têm aplicações para:

- estudo de estabilidade de obras de engenharia;
- planejamento urbano;
- localização de centrais nucleares;
- estabelecimento de diretrizes de verificação do comportamento sísmico em hidrelétricas e áreas de usinas nucleares;
- avaliação de impacto ambiental em áreas problemáticas, tipo Serra do Mar.

Em seguida, preconizou a necessidade de fazer gestões junto às concessionárias de obras para a implantação de estudos mais detalhados, visando:

- confecção de mapas de risco sísmico que só existem para as regiões Sudeste e Nordeste;
- localização de armazenamento de rejeitos radioativos;
- estabilidade de plataformas de perfuração/exploração marinhas, principalmente na zona do Cabo Frio e na Bacia Potiguar.

Y.HASUI (IGE-UNESP) : Ressaltou outros casos de aplicação do conhecimento neotectônico:

- estabilidade de escavações (exemplo da Mina de Caraíba) através do estudo de tensões dos maciços, residuais ou não;
- estanqueidade de maciços (exemplo da Mina de Jacupiranga).

A.SAADI (IGC-UFMG) : Completou, mostrando que as aplicações podem se estender a:

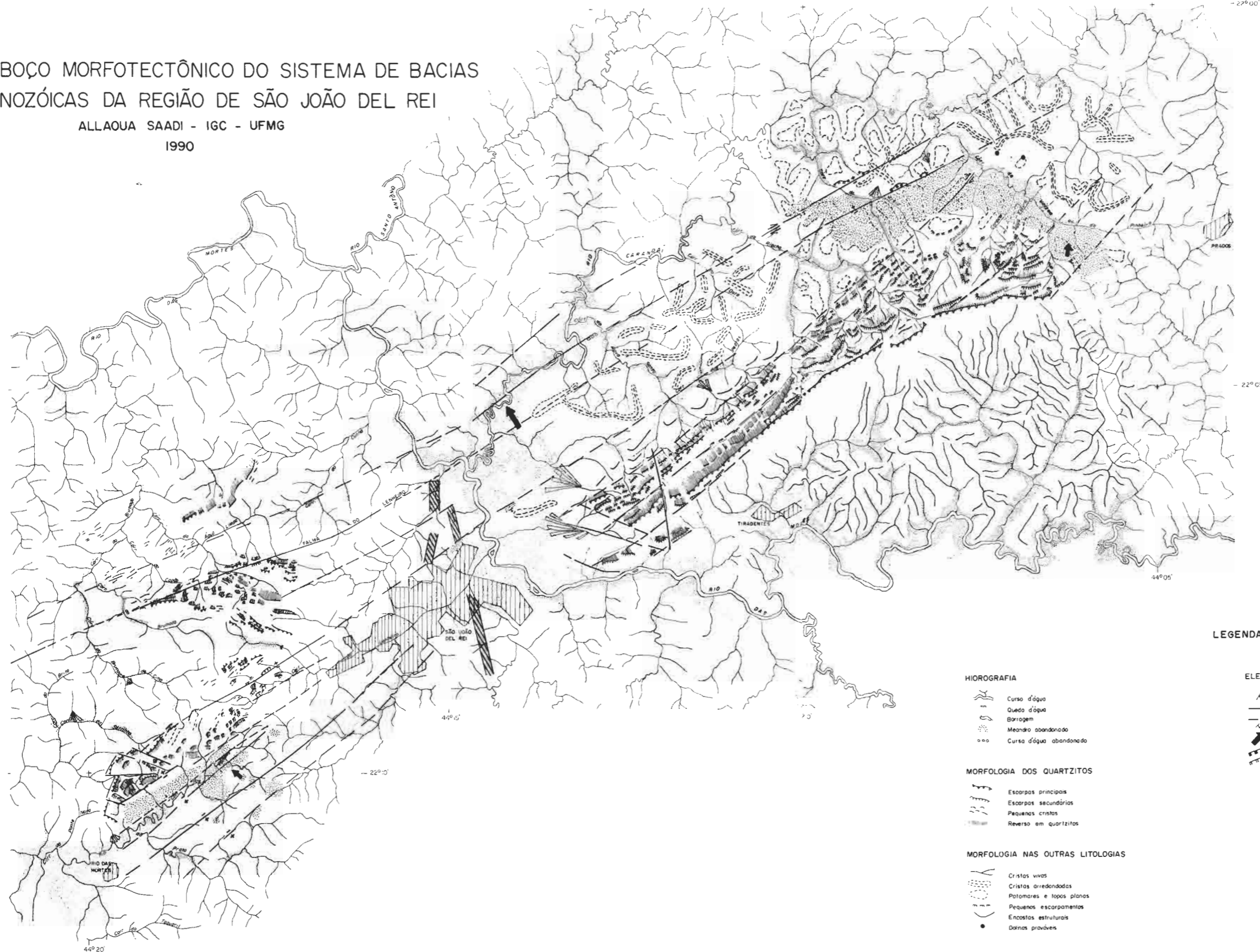
- prospecção mineral em jazidas aluvionares, facilitando a localização dos plácidos de minerais pesados e o estabelecimento do controle estrutural de níveis mineralizados.
- hidrogeologia, onde pode ajudar na detecção de mananciais novos e inesperados.

