

DEFORMAÇÕES EM ROCHAS SEDIMENTARES INDUZIDAS POR INTRUSÕES MAGMÁTICAS: CLASSIFICAÇÃO E MECANISMOS DE INTRUSÃO

SEDIMENTARY ROCK DEFORMATIONS INDUCED BY MAGMATIC INTRUSIONS: INTRUSION CLASSIFICATION AND MECHANISMS

João Claudio de Jesus Conceição¹, Pedro Victor Zalán² e Henrique Dayan³

RESUMO - De acordo com os modernos conceitos de tectônica de placas, as assembléias de estruturas geológicas se repetem em ambientes tectonicamente semelhantes. O objetivo deste trabalho é definir e classificar o conjunto de elementos estruturais que caracterizam as deformações associadas à intrusão de rochas ígneas, em ambiente de bacias sedimentares. Durante a implantação de alguns corpos magmáticos intrusivos, originam-se campos de tensões secundários; esta nova distribuição de tensões é capaz de deformar a rocha sedimentar encaixante. Tais deformações foram estudadas, dando origem a uma classificação baseada na geometria dos corpos ígneos e nos elementos estruturais presentes na encaixante. As áreas estudadas compreenderam as bacias sedimentares do Solimões, Amazonas, Maranhão e Paraná, de idade paleozóica. Os trabalhos de campo restringiram-se às duas últimas. Foram definidos 14 estilos estruturais associados a diques, soleiras, lacólitos, bismálitos, cunhas e apófises magmáticas. As expressões sísmicas dos estilos estruturais foram obtidas pela comparação entre dados de afloramentos e perfis geofísicos, com auxílio da simulação por computador. Obteve-se boa correlação para a maioria dos casos. É proposto um modelo de variação do campo de tensões e de estruturação das rochas hospedeiras, durante o processo intrusivo, segundo o qual as deformações podem ocorrer por escoamento plástico ou por cisalhamento rúptil, dependendo do posicionamento em relação ao magmatito. A repetibilidade dos estilos estruturais, no tempo e espaço, empresta ao modelo um caráter preditivo que pode ser utilizado na exploração de jazidas de hidrocarbonetos. Algumas estruturas constituem-se em excelentes trapas para acumulações de óleo, assumindo maior importância ainda em bacias tectonicamente pouco afetadas. Utiliza-se aqui o termo "tectônica intrusiva" para caracterizar o ambiente tectônico em que as deformações das rochas encaixantes são nitidamente provocadas pelas intrusões magmáticas associadas.

(Originais recebidos em 17.07.92).

ABSTRACT - Structural geology has been adapted to the modern concept of global tectonics, in as much as a given set of structural styles distinguishes a specific tectonic habitat within a lithospheric plate. The purpose of this paper is to define and classify the structural styles related to magmatic intrusions in the extensional basin setting. During the emplacement and growth of some igneous bodies, the original stress field may be locally modified to generate a new stress field that is able to deform the sedimentary host rocks. These deformations were studied and classified based on geometrical features of magmatic bodies and the associated structural components in the wall rocks. The study area included Brazilian sedimentary basins of Paleozoic age, namely, Solimões, Amazonas, Maranhão, and Paraná. Field work was restricted to the last two. Fourteen structural styles were defined in these basins, related to dykes, sills, laccoliths, bysmaliths, wedges, and magmatic apophyses. Recognition of the seismic expression of structural styles associated with igneous intrusions was performed by comparing outcrop data with geophysical profiles. Computer simulation was used as an aid in this phase of the research. A good correlation between outcrop and seismic data was obtained in most of the structural styles. According to the model of field stress changes and structuration of host rocks proposed here, some deformations take place under plastic flow conditions, while others present brittle behavior, depending on the spatial relationship between host rocks and igneous bodies. The repeatability of structural styles across time and space lends the model a predictive character that can be useful in the exploration of hydrocarbon deposits. Some structural styles associated to the emplacement of magmatic bodies are able to trap oil, mainly in tectonically quiet sedimentary basins. The term "intrusive tectonics" is proposed to characterize the environment of deformation related to the emplacement of igneous intrusions.

(Expanded abstract available at the end of the paper.)

-
- 1 - Setor de Tectônica (SETEC), Divisão de Exploração (DIVEX), Centro de Pesquisas (CENPES), Cidade Universitária, Quadra 7, Ilha do Fundão, CEP 21949-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
 - 2 - Gerência de Novas Áreas (GENV), Petrobrás Internacional S.A. - BRASPETRO, Rua General Canabarro 500, 10º andar, Maracanã, CEP 20271, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.
 - 3 - Departamento de Geologia, Instituto de Geociências (IGEO), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ), Cidade Universitária, Ilha do Fundão, CEP 21949-900, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

1 – INTRODUÇÃO

Episódios magmáticos expressivos são observados em grande parte das bacias sedimentares, caracterizando-se como fases importantes na evolução geológica dessas bacias. As rochas ígneas resultantes, vulcânicas e intrusivas, perpetuam-se nesses sítios como os registros mais contundentes de um processo que normalmente é de curta duração.

Mas um evento tão espetacular não se desenvolve sem deixar marcas profundas de sua passagem. Volumes imensos de magma são introduzidos em meio aos sedimentos, ocupando ou criando espaços para o seu posicionamento. Temperaturas elevadíssimas são experimentadas em lugar daquelas coerentes com o gradiente geotérmico normal da área. Grande sobrecarga é despejada abruptamente sobre os estratos, substituindo o lento e gradual aporte sedimentar. Enfim, a influência de um magmatismo manifesta-se sobre todos os aspectos geológicos relacionados à evolução de uma bacia sedimentar, tais como a estruturação, a subsidência, a compactação, a diagênese e a geração, migração e trapramento de hidrocarbonetos. Em alguns casos, o próprio ambiente sedimentar pode ser alterado em função de um magmatismo extrusivo.

O estudo da influência do magmatismo intrusivo sobre a estruturação das rochas sedimentares hospedeiras foi a finalidade deste trabalho. O objetivo principal foi definir e classificar as estruturas que normalmente desenvolvem-se em resposta ao campo de esforços, estabelecido pela intrusão do magma. Seguindo o conceito utilizado por Harding e Lowell (1979), procurou-se caracterizar várias assembléias de estruturas geológicas que definissem estilos estruturais associados a intrusões ígneas, classificando-os segundo critérios apropriados. Esses estilos estruturais foram identificados em seções de reflexão sísmica, método de observação indireta mais empregado na exploração de petróleo em todo o mundo.

A definição de modelos é uma meta sempre perseguida em pesquisas geológicas. Com isto, novas idéias colaboraram em favor do mecanismo de intrusão de corpos ígneos, analisando, semi-quantitativamente, a variação no campo de esforços induzido pelas intrusões.

Finalmente, foram destacadas aquelas feições que se pareceram atraentes do ponto de vista exploratório, podendo constituir-se em trapas para jazidas de hidrocarbonetos.

1.1 – Áreas Estudadas

As bacias paleozóicas do Solimões, Amazonas, Maranhão e Paraná foram as escolhidas para esta pesquisa, basicamente, pela união de quatro fatores:

- a) as quatro bacias mencionadas foram sítios de eventos magmáticos bastante expressivos ao longo de sua evolução;
- b) ao menos duas delas (Maranhão e Paraná) expõem atualmente suas colunas sedimentares intrudidas por

rochas ígneas, com relativa facilidade de acesso, viabilizando a indispensável observação de campo;

- c) devido aos inúmeros trabalhos acadêmicos e ao esforço exploratório nelas implementado, possuem farto acervo de dados geológicos e geofísicos;
- d) tratando-se de bacias paleozóicas, exibem um tectonismo não-associado a intrusões ígneas bem mais discreto do que a maioria das bacias cretáceas, facilitando o reconhecimento das estruturas e a correlação deformação-rocha intrusiva.

1.2 – Localização

As bacias do Solimões e do Amazonas situam-se na região Norte do Brasil, cobrindo áreas de 600 000 km² e 500 000 km², respectivamente. A Bacia do Maranhão ocupa uma área de cerca de 700 000 km², basicamente restrita à região Nordeste brasileira, e a Bacia do Paraná distribui seus 1 700 000 km² pelas regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil (1 100 000 km²) e ainda pela Argentina, Uruguai e Paraguai. O mapa de localização (fig. 1) ilustra o posicionamento dessas bacias no contexto do Brasil e da América do Sul.

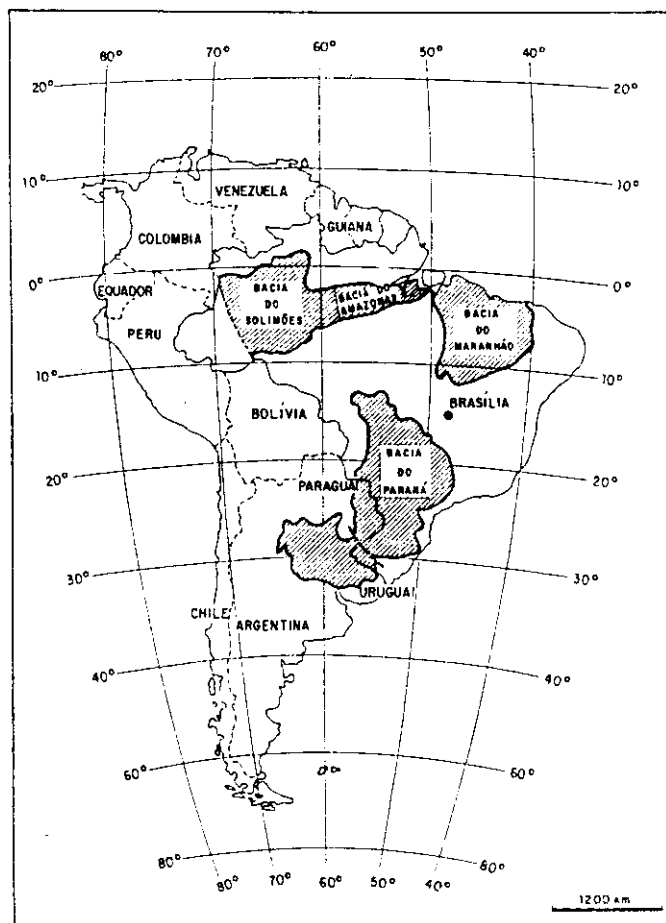


Fig. 1 - Mapa de localização das bacias estudadas.
Fig. 1 - Location map of study basins.

1.3 – Síntese Geológica

As áreas pesquisadas são sinéclises intracratônicas que, de forma geral, tiveram sua origem ligada aos últimos pulsos do tectonismo brasileiro, no Cambro-Ordoviciano. Apresentam coluna sedimentar dividida em grandes seqüências transgressivo-regressivas, que se depositaram entre o Ordoviciano/Siluriano e o Juro-Cretáceo, quando as bacias sofreram processo de desertificação. As seqüências são separadas por discordâncias regionais, correlacionáveis às grandes orogenias que afetaram o super-contidente Gondwana.

A correlação das colunas estratigráficas está sintetizada na figura 2 (Siqueira, 1988), onde estão acrescentados os eventos tectônicos constantes da coluna proposta por Zalán *et al.* (1987), para a Bacia do Paraná.

