

ELEMENTOS ESTRUTURAIS DA PARTE NORDESTE DA BACIA DO PARANÁ: CLASSIFICAÇÃO E GÊNESE

PAULO C. SOARES *

ABSTRACT

In this paper the structural framework of the northeastern part of the Paraná Basin is analysed; this study is based on regional mapping and detailed geologic and structural survey of the more representative structures.

The regional structural pattern is characterized by homoclinals with strikes approximately at the same direction of the sedimentary outcropping belt dipping less than 1°.

The local structures are represented by isolated faults or fault systems, horst and grabben, and domic structures. The faults and fault zones have variable extension up to 50 km and slips less than 150 m. The domic structures are well exemplified by the Anhembi and Pitanga domes, with beds dipping 1 to 4° and closure up to 100 m. The major axis of these structures and the major faults have the same direction of the homoclinals.

Most of these structures seems to be produced neither by tensional nor compressional forces external to the basin, but as response to compressional stress originated by the subsidence of the basin as part of the earth spherical surface and the consequent reduction of area by flattening.

INTRODUÇÃO

Os trabalhos de mapeamento geológico em semi-detulhe que realizamos na faixa de afloramentos das rochas gonduwânicas da Bacia do Paraná, no Estado de São Paulo (Andrade e Soares, 1971, Soares *et alii*, 1973), deram suporte a uma avaliação sistemática das feições estruturais apresentadas pelas coberturas paleozóicas e mesozóica. Investigações mais detalhadas sobre algumas estruturas permitiram caracterizar sua morfologia com o intuito de buscar uma resposta a questões relativas a sua gênese.

Em diversos trabalhos, desde o segundo quarto deste século, as estruturas existentes na parte paulista da Bacia do Paraná foram objeto de investigações, tendo sido consideradas interessantes do ponto de vista da prospecção de petróleo. Washburne (1930) em sua excelente monografia sobre a geologia do petróleo no Estado de São Paulo, descreveu diversas estruturas consideradas anticlinais, como Pitanga, Boa Esperança (Pau D'Alho), Charqueada, Serrote, etc; quanto às falhas, considerou-as pequenas e raras, resultantes de ajustamento aos dobramentos.

Contrariamente ao ponto de vista de Washburne (*op. cit.*) Oppenheim e Malanphy (1934) deram grande importância aos falhamentos, na área de São Pedro e Charqueada, tendo considerado como falhas, as variações altimétricas dos horizontes-guia encontrados em poços e sondagens geofísicas.

Almeida e Barbosa (1953) reforçaram o papel das estruturas dobradas do tipo domo e periclinal no arcabouço estrutural da região de Piracicaba e Rio Claro, considerando as falhas como elementos pouco importantes.

Mais recentemente diversos trabalhos (Fulfaró *et alii*, 1967) têm considerado os falhamentos como os processos fundamentais na tectônica da bacia. Alguns trabalhos (Bjornberg, Gandolfi e Par. guassu, 1971) têm mesmo defendido a idéia de que os falhamentos foram ativos durante o Cenozóicos e que os movimentos dominantes tem sido horizontais.

Andrade e Soares (*op. cit.*) descreveram as principais estruturas no Centro-Leste de São Paulo, classificando-as como falhas de gravidade e dobras descontínuas, produzidas por esforços verticais. Neste trabalho caracterizamos algumas estruturas-tipo, destacando-se que tanto os processos de ruptura como de dobramentos suaves produziram estruturas de magnitude similar.

ESTRUTURA REGIONAL

Do ponto de vista regional, a estrutura da Bacia do Paraná no Estado de São Paulo comporta uma divisão em 3 compartimentos, cada um com características de homoclinal.

Os diferentes compartimentos podem ser definidos como homoclinais sub-horizontais com os mergulhos tendendo para direções convergentes. Homoclinal é o termo que mais se aproxima, embora os mergulhos apresentem uma variação sistemática da periferia para o interior da bacia, diferente para cada unidade, e variações locais próximo a falhamentos ou dobramentos suaves.

Na parte sul do estado, situado na bacia do Paranapanema, as direções dominantes são EW, formando o homoclinal do Paranapanema. O mergulho médio é de 10m/km, ou seja, menor que 1° para N e NNW.

Na linha Botucatu-Itu há uma modificação na direção das camadas mais superiores da coluna, sendo mais suave nas inferiores, representada pela curvatura suave do contato do Grupo Itararé com o embasamento cristalino. Daí para Norte, correspondendo à bacia hidrográfica do Rio Tietê, as camadas tem direções dominantes N-S até o Rio Jacaré-Guaçu. Um grande número de estruturas locais modificam sensivelmente o caráter de homoclinal.

Na bacia dos rios Jacaré-Guaçu e Jacaré-Pepira ocorre uma estrutura sub-regional, com eixo N20-30W, representada pelo arqueamento das camadas na faixa de ocorrência das unidades mesozóicas.

Na bacia hidrográfica do Rio Mogi-Guaçu as camadas tem mergulho dominante para N45E, formando o homoclinal do Mogi-Guaçu. Na bacia do Rio Pardo dominam os mergulhos para W. Na bacia do Rio Grande os mergulhos orientam-se para WSW.

Esta descrição generalizada omite variações significativas na atitude das camadas de idades muito diferentes, como, por exemplo, quando são comparadas camadas do Permo-Carbonífero com as do Mesozóico.

ESTRUTURAS LOCAIS

Na faixa de afloramentos das rochas das formações Pirambóia e Botucatu, Irati, Estrada Nova e Tatuí, estão mapeadas o maior número de estruturas. Em parte esta repartição deve-se à presença de maior número de horizontes-guia mapeáveis nestas unidades. Apesar disto, acreditamos haver realmente tal repartição estrutural, com maior intensidade na movimentação por ruptura ou dobramento em certas zonas do flanco da bacia.

Não é conhecida em outras partes da bacia intensidade semelhante, de estruturas dobradas, conforme os resultados obtidos no mapeamento sistemático do flanco E da Bacia do Paraná pelos geólogos da PETROBRÁS (Tomasi, 1973; Andrade e Soares, 1970 e 1971). No Rio Grande do Sul são conhecidas dobras suaves como os domos de Itu e de Jarau (Grehs, 1969; Carraro *et alii* 1972).

Os tipos básicos de estruturas que ocorrem na região são: falhas isoladas, sistemas lineares de falhas, *horst* e *graben*, domos e flexuras (periclinais). A associação entre estas diferentes formas é bastante freqüente, porém por comodidade as trataremos isoladamente.

Falhamentos Isolados e Sistemas Lineares

As falhas isoladas são bastante frequentes, porém têm pequena expressão na estrutura regional, seus rejeitos são pequenos, inferiores a 20 m, ao longo de planos verticais. Comumente apresentam diques de diabásio associados, introduzidos após o falhamento. É comum apresentarem dobras de arrasto ou acentuação do mergulho no bloco rebaixado, como na falha de Iracemápolis.

Algumas pequenas falhas, com rejeitos verticais inferiores a 3 m são reversas e apresentam plano com inclinação em torno de 60°. Às vezes, apresentam dobras de arrasto, micro-dobramentos e zona milonitizada ou brechada como na falha de Angatuba.

Mais rara é a ocorrência de pequenas falhas de acavamento com ângulos inferiores a 20° e rejeito inferior a 2 m. Mostram gradação para dobras suaves nas camadas de cima.

Descrevemos como sistemas lineares de falhas, zona de falhamentos em que linhas de ruptura mais longas apresentam-se em direções similares. Como exemplo característico temos o *sistema Rio das Pedras-Piracicaba-Ipeúna* (Mapa). A direção dominante é N 10° - 20° W. Os rejeitos são variáveis ao longo do sistema, porém são comuns deslocamentos em torno de 50 m, podendo atingir até 100 m. No perímetro urbano de Piracicaba estas falhas podem ser verificadas em diversos locais, destacando-se o cruzamento da linha férrea com a avenida de contorno. Algumas evidências diretas são encontradas ao longo da estrada que acompanha o Rio Corumbataí entre Piracicaba e Paraisolândia. A sul de Piracicaba, os blocos rebaixados (W) e sobrelevados não apresentam grandes alterações no mergulho, porém entre esta cidade e Paraisolândia o bloco sobrelevado (E) apresenta-se com mergulhos fortes, podendo atingir até 10°. Estes mergulhos acentuam a amplitude, para W, do domo de Pitanga.

Outros sistemas de falhas mapeados são: Descalvado-Santa Cruz da Conceição, Santa Rita-Tambaú, Paranapanema-Angatuba.