ENCERRAMENTO : O Prof^o A.SAADI encerrou o encontro, agradecendo a presença de todos e o apoio recebido para a organização e a condução deste 1^o Workshop sobre Neotectônica. A sugestão um segundo encontro foi acolhida favoravelmente por parte do colega CELSO DAL RÉ CARNEIRO que acha possível organizar o próximo no Instituto de Pesquisas Tecnológicas de São Paulo, dentro de um prazo de dois anos.

RELATORES: ANTÔNIO CARLOS PEDROSA SOARES
ALLACUA SAADI

ESBOÇO MORFOTECTÔNICO DO SISTEMA DE BACIAS CENOZÓICAS DA REGIÃO DE SÃO JOÃO DEL REI

ALLAOUA SAADI - IGC - UFMG
1990



LEGENDA

HIROGRAFIA

- Curso d'água
- Queda d'água
- Barragem
- Meandro abandonado
- Curso d'água abandonado

MORFOLOGIA DOS QUARTZITOS

- Escarpas principais
- Escarpas secundárias
- Pequenas cristas
- Reverso em quartzitos

MORFOLOGIA NAS OUTRAS LITOLOGIAS

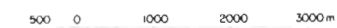
- Cristas vivas
- Cristas arredondadas
- Patamares e topos planos
- Pequenos escarpamentos
- Encostas estruturais
- Dornas proáveis