No Mesozóico, um evento magmático de grandes proporções, associado à separação América do Sul/África, atingiu essas bacias adicionando volumes notáveis de magma à coluna sedimentar. Na Bacia do Paraná, só os derrames toleíticos, andesíticos e riódacíticos somam cerca de 790 000 km³ (Piccirilo e Melfi, 1988), com espessura máxima ultrapassando os 2 000 m em alguns pontos da Bacia. Avaliou-se em, pelo menos, 110 000 km³ o volume de rochas intrusivas intercaladas nos sedimentos. Segundo Aires (1983), nas bacias do Amazonas e Solimões, o volume de magma intrudido é da ordem de 340 000 km³.

Em todas essas bacias, as rochas ígneas intrusivas jazem sob a forma de diques, *sills*, lacólitos, bismálicos e apófises de geometria irregular, as quais serão detalhadamente descritas no decorrer deste trabalho.

2 – TRABALHOS ANTERIORES

O interesse pelo estudo dos processos magmáticos intrusivos é antigo. Um dos trabalhos pioneiros resultou da memorável expedição de Grove Karl Gilbert às Montanhas Henry, Utah, em 1877. De acordo com Hunt (1980), no *Special Paper 183* da G.S.A. (*The scientific Ideas of G. K. Gilbert*), o clássico trabalho de Gilbert destaca-se, entre outras coisas, "... por ter introduzido o conceito de lacólito e por ser o primeiro a demonstrar claramente que as massas ígneas podem deformar as rochas nas quais intrudem-se..."

A despeito do perigo de ataques indígenas ou dos problemas de transporte ao longo de trilhas, Gilbert visitou, em duas oportunidades, essa inóspita região do território americano, de lá retornando com idéias e conceitos sobre a tectônica intrusiva que prevalecem até hoje.

No Brasil, a referência histórica deve-se a White (1908), após mapeamento das rochas carboníferas e triássicas da Bacia do Paraná, expostas ao longo da Estrada Nova, Santa Catarina. Nesta região, que foi mais tarde denominada "Coluna White", o autor observou:

"...O mergulho geral destas camadas ao longo da estrada é para oeste mas de modo irregular, devido à presença de diques de basalto que muitas vezes tendem a inverter o mergulho geral em curtas distâncias..."

Tal descrição parece corresponder perfeitamente a um certo tipo de estrutura relacionada a intrusões de diques de diabásio (estrutura-gaivota, 4.1.2), que só veio a ser formalmente reconhecida e descrita na literatura geológica quase 80 anos depois.

O legado que estes e outros autores deixaram influenciou muitas gerações de geocientistas que, desde então, vêm dedicando-se ao estudo do processo magmático de intrusão e seus efeitos deformacionais na rocha encaixante.

No entanto, pesquisas sistemáticas sobre estilos estruturais associados ao posicionamento de plutônios não são encontradas na literatura. As referências, geralmente, estão dispersas em trabalhos que encerram temas centrais correlatos ao desta pesquisa.

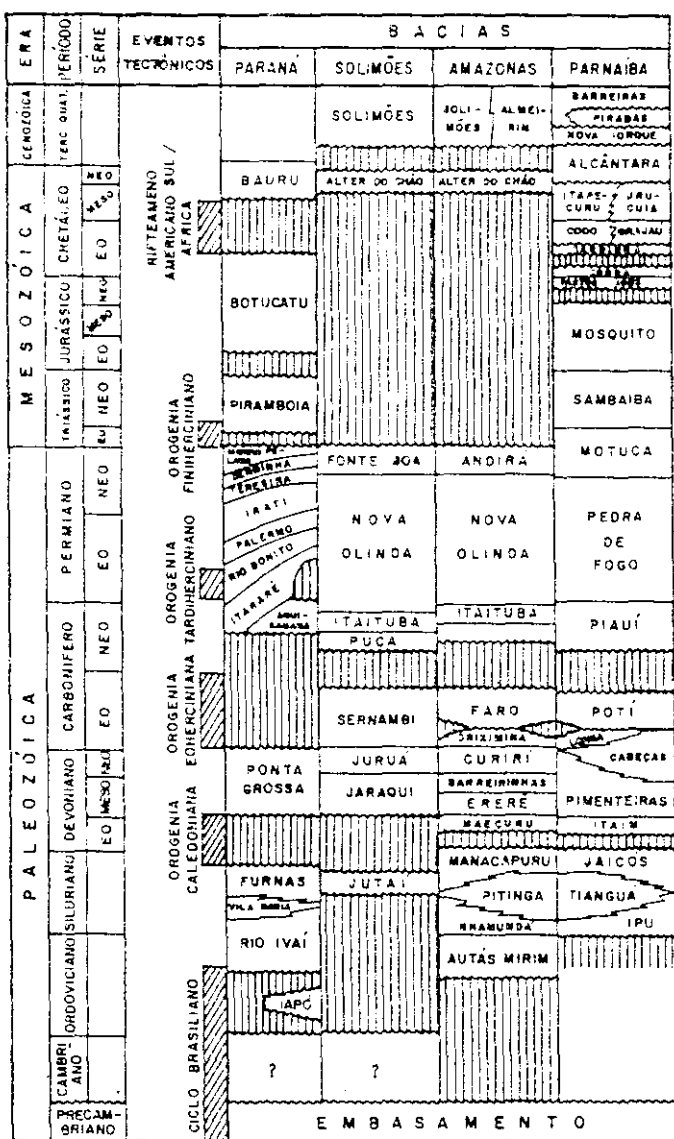


Fig. 2 - Correlação entre as colunas estratigráficas das bacias estudadas (Zalán *et al.* 1987 e Siqueira, 1988).
 Fig. 2 - Stratigraphic columns correlated to study basins (Zalán *et al.* 1987 and Siqueira, 1988).

Alguns autores dedicaram-se ao estudo quantitativo ou semi-quantitativo do mecanismo de intrusões tabulares concordantes e suas implicações na deformação da hospedeira. As Montanhas Henry, Utah, foram cenário de vários trabalhos, como os de Johnson e Pollard (1973), Pollard e Johnson (1973), Hunt (1980, 1988a, 1988b), Morton (1984), Jackson (1987) e Jackson e Pollard (1988a, 1988b e 1990). Com pesquisas em outros sítios magmáticos, destacam-se Bradley (1965), Mendonça (1969), Pollard (1969), Roberts (1970), Linsser (1973), Pollard (1973), Pollard e Müller (1976), no Colorado; Petraske *et al.* (1978), Koch *et al.* (1981), Francis (1982), no Norte da Grã-Bretanha; Motoki e Ávila (1988), no Sudeste do Brasil; Baer e Reches (1989), no Sul de Israel, e Gudmundsson (1990), em trabalho conceitual.

O estudo dos plutonitos discordantes, especialmente os diques, tem seguido a mesma linha, com ênfase para a definição de mecanismos de abertura de dutos, fluxo de magma na rocha encaixante e as relações métricas das intrusões como ferramenta de interpretação geológica. Ocupam-se com esse tema: Currie e Ferguson (1970), em Ontário, Canadá; Stillman (1970), no Zimbawe; Bridgwater e Coe (1970), no Sul da Groelândia; Roberts (1970), Murrell (1970), Pollard *et al.* (1975), em Montana e no Colorado; Pollard e Müller (1976), no Colorado; Gayer *et al.* (1978), na Noruega; Myers (1980), na Groelândia; Delaney e Pollard (1981), no Ship Rock, Novo México; Delaney e Pollard (1982), Halls (1982), na América do Norte e na Índia; Gudmundsson (1983 e 1984), na Islândia; Sammis e Julian (1987), Baer e Reches (1987), em Makhtesh Ramon, Israel; Rogers e Bird (1987), na Groelândia; Pollard (1987), Rubin e Pollard (1988), na Islândia; Gomes *et al.* (1988), no litoral sul da Bahia; Lisle (1989) e Gudmundsson (1990).

A modelagem física de intrusões ígneas em centrífugas ou no campo gravitacional normal, subsidiando a idealização de modelos intrusivos e deformacionais, é abordada nos trabalhos de Ramberg (1970), Pollard e Johnson (1973), Ramberg (1981), Dixon e Simpson (1987) e Hyndman e Alt (1987).

A identificação de plutonitos e estruturas associadas em seções de reflexão sísmica é discutida por Jaunich (1983), White (1983), Crone *et al.* (1985), Teixeira (1986), Hickenlooper e Williams (1986), Jenyon (1987) e Coffin e Rabinowitz (1988).

A literatura faz algumas referências sobre o aproveitamento das deformações associadas ao posicionamento de rochas ígneas como trapas armazenadoras de hidrocarbonetos. Essa aplicação na geologia do petróleo é abordada por Reeckmann e Mebberson (1984), na Bacia de Canning, Permo-Carbonífero da Austrália; Wang Xiepei *et al.* (1985), na Bacia de Subei, Cenozóico do Leste da China; e Poreda *et al.* (1986), na Bacia de Sacramento, Califórnia.

Em pesquisa desenvolvida na Bacia do Paraná, Zalán *et al.* (1985) abordaram alguns dos aspectos mencionados e apresentaram uma série de estruturas detectadas naquela sinéclise paleozóica, relacionadas ao tectonismo intrusivo. Foi constatada a necessidade de se sistematizar o estudo dos estilos estruturais associados às intrusões ígneas, aplicando-o a outros sítios magmáticos.

As pesquisas estenderam-se pelas bacias do Solimões, Amazonas e Maranhão, sendo os resultados apresentados nos trabalhos de Conceição e Zalán (1990) e Conceição (1992). Consolidar os modelos recentemente desenvolvidos, implantar uma classificação representativa dos estilos estruturais associados a intrusões ígneas e consagrar a tectônica intrusiva como responsável por um estilo estrutural próprio, são os objetivos deste trabalho.

3 – GEOMETRIA DAS ROCHAS ÍGNEAS INTRUSIVAS

Os corpos magmáticos apresentam-se na natureza com geometrias diversas. Diques, *sills*, lacólitos, bismá-litos, lopólitos, facólitos, batólitos, etc. fazem parte de uma lista ainda mais extensa. Nas áreas estudadas, nem todos esses plutonitos foram observados. Uma descrição das formas preponderantes, em torno das quais as deformações das rochas encaixantes são agrupadas, será apresentada a seguir.

3.1 – Diques

Expressão mais comum do magmatismo intrusivo, os diques são corpos tabulares que se alojam discordantemente na rocha encaixante (foto 1). Suas paredes plano-paralelas freqüentemente cedem lugar a bruscas variações de espessura. Delaney e Pollard (1981) e Pollard *et al.* (1975) designaram *bud* e *cusp*, respectivamente, às feições de alargamento e estrangulamento, responsáveis pela quebra na monotonia da espessura desses magmatitos (fig. 3). As dimensões máximas registradas são da ordem de centenas de quilômetros de comprimento e centenas de metros de largura.

Em seções de reflexão sísmica, podem ser reconhecidos pela ausência de reflexões ao longo de uma faixa vertical ou próximo da vertical, conhecida como "zona



Foto 1 - Dique intrudido em rochas sedimentares do Grupo Itararé - Bacia do Paraná.