Associados às falhas do Sistema Santa Rita-Tambaú, ocorrem espessos diques e *sills* de diabásio. As direções das principais falhas são W-NW, e os blocos rebaixados estão para N e NW. Todas elas tem boas indicações no campo e na foto. Estas falhas afetam o contato Pirambóia-Estrada Nova e alguns *sills*. Na boca do canion do Rio Claro (afluente do Mogi-Guaçu) vê-se a falha e dique com bloco baixo para NW e um espesso *sill* num mesmo nível de um e outro lado, numa evidência de que o falhamento foi anterior à intrusão.

O sistema Descalvado-Santa Cruz da Conceição, é formado por falhas com direções entre N20E e N70W e com bloco baixo para oeste e na maior parte está associada com diques e *sills*; destes o maior é o de Pirassununga. Os rejeitos são menores que 50 m.

O sistema Paranapanema-Angatuba apresenta direções N30E e EW. A extensão afetada é de 40 km. O bloco baixo situa-se a norte, afetando o contato Pirambóia-Estrada Nova. Os rejeitos são pequenos, em torno de 30 m.

Outro sistema de falhas, já de menor expressão, é o de Guareí-Torre de Pedra-Morro de Bofete, com uma extensão de 30 km; os rejeitos são pequenos porém localmente devem se aproximar de 100 m (próximo ao Morro de Sarandi). Esta linha de ruptura aflora no km 175 da Rodovia Castelo Branco, onde duas pequenas falhas formam um *horst*.

Algumas características são comuns à maioria destas falhas: 1^o) apresentam os planos verticais, e têm rejeitos inferiores a 100 m; 2^o) apresentam associação descontínua com intrusivas no plano de falha; 3^o) são falhas longitudinais ou oblíquas, ou seja, paralelas ou formando pequeno ângulo com a direção das camadas nos diferentes homoclinais; 4^o) são falhas concordantes, isto é, o bloco rebaixado é o da parte interna da bacia; 5^o) estão associadas a variações nos mergulhos em áreas afastadas do plano de falha até 10 km.

Horst e Graben

O sistema de *horst e graben* de Pau D'Alho e Fazenda Milhã constituem a mais conspícua movimentação tectônica por falhamentos da região estudada. A presença de grandes morros testemunhos capeados por basalto, com altitudes superiores a 700 m, numa área com altitude média inferior a 600 m e o forte basculamento exibido em suas superfícies despertam o interesse por esta área. Situa-se no divisor de águas de Piracicaba e Tietê a uns 20 km SW de Piracicaba (Mapa).

Washburne descreveu esta área como composta por dois anticlinais: Boa Esperança (ou Pau D'Alho) e Serrote. Também Almeida e Barbosa (*op.cit.*) atribuíram forma dômica à estrutura de Pau D'Alho, não identificando os falhamentos aí existentes.

Estas estruturas são caracterizadas por um sistema de falhas, predominando em extensão e rejeito a série com direção N40-50W.

A falha principal denominamos Falha de Monte Branco; passa a 500 m oeste da vila homônima, na estrada de Piracicaba para Laras, com direção N40W. Aparece neste lugar 2 planos de falhamento com intrusivas associadas; passa na face SW do Monte Branco, na Fazenda São Pedro e na estrada de Piracicaba para Anhembi. Em toda a sua extensão, de mais ou menos 20 km apresenta

intrusiva, que é responsável pelo bom alinhamento topográfico e textural perceptível na fotografia aérea.

No lado NE desta falha sobrelevaram-se diferencialmente dois blocos a norte e a sul do Monte Branco. Ao primeiro mantemos a denominação de Pau D'Alho e chamamos o segundo de Milhá. O bloco do Serrote está estruturalmente rebaixado.

O bloco de Pau D'Alho é o que soreu maior movimentação estando limitado em todos os lados por falhas de grandes rejeitos, destacando-se as falhas de Boa Esperança que o limitam para NE. São duas falhas paralelas: uma delas associada a dique, passa a sul da Fazenda Boa Esperança, onde aparecem pequenos morros alinhados; a segunda situa-se no Arroio alinhado junto a esta fazenda. Estas falhas se unem e sofrem uma inflexão para sul a norte do Monte Branco, fechando o bloco de Pau D'Alho contra a falha do Monte Branco.

O bordo NW do bloco de Pau D'Alho é limitado por falhas em direção N40E passando junto a Fazenda São Pedro, no Córrego do Mico. A esta zona de falha estão ligados os mergulhos e metamorfismo de siltitos da Formação Estrada Nova e a intrusiva que ocorrem na estrada de Piracicaba para Anhembí, pouco a leste, deste córrego.

Associadas a este bloco são interpretadas outras falhas destacando-se a de Serra Floresta, limitando o bloco rebaixado (*graben*) desta serra, a falha da Serra da Fortaleza com o baixo para sul e a falha de Pau D'Alho, que passa, associada à intrusiva, junto à fazenda do mesmo nome.

A estrutura de Pau A'Alho é pois, um sistema de *horst* e '*graben* e não dômica como havia sido interpretada por autores precedentes. A disposição dos mergulhos confirma uma estrutura de blocos falhados, com morros adernados em diferentes direções (Fig. 2). Os altos mergulhos, de até 25° nas camadas do Estrada Nova estão no bloco baixo da falha de Monte Branco, e são interpretados como dobras de arrasto na falha. Outros mergulhos também altos em diversos pontos são muito locais, estão muito próximos aos planos de falha e intrusivas, indicando serem de dobras de arrasto e não resultantes de arqueamento. A parte central da estrutura, o *horst*, apresenta as camadas quase horizontais. O Monte Branco é um bloco baixo de falha, do tipo *graben*, adernado para NW, situado entre o *horst* de Pau D'Alho e de Milhá.

O outro bloco sobrelevado da parte norte da falha de Monte Branco foi denominado de Milhá, relativo ao vilarejo e fazenda de mesmo nome, situados juntos às nascentes do Ribeirão Pederneiras, próximo à estrada de Saltinho para Laras. A NE, este bloco é limitado por uma falha N40W, da Fazenda São Francisco, com o alto para SW, estabelecendo-se uma estrutura tipo *horst*, semelhante a de Pau D'Alho. Nas estradas que ligam Piracicaba e Saltinho a Laras são vistas as grandes perturbações produzidas por estes falhamentos e intrusões. Outras falhas menores estão presentes neste *horst* assim como diques, conforme está assinalado no Mapa. O morro do Capitão (ou Serrote) faz parte do bloco baixo NE, basculado para SE, pelas falhas da Fazenda São Francisco, do Córrego São Joaquim, e provavelmente do Ribeirão Água Branca. Este morro e o Monte Branco esculpido em blocos basculados em sentidos quase opostos, vistos de lugares a nordeste, como Piracicaba dão a forte impressão de pertencerem a flancos opostos de um anticlinal, como o supôs Washburne (*op.cit.*).

Os mergulhos nestes dois *horsts* são muito variáveis, e isto é explicado pela grande quantidade de falhas, formando um mosaico em que cada setor tem seu próprio mergulho produzido pelas diferenças de rejeito nas diferentes falhas ou numa mesma e acentuado pelas dobras de arrasto.

Washburne (*op.cit.*) e Almeida e Barbosa (1953) citam a existência de um derrame sobre o Permiano. A nosso ver, o local em referência pelo primeiro autor, situado no acesso norte para a Fazenda Bonfim a uma altitude de 600-660 m é constituída por um *sill*, alimentado por um grande dique que o limita a S. Não existe continuidade entre este corpo de diabásio e os basaltos que capeiam a Serra da Fortaleza, a não ser através do dique. Há uma falha com direção N80W, passando próximo a face norte da escarpa da referida Serra e nas cabeceiras do Córrego do Bonfim, parcialmente associada ao dique citado, com o bloco norte elevando o Permiano, em cujo topo penetrou o diabásio a cotas tão altas quanto 600 m, próximas das do basalto da Serra da Fortaleza.

A avaliação precisa dos rejeitos das falhas presentes nestas estruturas é um tarefa difícil. Entretanto a presença do Estrada Nova na parte central da estrutura à altitude de 600 m e da Formação Serra Geral a 650-700 m dão uma idéia da magnitude destes rejeitos; há omissão de maior parte do Pirambóia, conforme é indicado no corte geológico em anexo (Fig. 2) permitindo atribuir rejeitos máximos da ordem de 150-200 m, nas falhas de Monte Branco e de Boa Esperança.