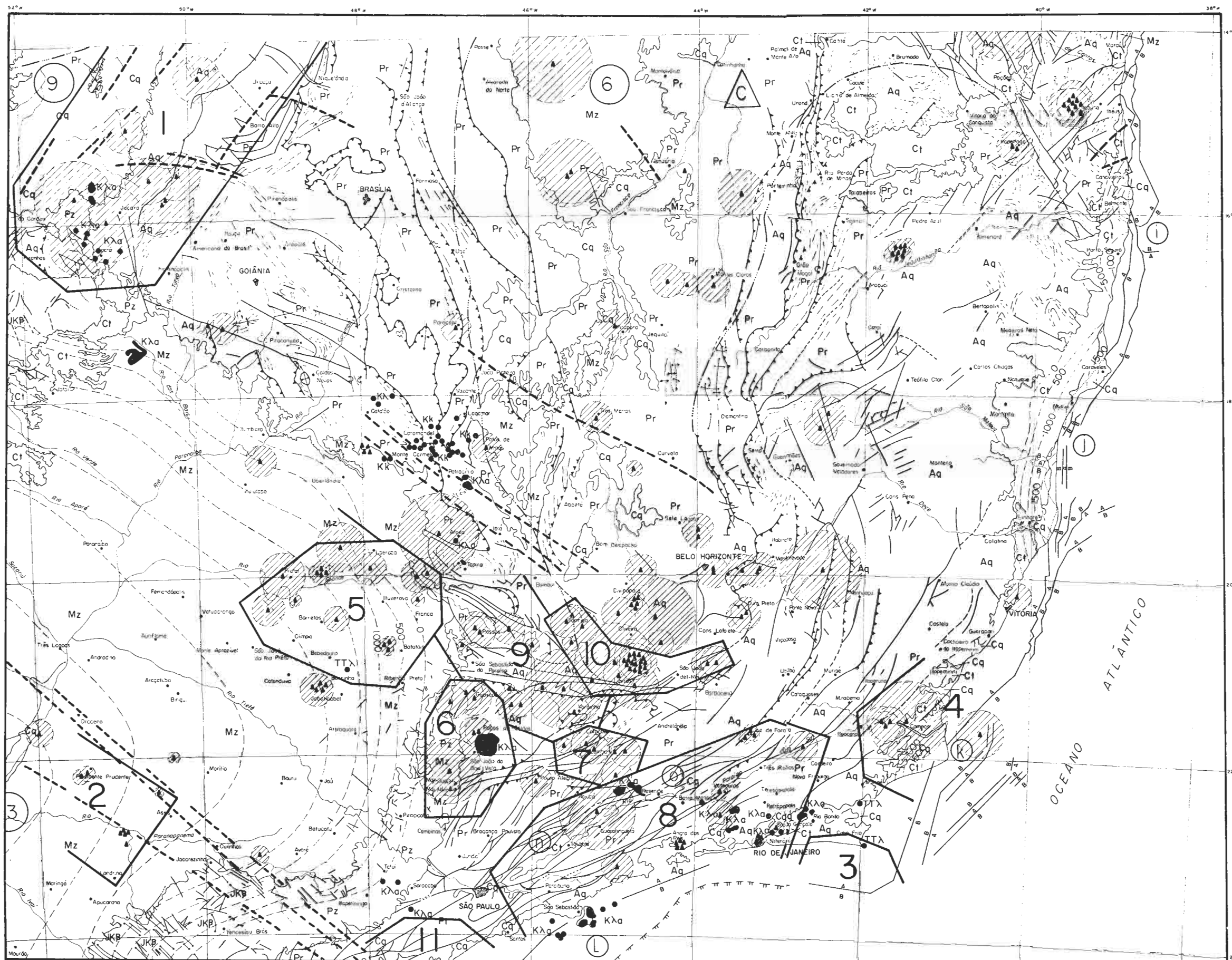
SEDIMENTOS CENOZÓICOS

- Sedimentos plio-pleistoceno
- Alúvios recentes
- Cones aluviais recentes

ELEMENTOS MORFOTECTÔNICOS DIRETOS

- Diques de diabásio (Mesozóico?)
- Falhas aluviais no Cenozóico
- Falhas proáveis aluviais no Cenozóico
- Basculamento local
- Basculamento generalizado
- Escarpa de falha recente
- Escarpa de falha recente, provável





IDENTIFICAÇÃO DE ÁREAS CRATÔNICAS E BACIAS SEDIMENTARES

- △ CRATÔNS PRÉ-BRASILIANOS
- C — São Francisco
- BACIAS SEDIMENTARES INTRACRATÔNICAS
- 3 — Paraná
- 6 — São Francisco
- 9 — Bananal
- BACIAS SEDIMENTARES COSTEIRAS E MARGINAIS
- i — Bahia Sul
- j — Espírito Santo
- h — Campos
- l — Santos
- n — Taubaté
- o — Resende

LITOLOGIAS

ROCHAS CENOZÓICAS

- Cq — Rochas quaternárias
- Ct — Rochas terciárias
- TTλ — Rochas alcalinas

ROCHAS MESOZÓICAS

- Mz — Rochas triássicas, jurássicas e cretáceas
- Kk — Kimberlito
- Kβ — Dique de diabásio
- Kλα — Rochas alcalinas
- JKB — Dique de diabásio

ROCHAS PALEOZÓICAS

- Pz — Rochas cambrianas, ordovicianas, silurianas, devonianas, carboníferas e permianas

ROCHAS PROTEROZÓICAS E ARQUEANAS

- Pr — Rochas do Proterozóico Superior, Médio e Inferior

Aq — Rochas do Arqueano

ELEMENTOS GEOLÓGICO-ESTRUTURAIS

- Eixo de flexura
- Lineamento magnético
- Limite de área cratônica
- 2000 — Isópaca (2.000m)
- Lineamento estrutural
- Falha ou fratura
- Falha de empurrão ou inversa (triângulo no bloco alto)
- Falha normal (A=bloco alto, B=bloco baixo)
- Anticlinal com cáimento
- Sinclinal
- Contato entre unidade geológicas

ELEMENTOS SISMOLÓGICOS

- Epicentro provável
- Região de erro epicentral
- Limite de zona sísmogênica
- 1 Zona sísmogênica de Parangatu
- 2 " " de Presidente Prudente
- 3 " " de Cabo Frio
- 4 " " de Campos
- 5 " " do Rio Grande
- 6 " " de Pinhal
- 7 " " de Caxambu
- 8 " " de Cunha
- 9 " " de Passos
- 10 " " de Bom Sucesso
- 11 " " de Cananéia

0 25 50 100 250 km
ESCALA 1:2.500.000

OB: Mapa geológico-estrutural parcial do Brasil, obtido do "Mapa geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais" (DNPM, 1981).

NOTA: Mapa pertence ao artigo "Tentativa de zoneamento sísmico do Sudeste Brasileiro", de J.A. MIOTO