Photo 1 - Dike intruded into sedimentary rocks of Itararé Group, Paraná Basin.

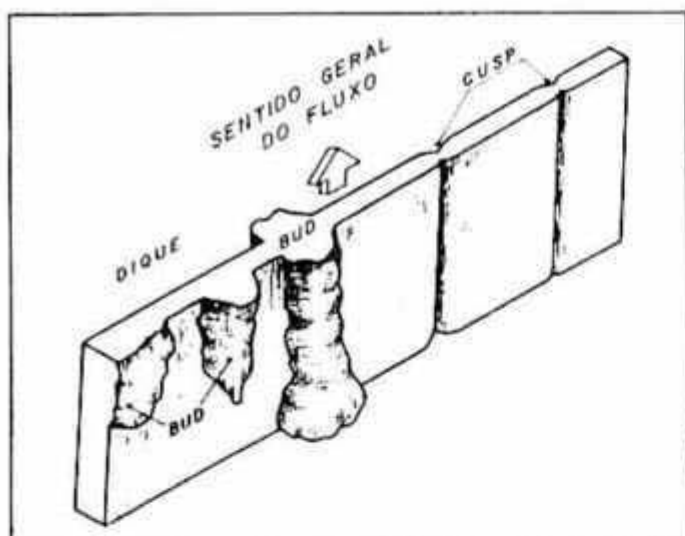


Fig. 3 - Representação esquemática de um dique, mostrando buds, cusps e a direção geral de fluxo magmático durante a intrusão (adaptado de Pollard et al. 1975 e Delaney e Pollard, 1981).

Fig. 3 - Schematic representation of a dike, indicating buds, cusps, and general direction of magmatic flow during intrusion (adapted from Pollard et al. 1975 and Delaney and Pollard, 1981).



Fig. 4 - Linha sísmica 225-RL-01, ilustrando um dique intrudido em sedimentos paleozóicos da Bacia do Paraná (Zalán et al. 1991).

Fig. 4 - Seismic line 225-RL-01, representing dike intruded into sediments of Paleozoic age, Paraná Basin (Zalán et al. 1991).

cega" (fig. 4). Nas simulações sísmicas realizadas por computador, observa-se que a zona cega tende a aumentar de espessura com o aumento da profundidade, mesmo nos casos em que as intrusões mantinham sua espessura constante. Isso se deve à "sombra" que o dique oferece aos refletores que jazem sob seu flanco interior, efeito que tende a aumentar com o aumento do ângulo de inclinação da intrusão (figs. 5 e 6).

3.2 - Soleiras

As soleiras (sills) são intrusões ígneas tabulares que se posicionam paralela ou subparalelamente ao

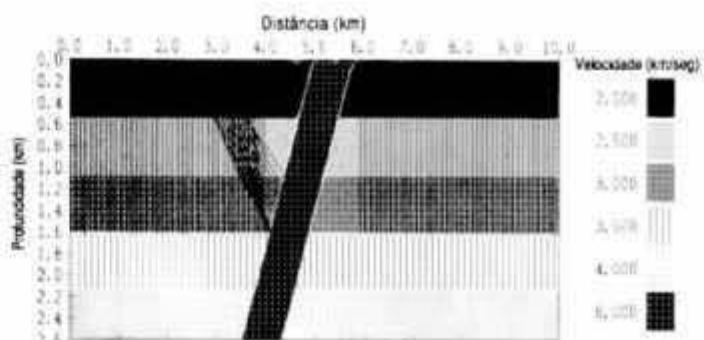


Fig. 5 - Modelo geológico de um dique inclinado. Os traços pretos indicam o percurso dos raios sísmicos.

Fig. 5 - Geologic model of inclined dike, indicating raypaths (black lines).

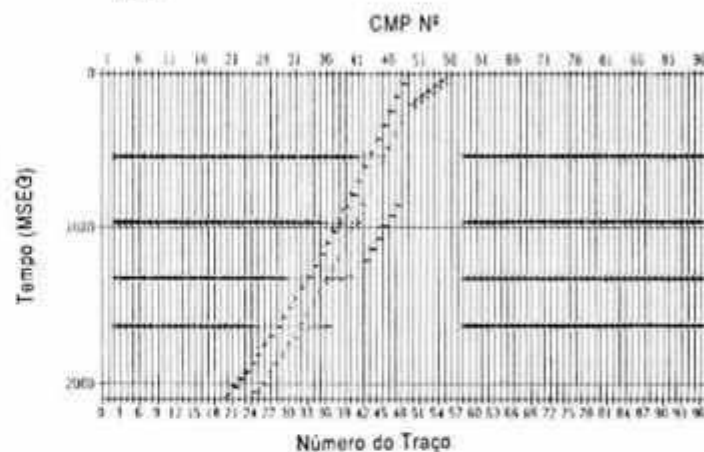


Fig. 6 - Modelo sísmico sintético de um dique inclinado sem deformações na rocha encaixante.

Fig. 6 - Synthetic seismic model of inclined dike, with no deformations to sedimentary host rock.



Foto 2 - Soleira de diabásio intrudida na Formação Rio do Rasto, Bacia do Paraná.

Photo 2 - Diabase sill intruded into Rio do Rasto Formation, Paraná Basin.

acamamento ou xistosidade da rocha encaixante (foto 2). Apesar de estes plutonitos situarem-se quase sempre na posição horizontal (ou próxima dela) nas bacias paleozóicas brasileiras, esta não é uma condição necessária para caracterizar uma soleira. Porções inclinadas são também

consideradas partes integrantes de soleiras, como poderá ser visto na subseção 4.2.4.

Possuem espessura relativamente pequena em comparação a suas dimensões paralelas à estrutura planar da hospedeira (Mizusaki e Conceição, 1988). Constatam-se valores da ordem de dezenas de quilômetros de diâmetro para centenas de metros de espessura. De acordo com Billings (1972), a razão entre essas dimensões deve ser superior a dez para tipificar uma soleira.

Em seções sísmicas, as soleiras são identificadas por refletores muito bem definidos, concordantes com as demais reflexões e de forte amplitude (Zalán *et al.* 1985) (fig. 7). Normalmente, as camadas por elas intrudidas representam seções com alto grau de fissilidade.

3.3 – Lacólitos

Esta forma intrusiva foi descrita por Gilbert (1877) como *laccolite* e modificada por Dana (1880) (*In*: Hunt, 1980) para *laccolith*, evitando assim a terminação “-ite” reservada para designar as espécies de rocha do ponto de vista petrográfico. Sem igual cuidado, foi adotado, em português, o termo “lacólito” para caracterizar os corpos intrusivos concordantes, de base plana e topo convexo, com planta circular ou lingular (fig. 8). Billings (1972) acredita que deva haver toda uma transição entre uma soleira e um lacólito típicos, este último com uma relação diâmetro/espessura sempre inferior a dez. Geralmente, esses corpos possuem algumas centenas de metros de espessura e alguns quilômetros de extensão.

Uma das características sísmicas mais marcantes de um lacólito é a ausência de sinais no núcleo da estrutura flanqueada por zona de divergência de refletores (Crone *et al.* 1985) (fig. 9). Ainda segundo esses autores, que estudaram a estrutura de *New Madrid*, no Arkansas, a estrutura anticlinal restringe-se à porção superior do intervalo estratigráfico, permanecendo horizontais os refletores abaixo da intrusão. No interior da estrutura *Big Pie*, no Colorado,

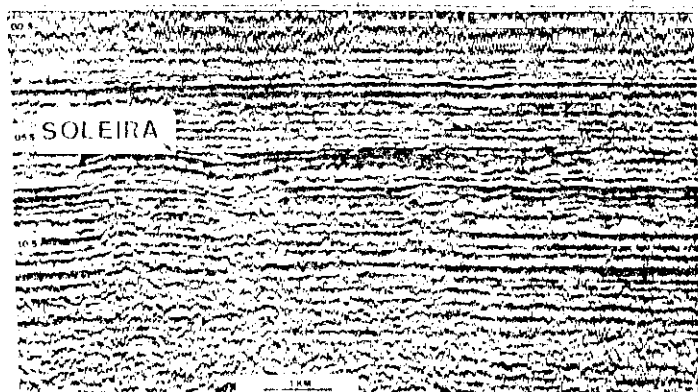


Fig. 7 - Linha sísmica 60-RL-353, ilustrando a intrusão de uma soleira em sedimentos paleozóicos da Bacia do Solimões.

Fig. 7 - Seismic line 60-RL-353, representing sill intrusion in sediments of Paleozoic age, Solimões Basin.

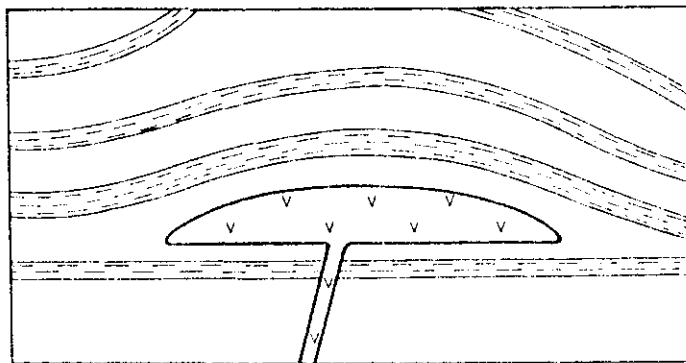


Fig. 8 - Seção esquemática de um lacólito, ilustrando sua geometria típica de lente plano-convexa.

Fig. 8 - Schematic section of laccolith, illustrating geometry typical of plano-convex lens.

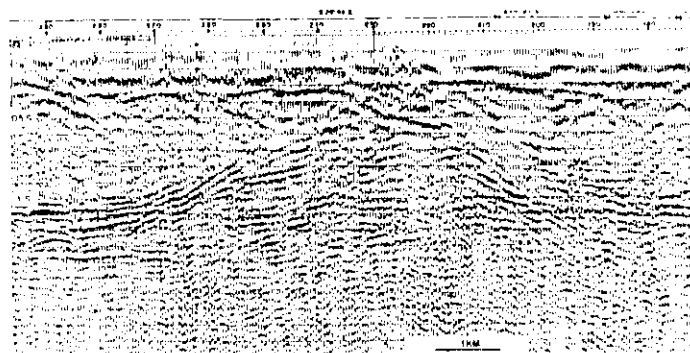


Fig. 9 - Linha sísmica 43-RL-01 ilustrando a intrusão de um lacólito em sedimentos da Bacia do Paraná (Zalán *et al.* 1985).

Fig. 9 - Seismic line 43-RL-01, representing laccolith intrusion in Paraná Basin sediments (Zalán *et al.* 1985).