Estruturas Dômicas

As principais estruturas dômicas estão assinaladas no mapa anexo (Fig. 1). Estas são denominadas conforme sua localização: domo de Urucaia, (localidade de Santana do Urucaia, 12 km norte de Rio Claro), domo de Jacu, domo de Artemis. As estruturas de Carlota Prenz e Anhembí-Piapara foram descobertas por Still (1952). As de Jacu e Artemis foram descobertas por nós a serviço da PETROBRÁS (Andrade e Soares, *op.cit.*) A de Urucaia descobrimos mais recentemente. Algumas destas estruturas foram contornadas estruturalmente por Gonçalves e Schneider (1971). O

domo de Pitanga, também já é conhecido de longo tempo, tendo sido levantado por Barbosa e Gomes (1958). Detectamos outras estruturas com referência ao contato Pirambóia-Botucatu, como o alto de Santa Eudóxia, de Jacaré-Guaçu, etc (Mapa).

Apresentamos algumas características gerais destas estruturas:

- 1ª — Forma dômica, com relação eixo maior/eixo menor inferior a dois;
- 2ª — Altura de fechamento máximo em torno de 50 m (domo de Anhembi-Piapara) cobrindo áreas entre 100 e 300 km²;
- 3ª — Associação de falhas com o bloco alto do lado arqueamento (domo de Jacu) e na situação inversa (Anhembi);
- 4ª — Presença de amplitude de levantamento superior a 200 m e mergulhos de 1/2 a 6°;
- 5ª — Existência de depressões estruturais ou planos sub-horizontais entre os altos;
- 6ª — Presença de diabásio em superfície e subsuperfície em algumas estruturas (Pitanga, Anhembi) e ausência em outras (Artemis);
- 7ª — Presença de acunhamento da Formação Serra Geral e Botucatu no sentido dos eixos de algumas estruturas, produzido pela erosão pré-Bauru (alto de Santa Eudóxia, de Bocaina);
- 8ª — As camadas atribuídas à Formação Bauru não se encontram afetadas nestas estruturas.

Descreveremos sucintamente as estruturas de Anhembi e de Pitanga, e o alto alongado do Jacaré-Guaçu.

Domo de Anhembi

Esta estrutura reflete-se no mapa como uma janela da Formação Estrada Nova na faixa de afloramento da Formação Pirambóia, no vale do Rio Tietê, nas proximidades da cidade de Anhembi e vila de Piapara, desde o ribeirão das Conchas até o ribeirão Alambari. A inversão de mergulho está evidente ao longo do Rio Tietê: nas proximidades de Laras o contato Pirambóia-Estrada Nova, com mergulho de 1-2° NW passa à sub-superfície e recorre a 10km a jusante com mergulho de 1° para SE. Ao longo da calha do rio as camadas mais antigas começam a recorrer, aflorando até 60m do permiano a 3 km oeste de Anhembi. Este mesmo fenômeno de inversão é visível no vale do Rio do Peixe e na estrada entre Conchas e Anhembi. Os mergulhos pequenos, em torno de 1° no flanco leste da estrutura e 2° e 4° no flanco oeste dão idéia da suavidade do arqueamento.

A estrutura compõe-se de 3 blocos movimentados diferencialmente: (Fig. 6 e 4) bloco Anhembi, bloco Anhembi-sul e bloco Piapara, separados por falhas verticais, de rejeitos máximos em torno de 50m. O bloco Anhembi-Sul apresenta mergulhos fortes entre 2 e 5° crescentes em direção ao plano da falha, onde situa-se o ponto mais alto da estrutura. No bloco de Piapara ocorrem mergulhos menores que 2°, também crescentes em direção à falha do mesmo nome.

Uma terceira falha, de certo modo associada à estrutura, ocorre a 10 km norte de Anhembi; embora não tenha sido observada no campo, sua existência é indicada por fortes alinhamentos e pela presença dos contatos Serra Geral-Botucatu em altitudes muito baixas no bloco norte. Tem direção idêntica às outras. A única falha com dique associado, visível no campo, é a Anhembi-Sul, refletindo na fotografia aérea bom alinhamento topográfico. O bloco Anhembi é o único que apresenta mergulhos divergentes em todas as direções de um ponto situado a aproximadamente 7 km (N70W) de Anhembi sugerindo ser aí o centro da estrutura, embora este ponto esteja uns 20m mais baixos que o ápice do bloco Anhembi-Sul e à mesma altura que o bloco de Piapara. Esta situação, à primeira vista, nos leva a pensar que as falhas Anhembi-Sul e de Piapara sejam posteriores ao arqueamento.

Considerando-se o mergulho médio do homoclinal de Paranapanema junto ao Rio do Peixe em torno de 10-15m/km podemos estimar o levantamento sofrido pela área; este mergulho, não houvesse sido modificado pela estrutura local, indicaria para o contato Pirambóia-Estrada Nova uma altitude 300m mais baixa, no mínimo, que a altitude do contato na área de Conchas. Ou seja, no centro da estrutura este contato deveria estar a 250m de altitude. Sua altitude, neste ponto, sendo de 530 m indica que o soerguimento foi da ordem de 280 m e que mesmo os blocos baixos das falhas tiveram levantamento superior a 200 m.

A rede de drenagem desenvolvida nesta estrutura é um pouco anômala tendo-se em vista o padrão regional dos afluentes do Tietê. É interessante que são as linhas de drenagem de ordem superior à 2ª que melhor definem a anomalia ou seja, parte dos rios Alambari e dos Remédios (ou Bonito) apresentam curvaturas sub-paralelas às curvas de contorno e os afluentes da margem direita do Alambari a jusante de Piapara, apresentam em disposição tendendo a radial a partir do centro da estrutura. Os rios de 4ª ordem tenderam a contornar a estrutura, enquanto os de 3ª ordem da margem voltada para o ponto mais alto da estrutura apresentam maior comprimento que os correspondentes da margem oposta.

Domo de Pitanga - Esta estrutura, situada no baixo vale do Rio Corumbataí é um dos mais belos testemunhos da tectônica que afetou a Bacia do Paraná na região. Foi descrita por Washburne

(*op.cit.*) como um anticlinal, tão marcante é sua influência nas faixas de afloramentos: na área de ocorrência da Formação Estrada Nova, afloram em faixas envolventes as formações Irati, Tatuí e Itararé: Oppenheimer e Malanphy (1934) afirmaram que a estrutura era formada por um sistema de falhas escalonadas, enquanto Almeida e Barbosa (1953) julgaram tratar-se de uma dobra periclinal inclinada para oeste. Barbosa e Gomes (1958) realizaram detalhado levantamento estrutural do alto da Fazenda Pitanga tendo concluído tratar-se de um domo com eixo encurvado, passando de SW-NE a sul, para NS. Estes autores atribuíram um fechamento de 25 m para a estrutura.

Após o mapeamento da região para a PETROBRÁS (Andrade e Soares, 1971), fizemos levantamentos detalhados em estágio de campo com alunos do Curso de Geologia de Rio Claro, e colhemos dados para contorno estrutural de área mais extensa que a levantada por Barbosa e Gomes (*op. cit.*); desta forma verificamos a magnitude total da estrutura, sua relação com o sistema de falhas Rio das Pedras-Piracicaba-Ipeúna a oeste e o sistema de falhas do Passa Cinco-Cabeças a norte (Mapa). Este sistema apresenta uma direção dominante N45°W, constando principalmente de falhas que rebaixam os blocos situados a norte. Muitas delas apresentam relação com intrusão. Excelente exposição é encontrada na Fazenda Serra D'Água (Rio Cabeças) onde o Irati está separado do Itararé, por dique de 5 m, num plano de falha com 40 m de rejeito.

O domo de Pitanga tem uma forma mais alongada que os demais, com relação entre os eixos maior e menor de 2:1 (Mapa) e fechamento de quase 100 m na curva de 550 m com um centro a 645m (para a base do Irati) como é mostrado no corte geológico (Fig. 5). O domo é levemente assimétrico, com mergulhos mais fortes em todo o flanco oeste, onde localmente atingem 12°, dominando valores em torno de 2°. Aí, a borda da estrutura é falhada, rebaixando de forma acentuada os blocos a oeste e causando omissão da Formação Irati desde Recreio até próximo de Santa Teresinha do Piracicaba.

Depressão de Ribeirão Preto - A área de Ribeirão Preto encontra-se rebaixada estruturalmente, fato perceptível no contato das Formações Serra Geral e Botucatu e pela profundidade da base da Formação Pirambóia abaixo de 300m, segundo os poços perfurados para água. Esta depressão estrutural, de forma circular, já reconhecida por Sinelli (1971), tem grande importância na recarga da água subterrânea na região. Os mergulhos são mais acentuados a leste, aproximando-se de 5°, sendo inferiores a 1° nos demais flancos da estrutura (Fig. 3).

ALTO DO JACARÉ-GUAÇU

Este alto é uma estrutura sub-regional pela área sob sua influência e porque seu eixo é uma linha de mudança da estrutura regional. Envolve a área das bacias dos rios Jacaré-Guaçu e Peçira, tendo, porém, mais ligado a si o primeiro. É um anticlinal com eixo mergulhando no sentido N50W.

Determina no mapa geológico a anomalia da faixa de afloramento mais proeminente na região estudada: a grande penetração da faixa de afloramento do Botucatu para NW de Rio Claro-São Carlos. Outras anomalias estão associados a esta estrutura, como a janela de Pirambóia, e o *sill* da Serra de Santana, no Rio Jacaré-Guaçu a jusante da Represa do Lobo; o contato do Mesozóico com o Permiano nas proximidades de Corumbataí não mostra grande influência deste alto o que sugere uma suavização do arqueamento nesta área. Seu prolongamento para SE na faixa de afloramento do Permo-Carbonífero não foi constatado.

A Formação Pirambóia tem sua espessura reduzida de 270m na área de São Pedro para 190m neste alto, em Itirapina. É uma redução de espessura anômala para considerá-la como devida à aproximação do bordo da bacia. Se esta razão de afinamento de 90 m em 25 km se mantivesse na mesma direção, a área do Rio Mogi-Guaçu seria o limite da bacia desta formação. Entretanto na face norte da Serra do Córrego Fundo a espessura da Formação Pirambóia é superior a 120 m. Estas observações nos conduzem a encarar como possível a influência deste arqueamento no tempo correspondente ao limite Pirambóia-Botucatu.

Outro aspecto interessante é a presença na área de influência deste alto, de extensos lençóis de ruditos nos 10 m inferiores da Formação Botucatu. Constituem depósitos torrenciais de margem de desertos mais comuns nos bordos da bacia do Botucatu (Soares, 1973a).

Certamente o aspecto que mais chama atenção é a frequente presença do contato direto entre Botucatu e o Bauru na charneira deste arqueamento e em suas proximidades e também a indicação de truncamento da Formação Serra Geral em sua direção (Fig. 7) como próximo a Java e Pedra Branca, pouco ao norte de Boa Esperança do Sul. Ocorre também nestas localidades pequenas falhas com direção N60W (a mesma da charneira do arqueamento) formando pequeno *graben* no qual foi preservado o basalto, enquanto nos altos o contato se faz entre Bauru e Botucatu.

Pouca espessura do conjunto de derrames e frequentes contatos diretos de Botucatu com Bauru são vistos na face norte da Serra de Itaqueri, Brotas e Bocânia e na face sul da Serra de São Carlos, na Serra de Dourados, etc., estando associados com este arqueamento.

Outro aspecto interessante é o alinhamento de altos menores acompanhando o flanco desta estrutura alongada, como Pitanga, Torrinha e Bocaina.

CONSIDERAÇÕES SOBRE A GÊNESE DAS ESTRUTURAS

Para explicar a origem destas estruturas, diversas hipóteses poderiam ser levantadas, uma de caráter tectônico e outras não tectônicas. Entre estas citamos o arqueamento provocado por intrusivas concordantes e por compactação diferencial sobre irregularidades paleotopográficas. As hipóteses que implicam em origem tectônica para estas estruturas invocam esforços horizontais ou verticais. Discutiremos a seguir estas diversas hipóteses verificando suas inconsistências e contradições numa tentativa de nos aproximarmos da resposta mais provável à questão da formação destes arqueamentos e falhamentos.

Rochas Intrusivas

É admitido que as intrusivas concordantes sobrelevam as camadas que lhes são superiores de um valor similar à sua espessura vertical. A grande quantidade de soleiras de diabásio existentes no pacote sedimentar da bacia deu margem a suspeitas de que os altos estruturais fossem produzidos pelas intrusões concordantes.

Estes corpos quando pequenos e suficientemente espessos, com forma de lacólito, dão disposição estrutural similar às dobras descontínuas. Isto justificaria a hipótese do arqueamento das camadas ser produzido por intrusivas. Mas já Barbosa e Gomes (*op.cit.*) contestaram esta hipótese.

Quanto às intrusivas alcalinas, é ainda pouco conhecida sua relação com os sedimentos gondwânicos. Entretanto são conhecidas estruturas dômicas notáveis provocadas por este tipo de intrusão, tais como o domo de Lages e de Araguinha (Northfleet *et alii*, 1969). Na região estudada encontra-se a Serra de Araçoiaba, esculpida sobre intrusivas alcalinas, granitos e rochas metamórficas, na faixa de afloramentos do Grupo Tubarão. Houve intrusão e levantamento de bloco do embasamento produzindo mergulhos divergentes nas camadas do Tubarão, envoltentes da estrutura. Intrusões semelhantes poderiam dar às camadas superiores do Gondwana aspecto de dobras descontínuas sem expor rochas alcalinas.

É interessante notar a seguinte comparação a respeito de dois poços perfurados pela PETROBRÁS no domo de Pitanga, a 5 km um do outro: 1º) O PG—1SP (Pitanga) situa-se no centro da estrutura e o AS—1SP (Assistência) no seu flanco; 2º) No AS o topo do Irati está a 120 m mais baixo que no PG e a espessura da Formação Itararé difere em menos de 10 m num e noutro; 3º) no poço de AS foi perfurada espessura de diabásio 110 m maior que no PG. Se a intrusiva fosse responsável pela gênese da estrutura o centro do domo deveria ser em Assistência.

Esta comparação permite concluir que a estrutura de Pitanga não é formada por compactação diferencial sobre morros soterrados, pois a variação na espessura do Itararé é muito pequena, nem por intrusões, pois no centro ocorre menor espessura de diabásio.

Outra comparação significativa é dada pelo poço de Artemis (15 km oeste de Piracicaba). Este poço, perfurado pela PETROBRÁS até o embasamento cristalino, situado no alto do domo de Artemis, não cortou o diabásio de Araquá-Lima (10 km NW situado numa depressão estrutural de São Pedro) marginal ao alto de Artemis cortou 200 m de diabásio. Deve ser lembrado que este diabásio pode ser um dique como foi sugerido por Barbosa e Gomes (1958).

Esforços Tectônicos

Embora as observações precedentes não permitam uma generalização para a origem destas estruturas, pode se afirmar que naquelas cujos dados apresentam-se conclusivos (Artemis e Pitanga), houve implicação de esforços tectônicos e a estrutura independe de levantamento por intrusivas. Resulta disto podermos supor que as estruturas dômicas do Centro-leste de São Paulo são causadas por esforços tectônicos atuando na crosta. A presença destes esforços não constitui exigência apenas para explicar a origem destas estruturas, uma vez que a ocorrência dos falhamentos descritos devem também ser uma decorrência da aplicação destes esforços.

Washburne (*op.cit.*) supôs a existência de esforços tangenciais (*empuxo dirigido para o Norte*, p. 75) atuando na região, no tempo correspondente ao hiato entre o Permiano e o Triássico, decorrentes da orogênese que afetou o Paleozóico na Argentina.

Entretanto as estruturas presentes na área não são características de esforços compressivos transmitidos de fora da bacia. As dobras descontínuas que ocorrem nas bacias intracratônicas da América do Norte e da Europa tem sido consideradas como uma resposta a esforços tectônicos.

Bellousov (1962) insiste que estes tipos de estruturas são formados por esforços verticais e que a morfologia destas estruturas é uma resposta à distribuição concentrada ou dispersa dos esforços na área sobrelevada.

O melhor argumento contra a hipótese de formação das estruturas dômicas, aqui descritas, por esforços compressoriais externos à bacia seria a descontinuidade das estruturas e ausência de sinclinais e anticlinais paralelos.

Ao invés de movimentos ascencionais para sobrelevação destas áreas tem-se considerado que muitas destas estruturas, especialmente as maiores, são áreas que subsidiram mais lentamente que a subsidência regional da bacia. Esta hipótese implica que haja redução da espessura das unidades e uma tendência para clásticos mais grosseiros e freqüentes diastemas, sobre as áreas que foram deixadas para trás durante a subsidência geral.