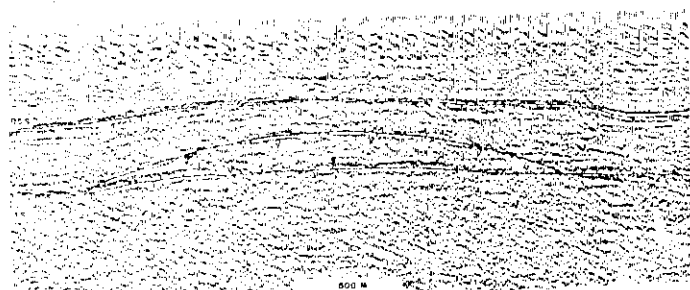


Fig. 10 - Linha sísmica 55-RL-100, ilustrando a intrusão de um lacólito em sedimentos da Bacia do Amazonas.

Fig. 10 - Seismic line 55-RL-100, representing laccolith intrusion in Amazonas Basin sediments.

Hickenlooper e Williams (1986) identificaram um lacólito devido à divergência entre os refletores em torno de uma área central de grande amplitude.

As características sísmicas dos lacólitos seriam complementadas destacando-se um possível efeito de *pull up* da base da intrusão, como observado na linha sísmica mostrada na figura 10.

3.4 – Bismálitos

Os bismálitos constituem um tipo especial de lacólito, cujos limites são definidos por planos de falhas arqueadas. Através dessas falhas os estratos sobrejacentes são eruidos, como em um *horst*, gerando o espaço necessário para o posicionamento da intrusão (fig. 11). Diferenciam-se dos lacólitos comuns por apresentarem terminações laterais bem mais abruptas do que aqueles plutonitos. Segundo Billings (1972), muitos corpos podem apresentar simultaneamente características de lacólitos e bismálitos, ou seja, as rochas sobrejacentes podem ser soerguidas por arqueamento em alguns lugares e por falhamento em outros.

Em seções de reflexão sísmica, os bismálitos são de difícil identificação. Observa-se, na simulação apresentada na figura 12, que a interrupção dos refletores nos flancos da intrusão, associada ao *pull up* dos estratos sotopostos, torna muito sutil a presença do plutonito, mais parecendo um simples *horst* causado por falhas normais. O detalhe igualmente sutil de inversão de polaridade do traço sísmico na base da intrusão não chega a ser um indicador muito seguro.

3.5 – Cunhas e Apófises

Cunhas são apêndices que se projetam na rocha encaixante a partir de qualquer outro corpo magmático intrusivo principal. O termo "apófise" é genericamente utilizado quando sua geometria afasta-se de uma cunha típica

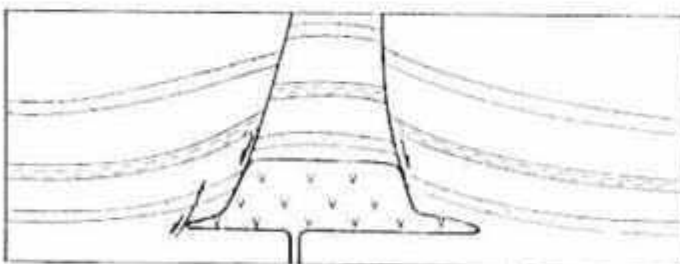


Fig. 11 - Seção esquemática de uma intrusão ígnea em forma de bismálito.
Fig. 11 - Schematic section of igneous intrusion in form of bysmalith.

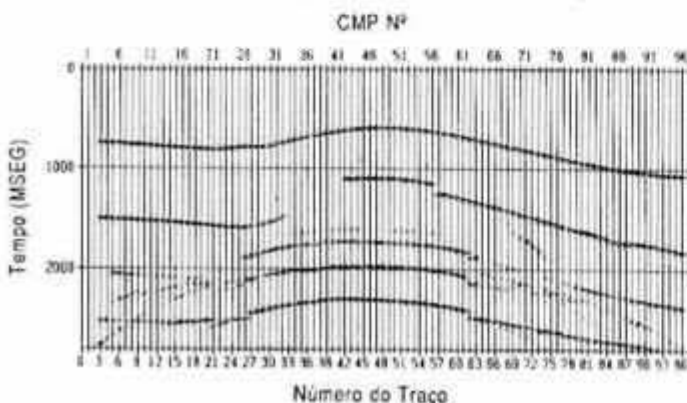


Fig. 12 - Modelo sísmico sintético de uma intrusão de bismálito.
Fig. 12 - Synthetic seismic model of bysmalith intrusion.

(Conceição e Zalán, 1990). É muito freqüente o surgimento de cunhas magmáticas nos flancos de diques (foto 3) e no topo e base de plutonitos horizontais, como soleiras e bismálitos (foto 4). Suas dimensões são normalmente pequenas em relação aos corpos de origem, o que torna muito difícil a definição em seções de reflexão sísmica.

4 – CLASSIFICAÇÃO DOS ESTILOS ESTRUTURAIS

A classificação aqui proposta é baseada na geometria dos corpos intrusivos e na deformação da encaixante propriamente dita. As formas intrusivas contempladas nesta classificação são as descritas no capítulo anterior, ou seja, diques, soleiras, lacólitos, bismálitos, cunhas e apófises. À medida que forem observadas estruturas associadas a outras formas de intrusão, com a repetibilidade necessária, estas deverão ser introduzidas nesta classificação, complementando-a e enriquecendo-a.

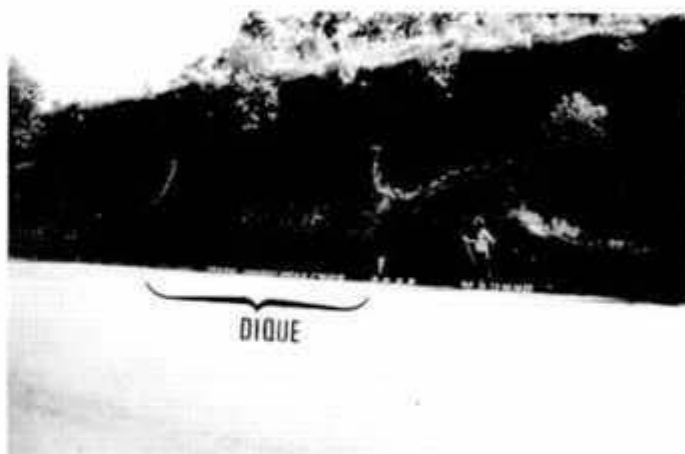


Foto 3 - Apófise magmática intrudida em sedimentos da Formação Palermo - Bacia do Paraná.

Photo 3 - Magmatic apophysis intruded into sediments of Palermo Formation - Paraná Basin.



Foto 4 - Cunha magmática desenvolvida a partir do topo de um lacólito intrudido na Formação Cabeças - Bacia do Maranhão.

Photo 4 - Magmatic wedge developed from top of laccolith intruded into Cabeças Formation - Maranhão Basin.

No quadro I, é resumida a classificação proposta, mostrando a distribuição das deformações em relação aos magmatitos associados. A ordem de apresentação reflete, aproximadamente, a frequência decrescente de ocorrência das mesmas.

4.1 – Estruturas Associadas a Diques

4.1.1 – Sinclinal Periférico

Feição estrutural na qual as camadas sedimentares arqueiam-se ou dobram-se, formando sinclinais nos flancos do dique (fig. 13 e foto 5). O mergulho regional dos estratos, geralmente baixo nas bacias estudadas, eleva-se paulatinamente até cerca de 30° ou 40°, valor médio observado nesta deformação. Nos casos mais radicais, este ângulo pode chegar a 90°, provocando sensível adelgaçamento nas camadas devido à compressão lateral (foto 6).

As dimensões desta estrutura são bastante variadas. A zona deformada pode ser bem maior ou bem menor do que a espessura real do dique. Estabelecendo a razão entre aquele valor e este, encontram-se resultados normalmente entre um e dez, com extremos em 0,09 e 40,71. Essa extrema variação indica total ausência de correlação entre a espessura do dique e a zona afetada por deformação na rocha encaixante.

QUADRO I / CHART I

PROPOSTA DE CLASSIFICAÇÃO DOS ESTILOS ESTRUTURAIS PROPOSED CLASSIFICATION OF STRUCTURAL STYLES

Rochas Intrusivas	Estruturas Associadas
Diques	Sinclinal Periférico Anticlinal Periférico Anticlinal Sobreposto Dobras e Falhas Reversas Falhas Normais Escalonamento por Salto
Soleiras e Lacólitos	Estrutura Dômica Domo com Falhas Reversas Dobras com Falhas Reversas Escalonamento por Salto
Bismálitos	<i>Horst</i> Sobreposto
Cunhas e Apólisés	Flexão Lateral Flexão na Base da Intrusão Flexão no Topo da Intrusão

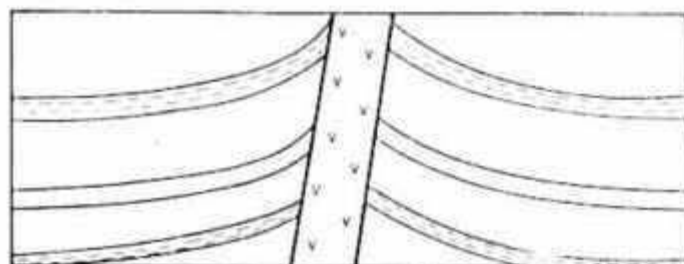


Fig. 13 - Dique com sinclinal periférico.
Fig. 13 - Dike with peripheral syncline.



Foto 5 - Dique com sinclinal periférico. Grupo Itararé - Bacia do Paraná.
Photo 5 - Dike with peripheral syncline, Itararé Group, Paraná Basin.



Foto 6 - Dique com sinclinal periférico, provocando verticalização das camadas. Formação Teresina - Bacia do Paraná.
Photo 6 - Dike with peripheral syncline, producing verticalization of layers, Teresina Formation - Paraná Basin.

Os sinclinais periféricos caracterizam-se em seções de reflexão sísmica por refletores em forma de sinclinal, truncados por uma zona cega central, que indica a presença do dique (fig. 14). No modelo sísmico simulado, observa-se que os refletores que margeiam o dique pelo flanco inferior são parcialmente suprimidos pela zona de "sombra" criada pelo plutonito (figs. 15 e 16). Jenyon (1987) reconheceu este padrão de deformação em seções da Bacia Marix-Furness, plataforma continental da Inglaterra, atribuindo o fenômeno ao *drag* causado pela intrusão do dique.

Em mapa de contorno estrutural, essa estrutura pode ser identificada pela associação de sinclinais alongados paralelamente a um dique, com eixos principais colineares ou *en echelon*, separados por pequenas celas (fig. 17).

4.1.2 – Anticlinal Periférico

Estilo estrutural composto pelo arqueamento das camadas sedimentares, formando anticlinais nos flancos

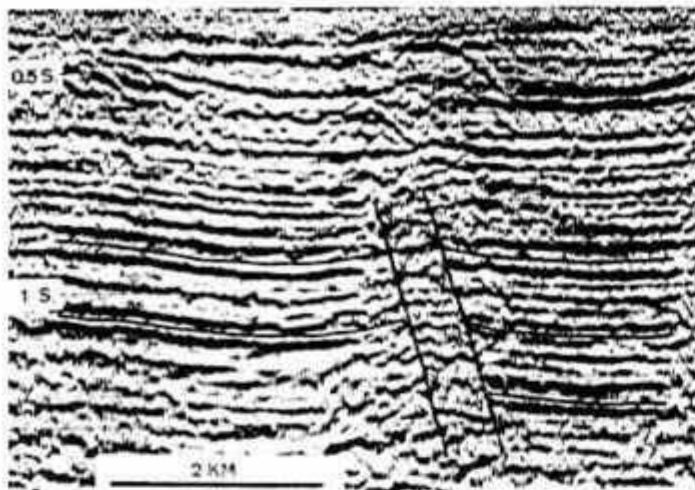


Fig. 14 - Linha sísmica 204-RL-152, Bacia do Amazonas, ilustrando um dique com sinclinal periférico.