Ao contrário, admitindo-se que estas estruturas foram provocadas por movimentos ascencionais em fases definidas, durante a evolução da bacia, não serão encontradas necessariamente variações faciológicas ou redução das espessuras, pois o movimento pode ter ocorrido em períodos não deposicionais. Tais períodos corresponderiam a hiatos ou ao episódio de vulcanismo basáltico.

Em sua análise das dobras descontínuas Bellousov (*op.cit.*) insiste na sua continuidade em tempo durante a subsidência da bacia, e na implicação em variações faciológicas.

Não observamos variações de facies na parte superior da Formação Estrada Nova ou Formação Pirambóia aflorando na área de estruturas como Jacu, Carlota Prenz e Artemis. Na estrutura de Anhembi não ocorrem variações de espessura dentro do Grupo Passa Dois como pode ser concluído do perfil do poço de Piapara (Washburne, *op.cit.*) ou de Anhembi (PETROBRÁS) em comparação com a faixa de afloramento ou outros poços. Como as camadas mesozóicas, inclusive a Formação Serra Geral, estão arqueadas e não há variação faciológica, é possível concluir que o tectonismo não foi contínuo no tempo e mais provavelmente foi contemporâneo com o vulcanismo ou posterior. A não perturbação do Bauru, pelo menos na ordem de grandeza das camadas que lhe são sotopostas limita a principal fase tectônica ao Cretáceo Inferior. Somos inclinados a crer que o tectonismo teve seu início com os primeiros esforços associados ao vulcanismo basáltico, durante a reativação *Wealdeniana*.

Origem dos Esforços

A origem dos esforços que produziram estas estruturas é uma questão complexa. De qualquer forma tais esforços são ligados à dinâmica da evolução da bacia, não sendo consequência de forças externas, pois não há padrão regional de deformação.

A maioria das falhas verticais dos sistemas lineares parecem associadas à subsidência da bacia, por serem longitudinais e concordantes com a estrutura regional. Entretanto, se assim o fosse, teria determinado a existência de soleiras e altos sobre os quais haveria redução na espessura dos pacotes estratigráficos, e variações faciológicas. Porém a inexistência destas feições sugerem que tais estruturas foram produzidas em períodos não deposicionais, embora subsidentes.

Os falhamentos oblíquos, ou as pequenas falhas transversais são as que mais freqüentemente apresentam diques associados. Podem ser contemporâneas às falhas longitudinais, porém a direção diferente em relação aos esforços dominantes permitem a injeção de material magmático.

As estruturas dômicas de um modo geral têm o eixo maior paralelo à direção (*strike*) regional ou sub-regional, concordante com a direção dos sistemas de falhas longitudinais. Estes dois tipos de estruturas devem ter se formado numa disposição de esforços tal que a componente de tensão era o esforço mínimo e orientado na direção regional. A estrutura formada seria uma resposta às componentes horizontais e verticais.

A medida e a importância de esforços horizontais em bacias intracratônicas é um tema pouco estudado. Embora seja generalizada a idéia da ausência destes esforços nestas áreas, alguns autores parecem sobrestimar sua influência (Bjornberg *et alii* 1971); Resende, 1972), admitindo a existência de falhas transcorrentes nestas bacias. Em recente nota sobre estas hipóteses tentamos mostrar que não existe qualquer evidência geológica favorável à existência de falhamentos transcorrentes na região (Soares, 1973b).

A morfologia de uma bacia ocupando uma porção da superfície esférica da Terra apresenta uma forma convexa para a superfície inicial o que equivale a uma redução na extensão (Fig. 8). Em perfil, o arco tenderia à sua corda. Dallmus (1959), analisou detalhadamente os efeitos deste fenômeno durante a evolução da bacia. A subsidência gera esforços compressoriais horizontais internos à bacia, que tendem a compensar a diminuição do espaço disponível para a superfície do embasamento. O efeito é mais forte nas partes centrais da área subsidente (Dallmus, *op.cit.*) Os esforços originados são orientados radialmente da bacia ou seja, perpendicular à direção deposicional (*strike*).

Para a bacia de Michigan (América do Norte) considerando uma extensão linear de 350 km ou arco de 3° e subsidência de 1.500m, Dallmus (*op. cit.*) calculou uma redução no arco da ordem de

168.4m. O esforço compressional gerado atingiria mais de 1.000 kg/cm^2 . Determinou também que uma anticlinal com uma extensão aproximada de 25 km entre as depressões adjacentes e 100m de amplitude implica numa redução de 1,7m.

Estes dados ilustram a capacidade de geração de esforços compressoriais numa bacia intracratônica; mostram ainda que tais esforços são maiores que os esforços gravitacionais devidos à carga de sedimentos (em torno de 300 kg/cm^2 , a 1.500m).

A Bacia do Paraná em secção EW, na sua parte norte, envolve um arco entre 6 a 9° entre seus bordos. A profundidade da sua corda é superior a 9 km, nunca atingida pela superfície do embasamento. Um aprofundamento de 5 km no centro da bacia, admitido no Cretáceo, produziria uma redução neste setor da circunferência superior a 570 m. O esforço compressional gerado seria consumido no adensamento dos sedimentos e na deformação por arqueamento das camadas formando estruturas regionais e locais. O alívio da pressão vertical produziria a sobrelevação de blocos no embasamento rígido. A faixa de inflexão marginal ao bordo da bacia, caracterizada por um aumento na curvatura, apresentaria esforços tensionais dominantes; tais esforços existiriam secundariamente, na parte interna, produzidos pelos arqueamentos (Dallmus, *op. cit.* p. 922).

Na região investigada há uma tendência na distribuição dos tipos estruturais que apoia esta origem para os esforços. As falhas verticais, associadas a flexuras são longitudinais; as estruturas dômicas tem seu eixo maior em posição longitudinal. Estas estruturas corresponderiam à associação de esforços compressoriais e verticais, os primeiros orientados do interior para a periferia da bacia. Os diques tem posição predominantemente oblíqua ou transversal, correspondendo a direções de alívio.

Os esforços gerados por uma subsidência lenta e pequena, podem ser absorvidos pela compressibilidade dos materiais. Dallmus (*op. cit.*) admite que uma região pode subsidir até 2.000m sem sofrer deformação (p. 912).

A subsidência da Bacia do Paraná no Paleozóico ultrapassou este limite tendo atingido mais de 3.000 m. A deformação produzida nesta era foi o Arco do Ponta Grossa, presente já no Permiano Médio correspondendo a sedimentação Iratapé; seguiram-se a este ciclo, períodos de subsidência muito lenta e uma presença discreta do arco.

A fase de subsidência mais rápida foi a contemporânea com o vulcanismo basáltico, constituindo a época de maior produção de esforços compressoriais e conseqüentemente de deformação da bacia.

As evidências de campo indicam que os derrames da Formação Serra Geral encontram-se deformados nas estruturas dômicas e, mais raramente, falhados; existem falhas afetando as intrusivas e falhas que são anteriores.

Estas observações evidenciam que a principal fase deformacional da Bacia do Paraná corresponde à época do vulcanismo basáltico, no Jurássico Superior e início do Cretáceo.

A geometria da Bacia do Paraná atual é diferente da do Cretáceo, por causa dos movimentos predominantemente ascensionais que a afetaram no Cenozóico. Esta ascensão causou migração para o interior das zonas de inflexão do bordo da bacia e um aumento na extensão do arco basal. Isto significa que a deformação do arco basal no Cretáceo era maior que a atual.

Uma avaliação parcial da deformação atual da superfície do embasamento da bacia dá idéia da deformação existente no fim do vulcanismo. Um perfil da bacia, considerando a superfície esférica, passando por Campinas, Presidente Epitácio e Aquidauana, permite calcular a deformação sofrida pela superfície do embasamento na forma atual da bacia. Os pontos em que a superfície do embasamento se eleva acima do nível do mar (Fig. 8), compreendem um arco maior que 8° (este arco foi maior nas fases subsidentes). Para fins de cálculo, usamos como raio da Terra 6.367 km. A distância do arco à corda é 15,5 km (BE). O embasamento da bacia atingiu pouco mais de 1/3 desta distância). O comprimento do arco foi determinado em 889.001m e da corda em 888.279m. A extensão do arco do embasamento quanto acima do nível do mar seria superior a citada. O arco atual, achatado, da superfície do embasamento, corresponde a um ângulo central β próximo de 6° (mergulhos nos flancos em torno de 1°), para a mesma corda usada acima. O comprimento do arco correspondente (ADC) é 888.685m. A diferença entre este e o arco ao nível do mar é 317 m. Tal valor constitui a redução na extensão da superfície do embasamento provocada pela subsidência de 5.000 m. Corresponde a uma medida da deformação necessária para compensar a redução da superfície.