Fig. 14 - Seismic line 204-RL-152, representing dike with peripheral syncline, Amazonas Basin.

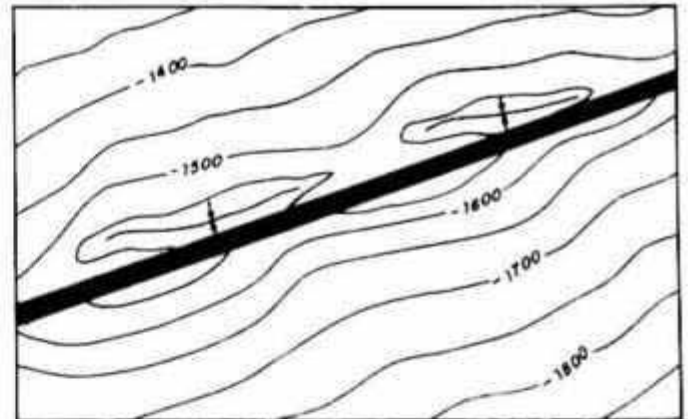


Fig. 17 - Mapa de contorno estrutural esquemático de um dique com sinclinais periféricos.

Fig. 17 - Schematic structural contour map of dike with peripheral synclines.

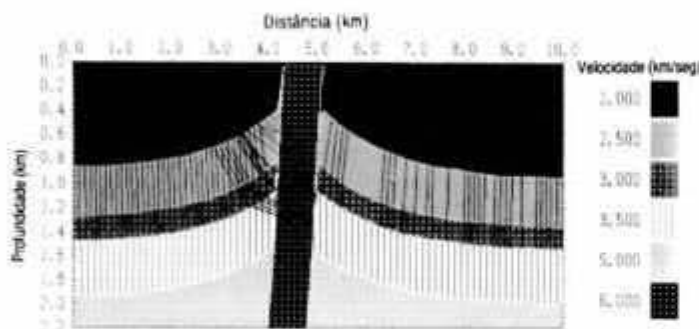


Fig. 15 - Modelo geológico de dique com sinclinal periférico, ilustrando com traços pretos, o percurso dos raios sísmicos.

Fig. 15 - Geologic model of dike with peripheral syncline, indicating seismic raypaths (black lines).

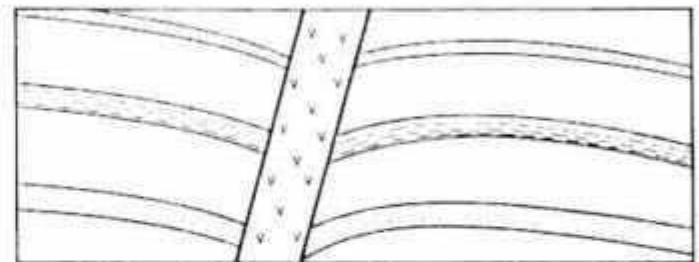


Fig. 18 - Dique com anticlinal periférico (estrutura-gaivota - Zalán et al. 1985).

Fig. 18 - Dike with peripheral anticline (seagull structure - Zalán et al. 1985).

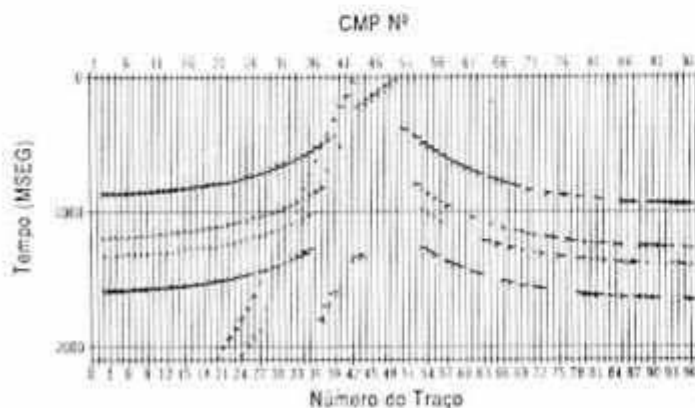


Fig. 16 - Modelo sísmico sintético de dique com sinclinal periférico.

Fig. 16 - Synthetic seismic model of dike with peripheral syncline.



Foto 7 - Dique com anticlinal periférico (estrutura-gaivota), Formação Ponta Grossa - Bacia do Paraná.

Photo 7 - Dike with peripheral anticline (seagull structure), Ponta Grossa Formation - Paraná Basin.

dos diques (fig. 18 e foto 7). Esta deformação foi descrita por Zalán et al. (1985) como "estrutura-gaivota" devido à sua semelhança com a silhueta deste pássaro em voo. A estrutura-gaivota é formada pelo flexionamento dos estratos que abandonam sua atitude original, passando a mer-

gulhar contra a intrusão com ângulos da ordem de 15° a 20° em média. Frequentemente, desenvolve-se de forma assimétrica em função da diferença no ângulo de mergulho das camadas nos dois flancos do dique. Há casos em que a deformação restringe-se a um único flanco, permanecen-

do praticamente inalterada a geometria original dos estratos na outra borda do plutônio (foto 8).

Gayer *et al.* (1978) observaram várias deformações associadas a diques nos psamitos do Complexo Nalak, na Noruega, as quais foram classificadas/interpretadas como estruturas-gaivotas.

Como no caso anterior, as dimensões da estrutura-gaivota são também bastante variadas, não aparentando haver relação direta entre a área afetada pela deformação e a espessura real do dique. A razão entre essas duas grandezas foi calculada entre 0,21 e 5,75 nos afloramentos analisados. Porém, devido aos ângulos mais sutis exibidos pelas camadas sedimentares neste estilo estrutural, às vezes torna-se difícil definir com precisão os limites de influência de deformação, o que restringiu o número de avaliações.

A estrutura-gaivota é reconhecida em seções sísmicas pela presença de anticlinais separados por uma zona cega, onde os refletores perdem a continuidade lateral (figs. de 19 a 21). Sob o flanco inferior da intrusiva, a extre-

midade dos refletores é normalmente omitida por se encontrar em uma zona de sombra. Esta característica, além de causar o alargamento exagerado da zona cega, suprime a porção mais deformada das camadas, que se encontra justamente próximo ao contato com o dique, suavizando a amplitude do anticlinal. Esse efeito, claramente observado em modelagens sísmicas (figs. 22 e 23), será menor à medida que o mergulho do dique for mais próximo da vertical.

O conjunto de estruturas-gaivotas, observado na planta de um mapa estrutural, caracteriza-se pela seqüência de anticlinais alongados, com o eixo maior paralelo ao *strike* de um dique ou formando um pequeno ângulo com este (fig. 24).

4.1.3 – Anticlinal Sobreposto

Deformação causada pelo arqueamento das camadas sobrejacentes à terminação superior de um dique, na

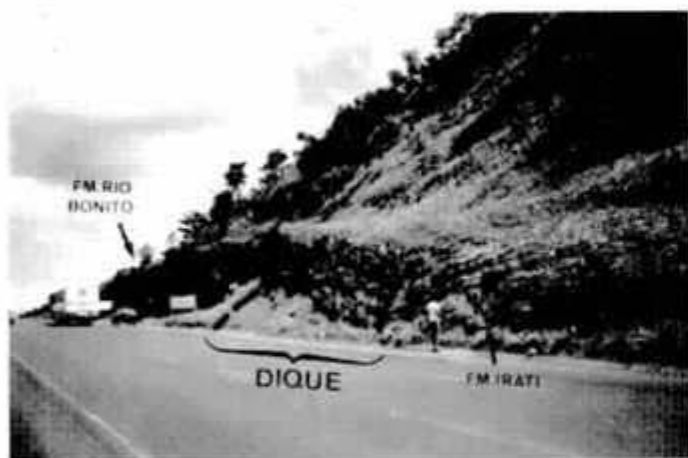


Foto 8 - Dique intrudido em sedimentos das formações Rio Bonito (à esquerda, horizontais) e Irati (à direita), onde se concentra toda a deformação da estrutura-gaivota - Bacia do Paraná.

Photo 8 - Dike intruded into sediments of Rio Bonito (at left, horizontal) and Irati (at right) formations, where deformation of seagull structure is concentrated - Paraná Basin.

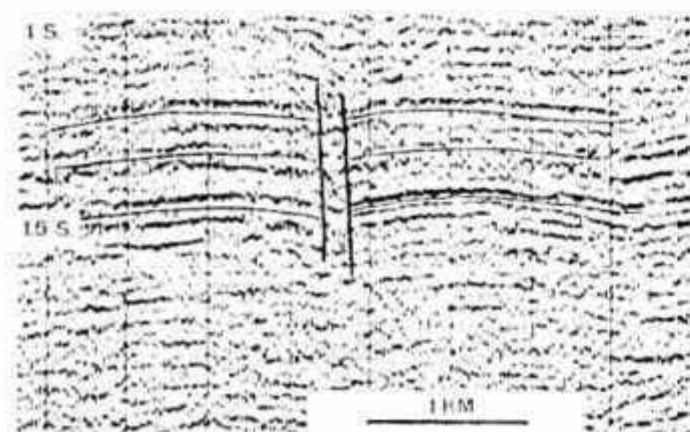


Fig. 19 - Linha sísmica 204-RL-21, Bacia do Amazonas, ilustrando um dique com estrutura-gaivota.

Fig. 19 - Seismic line 204-RL-21, representing dike with seagull structures - Amazonas Basin.

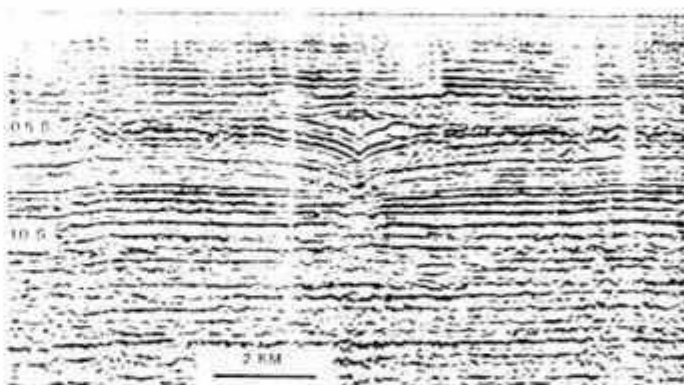


Fig. 20 - Linha sísmica 204-RL-11, Bacia do Amazonas, ilustrando um dique com estrutura-gaivota (Zalán *et al.* 1985).

Fig. 20 - Seismic line 204-RL-11, representing dike with seagull structure - Amazonas Basin (Zalán *et al.* 1985).