A diferença obtida é uma medida linear da redução. Um dobra com um perfil sinusoidal pode ter seu comprimento calculado. Calculamos a medida linear da redução correspondente ao arqueamento das camadas no domo de Pitanga em perfil transversal usando a fórmula para comprimento (S) de uma curva sinusoidal (Dallmus, *op. cit.*); a distância entre os pontos de inflexão é 27,8 km e a amplitude 170 m. A redução produzida pelo arqueamento no perfil usado (Fig. 5) é apenas 2,75 m.

Isto significa que a subsidência da superfície do embasamento até as condições em que se encontra atualmente na Bacia do Paraná poderia teoricamente originar mais de 100 estruturas do tipo Pitanga no perfil Campinas-Aquidauana.

O modelo deformacional discutido, baseado nas idéias de Dallmus pode ser resumido da

seguinte maneira: a subsidência gera esforços compressoriais; estes esforços tendem a deformar a crosta produzindo estruturas arqueadas (movimento vertical).

O mecanismo de deformação pelo esforço compressional pode ser compreendido por ruptura no embasamento, preferencialmente ao longo de estruturas mais frágeis, e dobramento e ruptura das camadas sedimentares.

A medida que a bacia subsidir, o esforço compressional propaga-se das partes centrais para a periferia. A perda de volume pela redução do arco é maior nas partes centrais gerando também maior esforço dirigido radialmente para a periferia. Esta seria a provável resposta ao fato de as camadas se encontrarem mais deformadas no flanco da estrutura voltado para o interior da bacia. O Domo de Pitanga é um excelente exemplo: fortes mergulhos e falhamentos só ocorrem no flanco oeste (Fig. 5). Também no *horst* de Pau D'Alho, mergulhos da ordem de 25° são encontrados apenas na parte oeste.

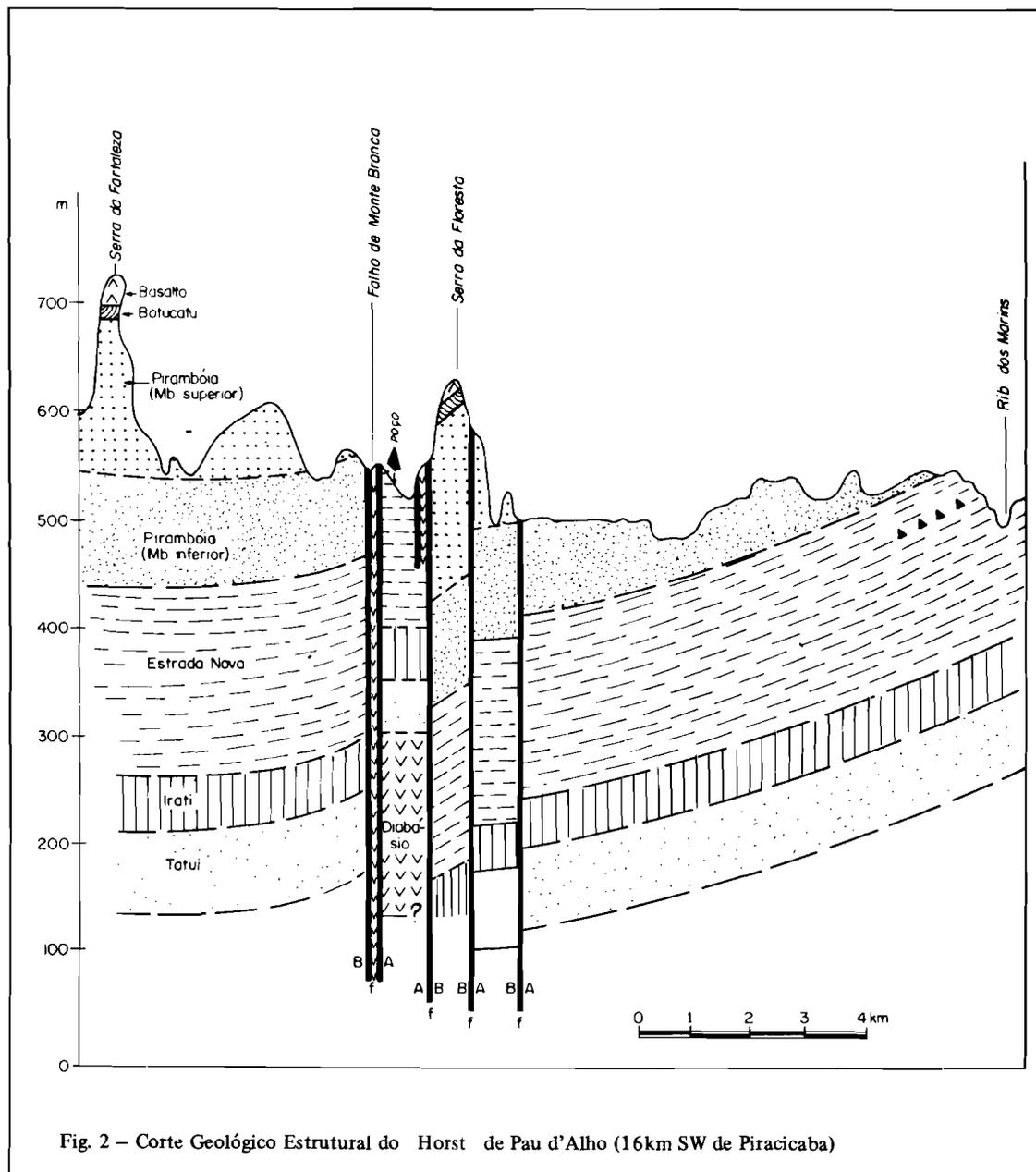


Fig. 2 – Corte Geológico Estrutural do Horst de Pau d'Alho (16km SW de Piracicaba)

Fig. 3 – Corte Geológico Serrana – Ribeirão Preto – Sertãozinho.

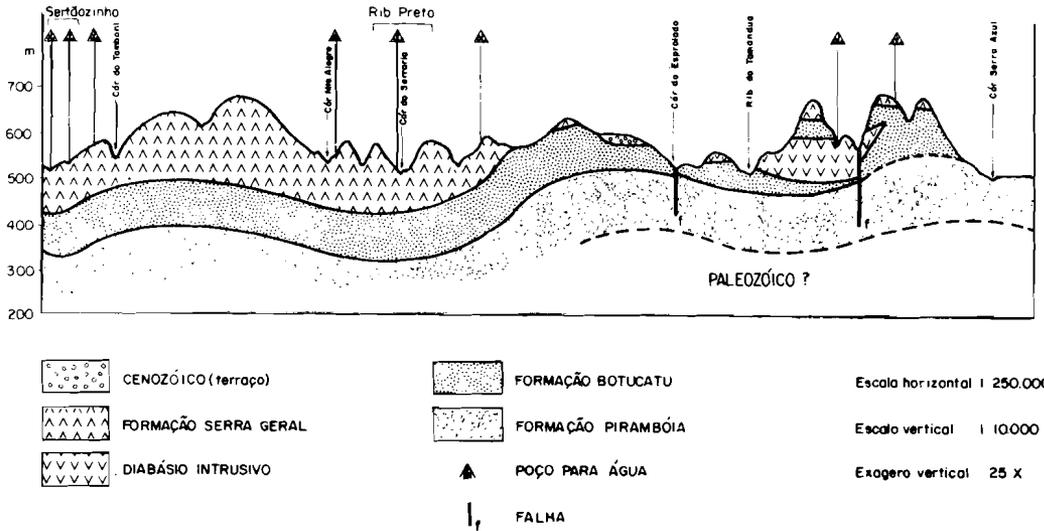


Fig. 4 – Corte Geológico-Estrutural do Domo de Anhembi

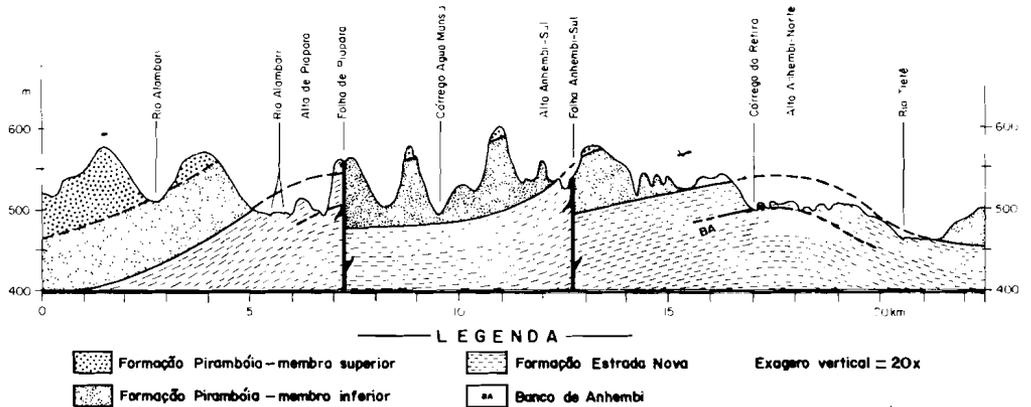
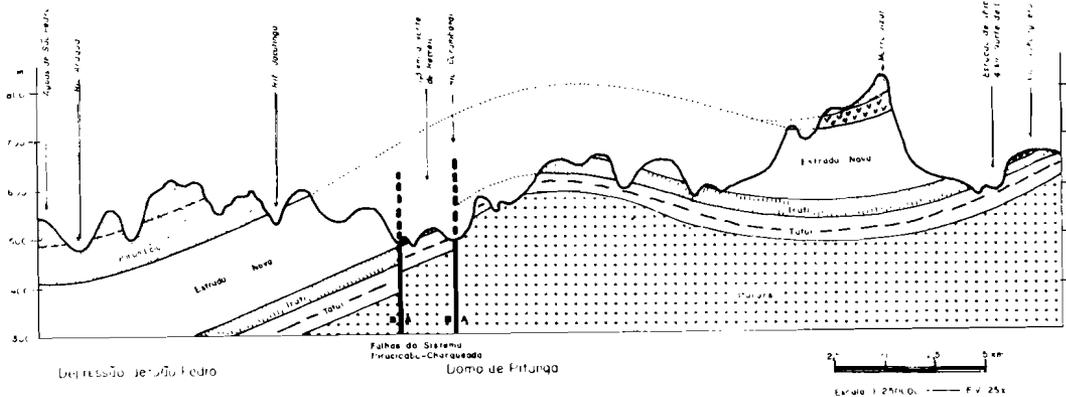
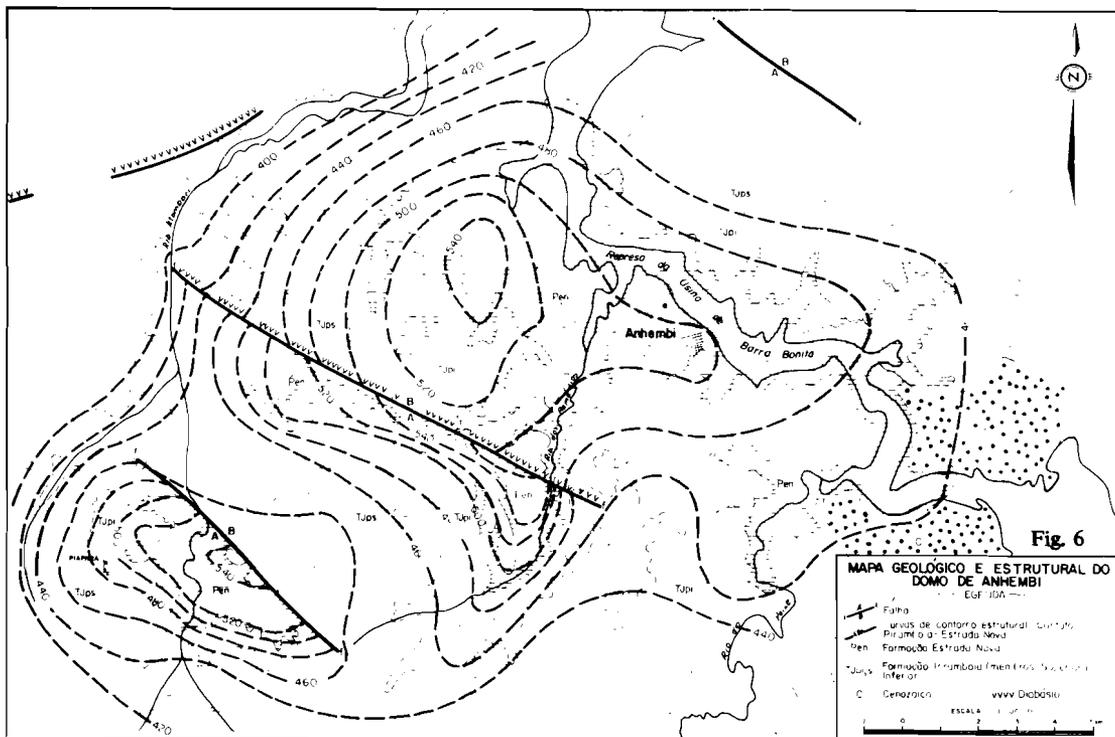


Fig. 5 – Domo de Pitanga:
Corte Geológico N 80° E, de Águas de São Pedro a Morro Azul





CONCLUSÕES

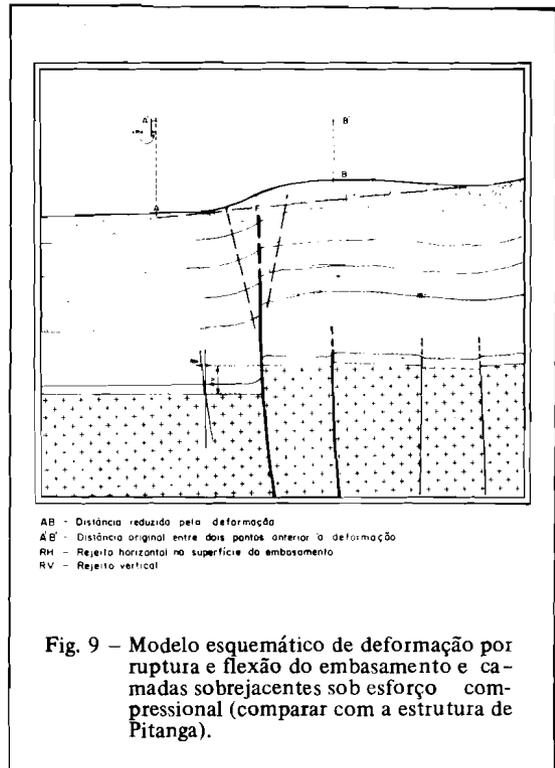
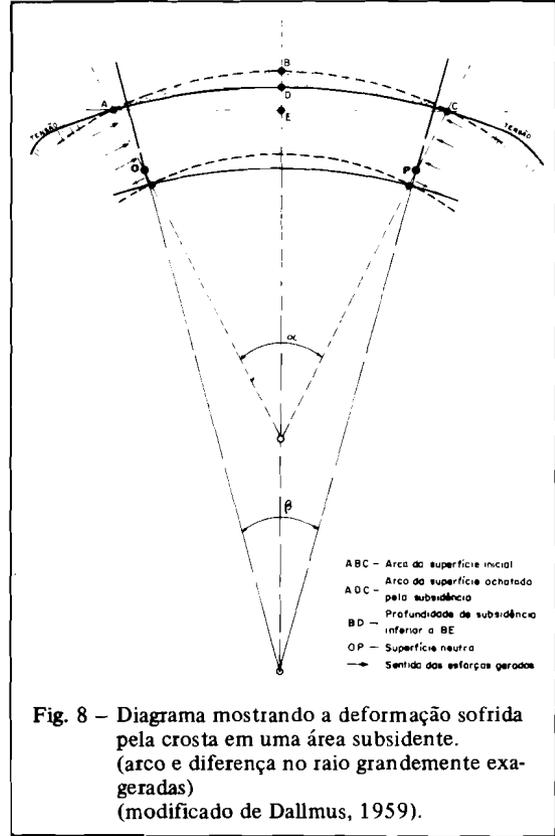
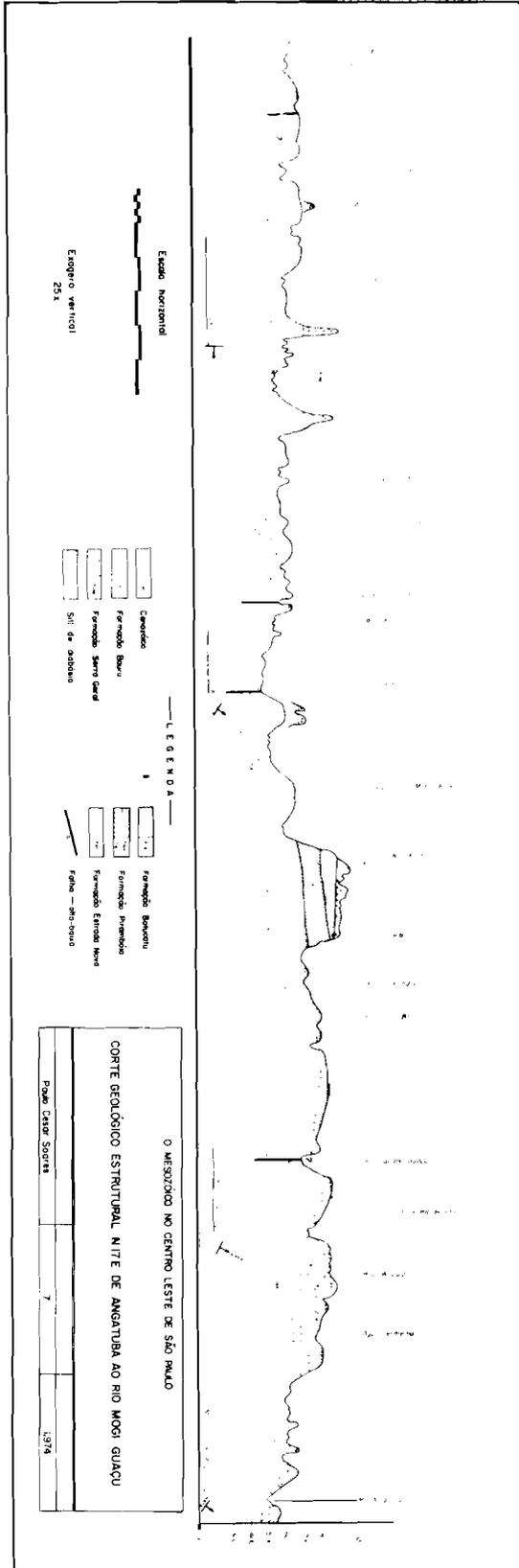
Examinando-se o padrão de esforços gerados na evolução da bacia e a geometria das deformações produzidas, uma estrutura-modelo simples para a bacia pode ser esquematizada na Figura 9. Para que a deformação resulte em redução da área, um bloco do embasamento rígido deve movimentar-se ao longo de planos de falhas subverticais, mergulho acima. Com o mergulho de 88° no plano de apenas uma falha, para um rejeito vertical (R_v) de 70m, seria obtido um rejeito horizontal (R_h) de 2,5 metros, correspondente à redução da distância AB, original, para A' B', após a deformação. Tal redução corresponde à apresentada pela estrutura de Pitanga. O plano de falha, teria pequeno ângulo com a vertical, no embasamento rígido. No pacote sedimentar a redução do comprimento passa a ser realizada pela flexão das camadas; o plano da falha passa para a vertical, ramifica-se em fraturas e a deformação é absorvida pela flexura. Embora, teoricamente, as falhas na base do pacote sedimentar, sejam reversas, o ângulo formado pelo plano com a vertical é tão pequeno que se torna indefinido no campo. De qualquer forma as falhas da Bacia do Paraná aparecem com planos verticais ou subverticais predominantemente. Tal fato, que poderia causar surpresa, é o reflexo dos esforços gerados no seio da bacia subsidente.