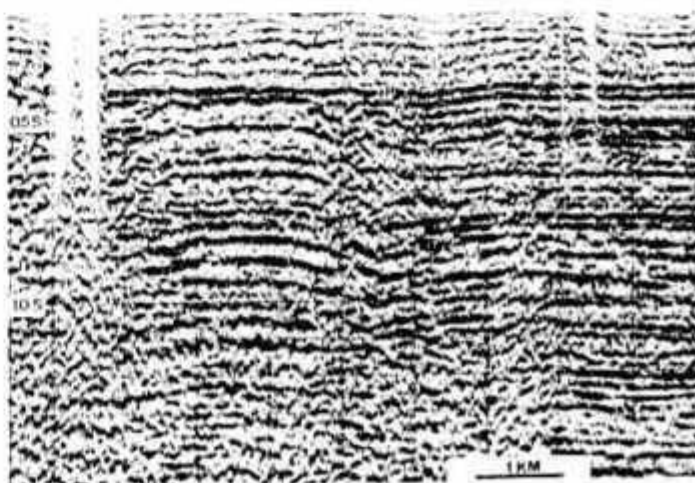


Fig. 21 - Linha sísmica 204-RL-12, Bacia do Amazonas, ilustrando um dique com estrutura-gaivota.

Fig. 21 - Seismic line 204-RL-12, representing dike with seagull structure - Amazonas Basin.

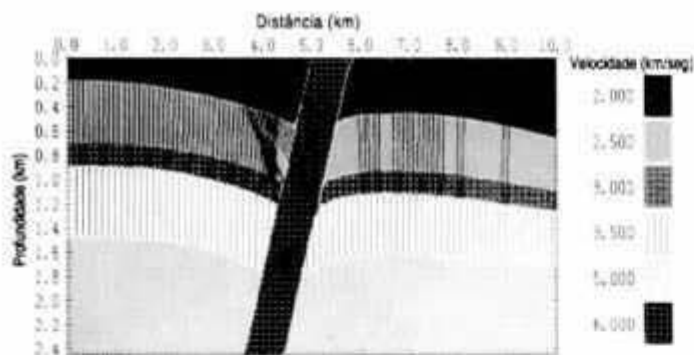


Fig. 22 - Modelo geológico de dique com estrutura-gaivota, ilustrando com traços pretos o percurso dos raios sísmicos.

Fig. 22 - Geologic model of dike with saagull structure, indicating seismic raypaths (black lines).

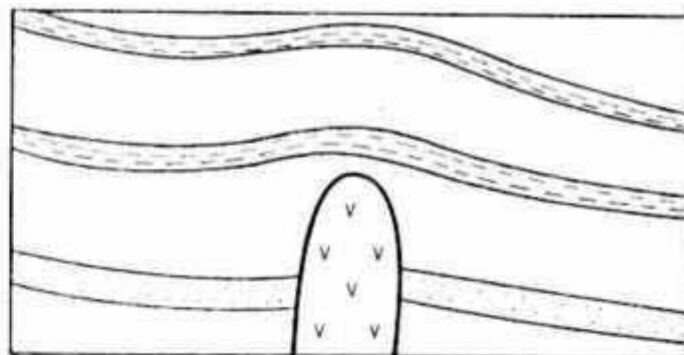


Fig. 25 - Dique com anticlinal sobreposto (estrutura-cogumelo).

Fig. 25 - Dike with overlying anticlines (mushroom structure).



Foto 9 - Dique com anticlinal sobreposto, Formação Rio do Rasto, Bacia do Paraná (foto cedida por Osmar A. Zanotto).

Photo 9 - Dike with overlying anticline, Rio do Rasto Formation - Paraná Basin (photo permission, Osmar A. Zanotto).

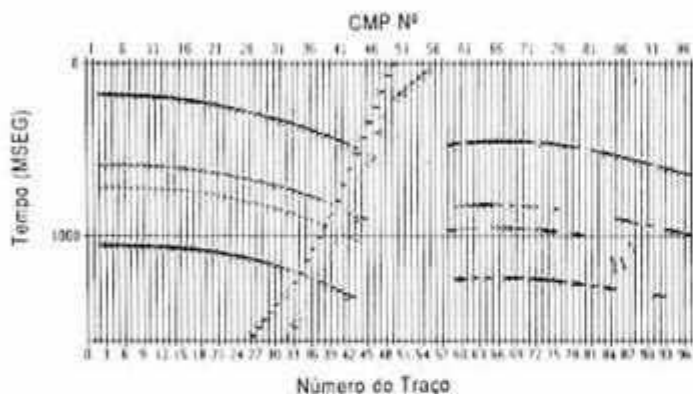


Fig. 23 - Modelo sísmico sintético de um dique com estrutura-gaivota.

Fig. 23 - Synthetic seismic model of dike with saagull structure.

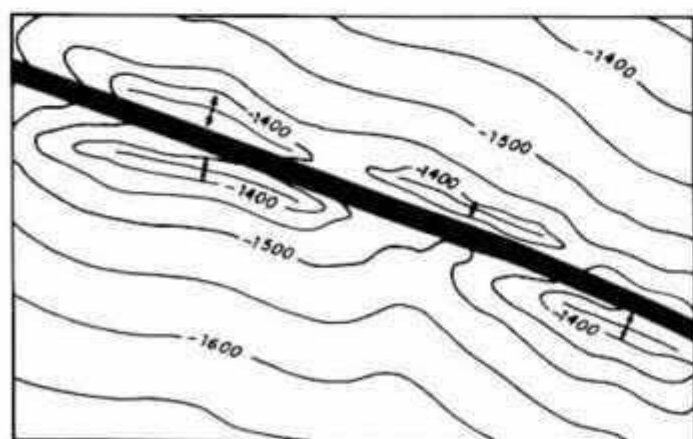


Fig. 24 - Mapa de contorno estrutural esquemático de um dique com estrutura-gaivota.

Fig. 24 - Schematic structural contour map of dike with saagull structure.

forma de um anticlinal, conforme ilustrado na figura 25 e foto 9, denominada "estrutura-cogumelo", por sua similaridade geométrica com aquela planta critógama parasita.

Não se dispõe de avaliações suficientes para uma análise estatística confiável entre as dimensões do dique e

do anticlinal associado. Sabe-se, contudo, que quanto maior a espessura da intrusiva, maior o comprimento de onda do anticlinal. Tanto a amplitude quanto o comprimento de onda da estrutura dependerão da profundidade do topo da intrusão e da natureza dos estratos subjacentes. Rochas mais dúcteis e profundas tenderão a desenvolver anticlinais de maior amplitude, restritos às proximidades das paredes do dique. Rochas mais rúpteis e rasas estão mais propensas a formar anticlinais de menor amplitude, cujos limites laterais excedam folgadoamente a espessura da intrusão.

Identifica-se a estrutura-cogumelo em linhas de reflexão sísmica, por intermédio da presença de um anticlinal sobreposto a uma zona cega, indicativa do magmatito, conforme foi mapeada na linha 205-RL-86, na Bacia do Amazonas, por técnicos da PETROBRÁS (DINTER/DENOR) (fig. 26). Outro bom exemplo é apresentado por Miranda (1990), em linha sísmica da região do Golfo de Aden, ao sul da Península Arábica, entre o Iêmen do Sul e a Etiópia (fig. 27; a interpretação original desse autor foi aqui simplificada, permanecendo somente as características mais significativas).

A direção do eixo maior da estrutura é coincidente com o *strike* da intrusiva, mas, em mapas de contorno

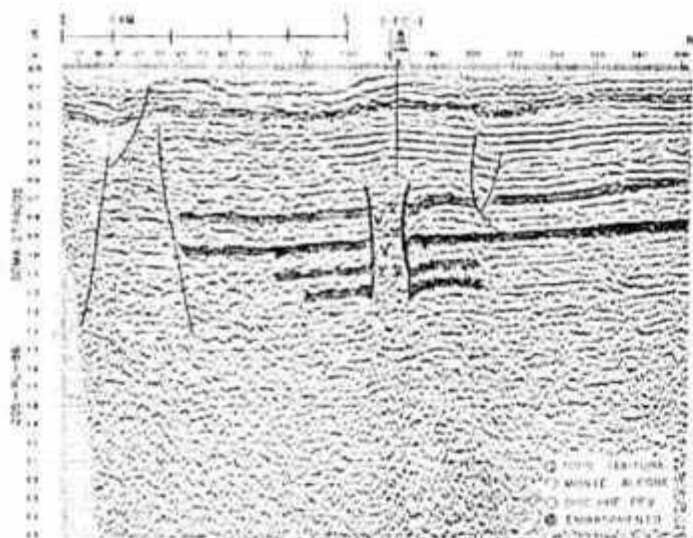


Fig. 26 - Linha sísmica 205-RL-86, Bacia do Amazonas, ilustrando um dique com estrutura cogumelo.

Fig. 26 - Seismic line 205-RL-86, representing dike with mushroom structure - Amazonas Basin.

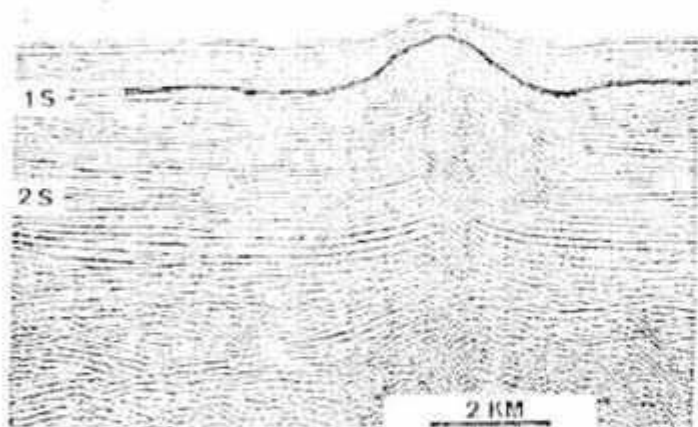


Fig. 27 - Linha sísmica YEN-S-79-10, Golfo de Aden, ilustrando um dique com estrutura cogumelo e sinclinais laterais (interpretação modificada de Miranda, 1990).

Fig. 27 - Seismic line YEN-S-79-10, representing dike with mushroom structure and lateral synclines, Gulf of Aden (interpretation modified from Miranda, 1990).

estrutural, apenas os anticlinais alinhados serão observados, já que o corpo magmático restringe-se a níveis estratigráficos inferiores (fig. 28).

4.1.4 - Dobras e Falhas Reversas

Esta deformação é o resultado da associação de dobras ou arqueamentos com falhas reversas, nos flancos dos diques (fig. 29 e foto 10). Os planos das falhas e da intrusão têm direções subparalelas. As falhas podem ser antitéticas, quando mergulham em sentido contrário ao plano de intrusão, ou sintéticas, quando ambas mergulham no mesmo sentido. Geralmente, os ângulos de inclinação



Fig. 28 - Mapa de contorno estrutural esquemático de dois diques com estruturas cogumelo.

Fig. 28 - Schematic structural contour map of two dikes with mushroom structures.



Fig. 29 - Dique com dobras e falhas reversas

Fig. 29 - Dike with folds and reverse faults.



Foto 10 - Dique com arqueamentos e falhas reversas. Formação Palermo - Bacia do Paraná (foto cedida por Osmar A. Zanotto).
Photo 10 - Dike with warpings and reverse faults, Palermo Formation - Paraná Basin (photo permission, Osmar A. Zanotto).

das falhas são menores que os dos diques, variando entre 70° e 45° . Os rejeitos são pequenos e distribuídos em vários planos que se enraizam em um só, ou dispõem-se subparalelamente entre si (fotos 11 e 12). Os planos de falhas definem vários degraus (*steps*), onde as rochas sedimentares exibem dobras ou arqueamentos mais suaves.



Foto 11 - Dique com falhas reversas, Formação Pedra de Fogo - Bacia do Maranhão

Photo 11 - Dike with reverse faults, Pedra de Fogo Formation - Maranhão Basin



Foto 12 - Detalhe das falhas reversas associadas ao dique da foto 11, Formação Pedra de Fogo - Bacia do Maranhão

Photo 12 - Detail of reverse faults related to dike in photo 11, Pedra de Fogo Formation - Maranhão Basin

Difícilmente, observa-se esta estrutura nos dois flancos de uma mesma intrusão, o que lhe confere um caráter fortemente assimétrico; as falhas reversas são praticamente restritas ao flanco superior dos diques (seção 5.2).

Avaliou-se a distância entre a intrusão e as falhas mais afastadas, calculando-se a razão entre esta medida e a espessura real do dique. Valores entre 10 e 30 foram obtidos tanto em afloramentos quanto em seções sísmicas. As falhas em feixes dispõem-se nas proximidades da intrusão, individualizando blocos de dimensões restritas. As falhas mais distantes do plutonito ocorrem sós, limitando *steps* mais amplos.

Sismicamente, caracteriza-se este estilo estrutural por meio dos refletores arqueados e ligeiramente deslocados ao longo de planos de falhas reversas, adjacentes a um dique, identificado por zona cega subvertical (fig. 30).

Em planta, este estilo de deformação é caracterizado pela associação de falhas reversas paralelas a um dique, limitando blocos escalonados individuais, que, ocasionalmente, constituem-se em anticlinais com eixos maiores paralelos ao *strike* da intrusão (fig. 31).

4.1.5 - Falhas Normais

Neste padrão estrutural, feixes de falhas normais deslocam as camadas adjacentes aos diques, formando pequenos *grabens* laterais. As falhas normais, geralmente, posicionam-se nas flexões monoclinais periféricas à intrusão, como resposta ao campo de esforços tradicionais que ali se estabelecem (fig. 32 e foto 13).

Não se dispõem de dados suficientes para o estabelecimento de uma relação entre as dimensões do dique e sua distância para as falhas.

O padrão sísmico deste estilo estrutural é caracterizado pela zona cega típica de uma intrusão tabular discordante, ladeada por sistema de falhas normais que abate as

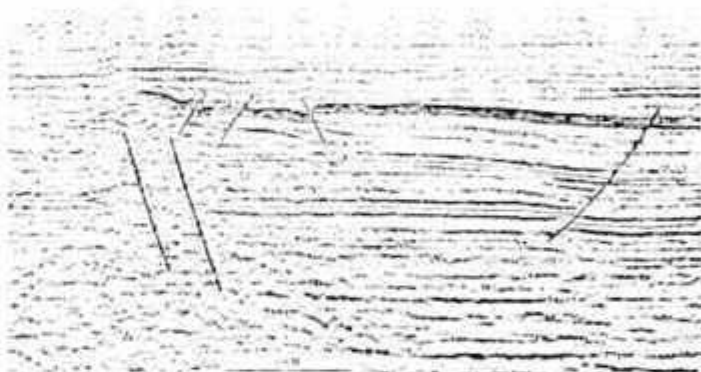


Fig. 30 - Linha sísmica 204-RL-189, Bacia do Amazonas, ilustrando um dique com arqueamentos e falhas reversas.

Fig. 30 - Seismic line 204-RL-189, representing dike with warplings and reverse faults, Amazonas Basin.

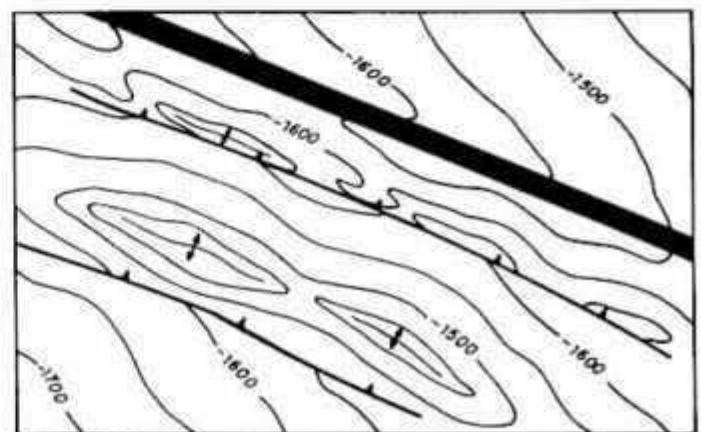


Fig. 31 - Mapa de contorno estrutural esquemático de um dique com dobras e falhas reversas

Fig. 31 - Schematic structural contour map of dike with folds and reverse faults.

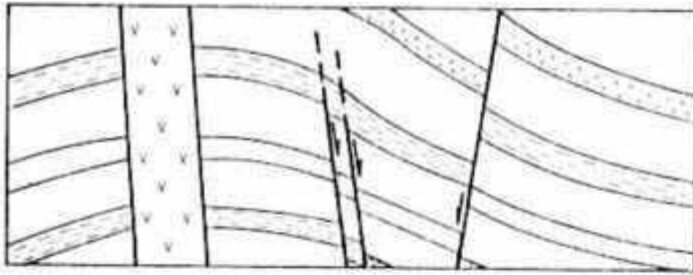


Fig. 32 - Dique com falhas normais.
Fig. 32 - Dike with normal faults.



Foto 13 - Dique com falhas normais, Formação Rio Bonito - Bacia do Paraná.
Photo 13 - Dike with normal faults, Rio Bonito Formation - Paraná Basin.

camadas formando pequenos *grabens* assimétricos, como se observam no modelo sintético das figuras 33 e 34.

Em planta, esta estrutura pode ser reconhecida pelo desenvolvimento de blocos escalonados por falhas, alongados paralelamente à intrusão (fig. 35).

4.1.6 - Diques Escalonados por Saltos

Escalonamento de diques por salto é o deslocamento lateral sofrido pelo magmatito no momento da intrusão.

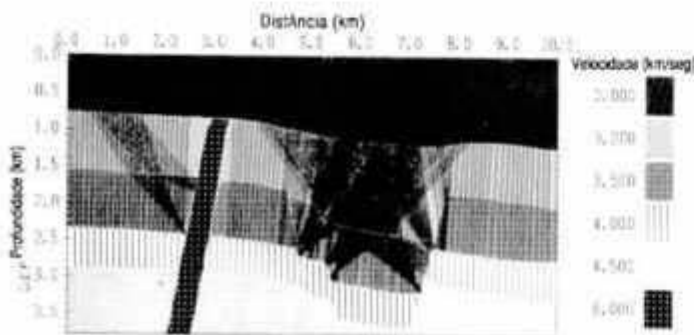


Fig. 33 - Modelo geológico de dique com falhas normais, ilustrando, com traços pretos, o percurso dos raios sísmicos.
Fig. 33 - Geologic model of dike with normal faults, indicating seismic raypaths (black lines).

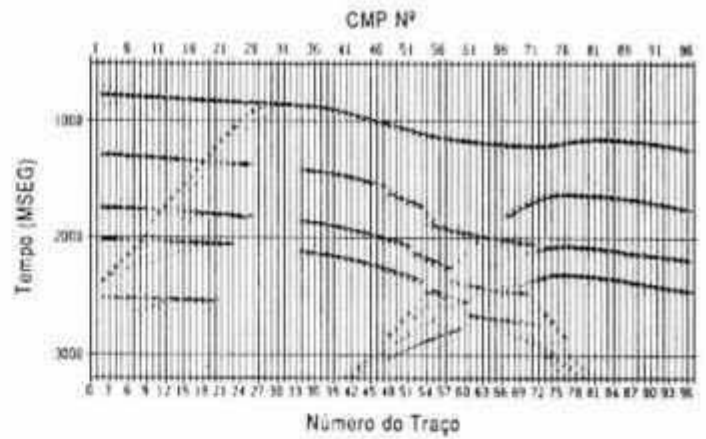


Fig. 34 - Modelo sísmico sintético de um dique com falhas normais.
Fig. 34 - Synthetic seismic model of dike with normal faults.

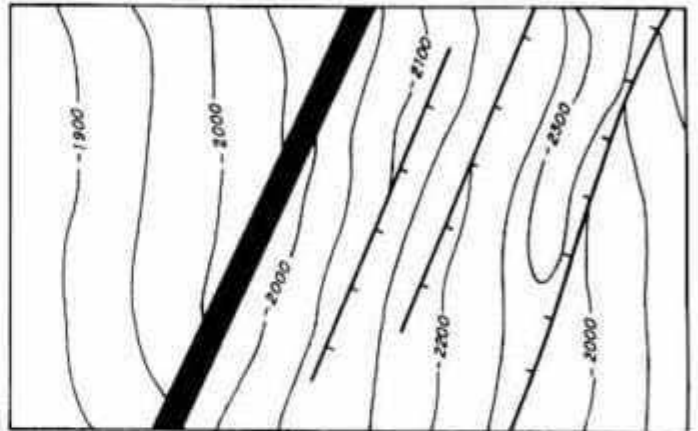


Fig. 35 - Mapa de contorno estrutural esquemático de um dique com falhas normais.
Fig. 35 - Schematic structural contour map of dike with normal faults.

Tal deslocamento pode ocorrer ao longo de planos subhorizontais ou subverticais, conforme ilustrado na figura 36 e nas fotos 14 e 15.

Caracterizam-se como "saltos contínuos" quando o deslocamento lateral é igual ou inferior à espessura do dique. Desta forma, fica preservada a continuidade do corpo magmático por meio do plano de salto. Por outro lado,

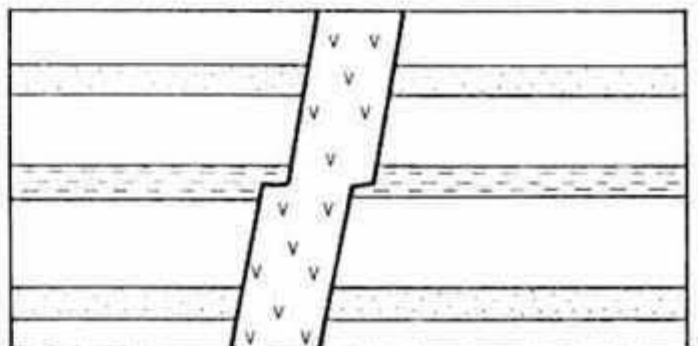


Fig. 36 - Dique escalonado por salto.
Fig. 36 - Stepped dike.