Como outro resultado da aplicação do esquema de Dallmus podemos inferir que as deformações da crosta, correspondentes a um ciclo epirogenético, serão praticamente ausentes nas camadas superiores da sequência de rochas deste ciclo. Neste sentido muitas estruturas formadas ao tempo do vulcanismo Juro-Cretáceo não serão manifestadas onde grandes espessuras do basalto ainda se encontram preservadas. Nestas áreas os métodos geomorfológicos não serão eficientes na detecção de estruturas.

A estruturação relativamente intensa da faixa aflorante do Paleozóico na Bacia do Paraná, não significa que isto corresponda a uma intensificação dos esforços nos flancos da bacia e sim que aí se encontram expostas as camadas que estiveram em maiores profundidades e portanto sofreram maior deformação. Intensidade ainda maior de deformação deve ser encontrada em camadas correlatas nas partes mais centrais da bacia.

AGRADECIMENTO

Agradecemos à PETROBRÁS — Departamento de Exploração e Produção — pela permissão de utilizar informações de relatórios inéditos citados no texto.



BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. & BARBOSA, O. — 1953 — Geologia das quadriculas de Piracicaba e Rio Claro. Estado de São Paulo. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, 143
- ANDRADE, S.M. & SOARES, P.C. — 1970 — **Geologia de semi-detulhe — do Centro-Leste do Paraná**. Ponta Grossa, PR. Petrobrás DESUL. (Rel. n. 400) /Inédito/
- & —— — 1971 — **Geologia do Centro Leste do Estado de São Paulo**. Petrobrás DESUL. (Rel. 407)
- BARBOSA, O. & GOMES, F.A. — 1958 — Pesquisa de petróleo na Bacia do Rio Corumbataí, Estado de São Paulo. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, 171.
- BELOUSSOV, V.V. — 1962 — **Basic problems in geotectonics**. New York, McGraw-Hill.
- BJORNBERG, A.J.S.; GANDOLFI, N.; PARAGUASSU, A.B. — 1971 — “**Basculamentos tectônicos** modernos no Estado de São Paulo”. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 252. São Paulo. **Anais**, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 2, p. 159-74.
- CARRARO, C.C.; EICK, N.; GAMERMANN, N. — 1972 — **O domo de Itu, escala 1: 250.000**. Porto Alegre. Instituto de Geociências da UFRGS (Mapa n. 3) nov. 1972.
- DALLMUS, K.F. — 1956 “Mechanics of basin evolution and its relation to the Habitat of oil in the Basin”. In: **HABITAT of oil**, p. 883-931.
- FULFARO, V. J.; LANDIM, P.M.B.; ELLERT, N. — 1967 — “A tectônica das Serras de Santana e São Pedro (Serra Geral)”. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 212. Curitiba. **Anais**, Curitiba, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 198-205.
- GREHS, S. — 1969 — **Aspectos geológicos e geomorfológicos do Cerro de Jarau, RS**. Porto Alegre. SUDESUL.
- GONÇALVES, A. & SCHNEIDER, R.R. — 1971 — **Levantamento estrutural na base do membro Pirambóia na Região de Angatuba a São Pedro** Petrobrás DESUL. (Relatório Int.) /Inédito/
- NORTHFLEET, A.A.; MEDEIROS, R.A.; MUHLMANN, A. — 1969 — Reavaliação dos Dados geológicos da Bacia do Paraná. **Boletim Técnico da Petrobrás**, Rio de Janeiro, 12: 291-343.
- OPPENHEIM, V. & MALAMPHY, — 1936 — Sobre a tectônica da área São Pedro-Xarqueada. **Boletim do Serviço de Fomento da Produção Mineral**, Rio de Janeiro, 24: 69-80.
- REZENDE, W.M. — 1972 — “Post paleozoic geotectonics of South America related to Plate Tectonic and Continental Drift”. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 262. Belém. **Anais**, Belém, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 3, p. 205-10.
- SINELLI, O. — 1971 — “Considerações gerais sobre a tectônica do município de Ribeirão Preto, SP”. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 252, São Paulo — **Anais**, São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, v.
- SOARES, P.C. — 1973a — **O mesozóico Gondwânico no Estado de São Paulo**. /Tese (dout.) — Faculdade de Filosofia Ciências e Letras Rio Claro, São Paulo/
- — 1973b — Nota sobre a tectônica moderna na Depressão Periférica Paulista. **Notícia Geomorfológica**, Campinas SP, 13 (25): 75-81.
- ; SINELLI, F.; PENALVA, E.; WERNICK, A.; SOUZA, P.R.M. CASTRO — 1973 “Geologia do Nordeste do Estado de São Paulo” In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 272, Aracaju. **Anais**, Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia.
- STILL, J.T. — 1952 — **A brief report on the surface geology and its relation to the regional geology on an area between Tatui and Angatuba, SP**. Ponta Grossa, PETROBRÁS DESUL (Rel. n. 28)
- TOMMASI, E. — 1973 — “Geologia do Flanco Sudeste da Bacia do Paraná — Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná”. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 272, Aracaju — **Anais**, Aracaju, Sociedade Brasileira de Geologia.
- WASHBURN, C.W. — 1930 — **Petroleum geology of State of São Paulo**. **Boletim da Comissão Geográfica e Geológica do Estado de São Paulo**, São Paulo, 22.