Foto 14 - Dique escalonado por salto visto em seção vertical, Formação Cabeças - Bacia do Maranhão.

Photo 14 - Vertical cross-section of stepped dike, Cabeças Formation - Maranhão Basin.



Foto 16 - Dique escalonado por salto contínuo, Formação Pastos Bons - Bacia do Maranhão.

Photo 16 - Continuous stepped dike, Pastos Bons Formation - Maranhão Basin.



Foto 15 - Molde da intrusão da foto 14, ilustrando o salto também em seção horizontal.

Photo 15 - Model of intrusion shown in photo 14, illustrating step in horizontal cross-section.



Foto 17 - Dique escalonado por salto descontínuo, Grupo Itararé - Bacia do Paraná.

Photo 17 - Discontinuous stepped dike, Itararé Group - Paraná Basin.

deslocamentos superiores à espessura do dique provocam a descontinuidade do magmatito no plano de salto, criando os "escalonamentos descontínuos" (fotos 16 e 17). Contudo, o deslocamento lateral não é constante ao longo de todo o plano de salto. Ele varia de zero, onde o dique não sofre qualquer deslocamento, até um valor máximo que pode ser superior à espessura do dique. Portanto, dependendo do posicionamento onde a intrusão é seccionada, poder-se-á caracterizar um salto descontínuo, um salto contínuo ou, simplesmente, um dique normal (fig. 37).

Nas seções sísmicas, os diques escalonados por salto imprimem um padrão muito próprio, como pode ser observado no modelo sintético das figuras 38 e 39. Abaixo do plano de salto, a espessura da zona cega fica exagerada, porque reflete o somatório dos efeitos de "sombra" dos dois segmentos do dique, que ficam acima e abaixo do referido plano. Acima do salto, a espessura da zona cega diminui bruscamente. Alguns pequenos segmentos de refletores podem ocorrer dispersos na zona cega, como

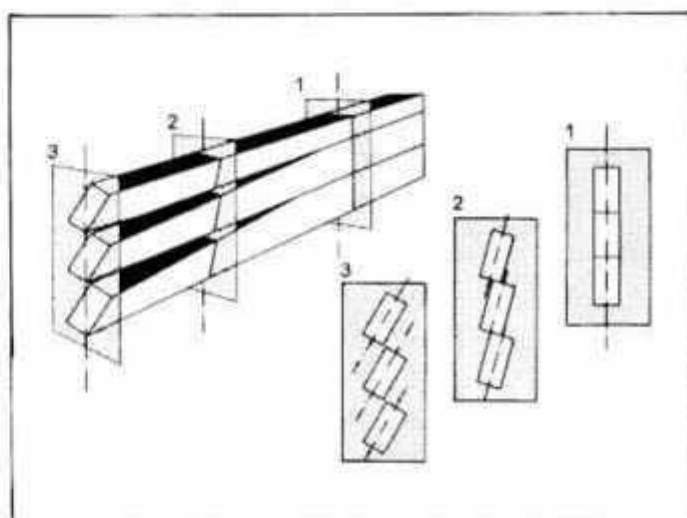


Fig. 37 - Modelo esquemático de um dique, mostrando as três situações: 1) dique normal, 2) salto contínuo e 3) salto descontínuo.

Fig. 37 - Schematic model of dike, illustrating three situations: 1) normal dike; 2) continuous steps; and 3) discontinuous steps.

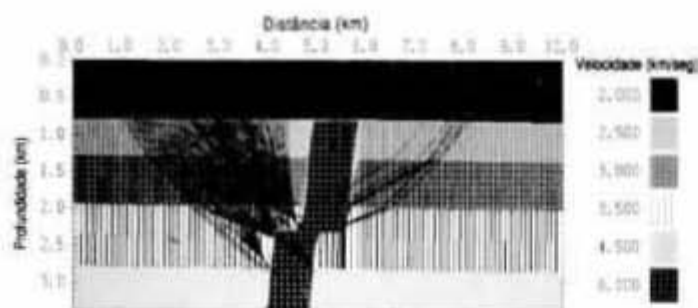


Fig. 38 - Modelo geológico de um dique escalonado por salto, ilustrando, com traços pretos, o percurso dos raios sísmicos.

Fig. 38 - Geologic model of stepped dike, indicating raypaths (black lines).

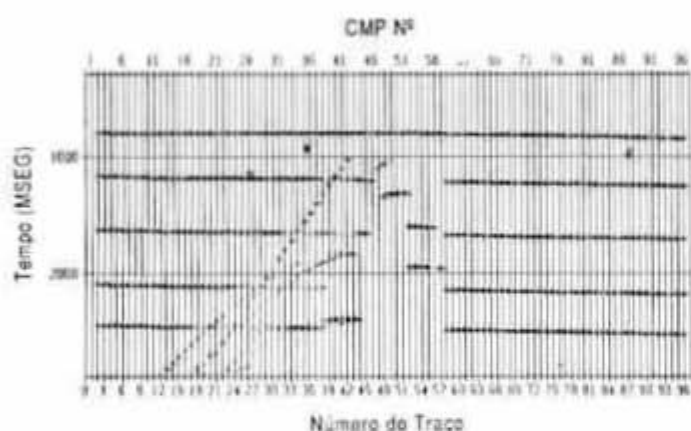


Fig. 39 - Linha sísmica sintética, ilustrando um dique escalonado por salto.

Fig. 39 - Synthetic seismic line, representing stepped dike.

resultado do efeito de *pull up* na extremidade das camadas subjacentes ao plano de deslocamento.

Os saltos laterais não constituem estruturas propriamente ditas, visto que não imprimem por si só nenhuma deformação visível na rocha encaixante, além da ruptura necessária para a penetração do magma. Mesmo assim, foram incluídos, nesta classificação, devido à importância de seu reconhecimento em seções de reflexão sísmica e pela frequência com que ocorrem nas bacias paleozóicas do Brasil.

4.2.1 - Estrutura Dômica

Estrutura formada pelo arqueamento das camadas sedimentares sobrepostas, amoldando-se à forma geral de lente plano-convexa dos lacólitos (fig. 40 e foto 18). Os estratos imediatos acima da intrusão adquirem mergulho divergente em todas as direções, sofrendo deslocamento máximo onde o lacólito é mais espesso, geralmente na parte central do magmatito. Nas bordas da intrusão, o deslocamento dos estratos é menor, mas o campo de esforços pode gerar fraturas, eventualmente preenchidas por magma, originando diques circulares secundários. As falhas de plano de acamamento, presentes no desenvolvi-

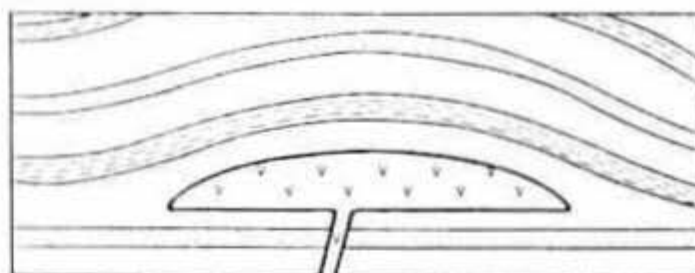


Fig. 40 - Lacólito com estrutura dômica.

Fig. 40 - Laccolith with dome structure.



Foto 18 - Lacólito com estrutura dômica, Formação Cabeças - Bacia do Maranhão.

Photo 18 - Laccolith with dome structure, Cabeças Formation - Maranhão Basin.

mento dessa estrutura, possuem maiores rejeitos justamente nessas zonas periféricas da intrusão, podendo ser responsáveis pelo escalonamento lateral dos diques secundários (fig. 41).

As estruturas dômicas têm dimensões compatíveis com as dos lacólitos, atingindo alguns quilômetros de extensão e poucas centenas de metros de fechamento vertical.

A forma dômica dos refletores, amoldada à geometria lenticular dos lacólitos sobrepostos a refletores subhorizontais e não-deformados, constitui um padrão sísmico.

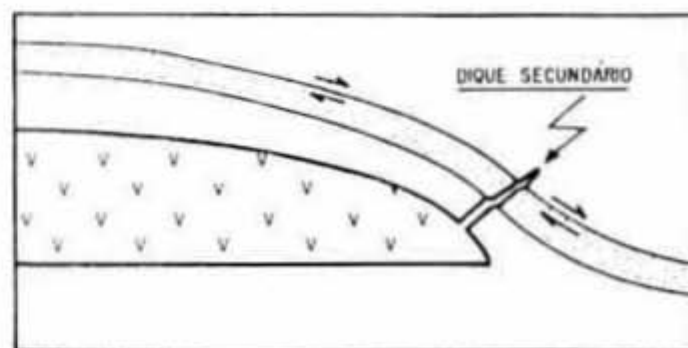


Fig. 41 - Detalhe de lacólito com estrutura dômica, ilustrando um dique secundário escalonado devido às falhas do plano de acamamento.

Fig. 41 - Detail of laccolith with dome structure, illustrating stepped secondary dike produced by bedding faults.

mico bem característico para esse estilo estrutural. A comparação entre modelo sintético e linha sísmica real, apresentados, respectivamente, nas figuras 42 e 10, revela a boa correlação alcançada na identificação dessa estrutura. A forma de lente biconvexa dos lacólitos, observada nessas figuras, resulta do efeito de *pull up* da base plano-horizantal do lacólito.

Nos mapas de contorno estrutural, essa feição traduz-se por uma simples estrutura circular ou lingular, com fechamento em todas as direções (fig. 43).

4.2.2 – Domo com Falhas Reversas

Esse estilo estrutural é uma variação da estrutura anterior, onde o arqueamento dos estratos foi acompanhado pelo surgimento de falhas reversas semicirculares. A progressão lateral da intrusão engloba a extremidade inferior das falhas, que são tão novas quanto mais externas ao plutonito (fig. 44).

Intrusões relativamente rasas, grande velocidade de magma e hospedeiras rúpteis favorecem o desenvolvimento das falhas reversas.

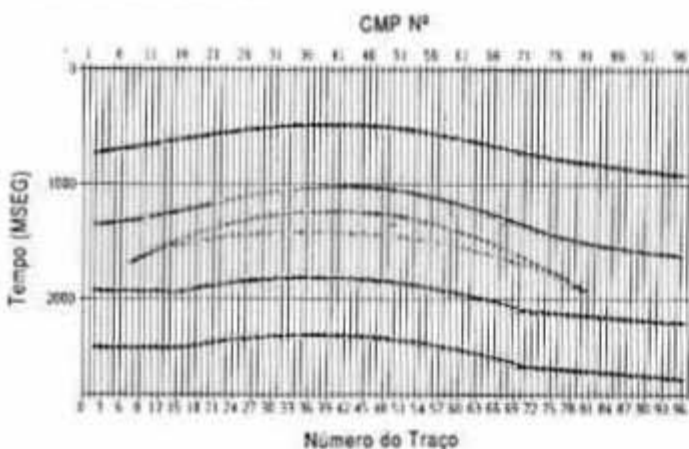


Fig. 42 - Linha sísmica sintética de um lacólito com estrutura dômica.
Fig. 42 - Synthetic seismic line, representing laccolith with dome structure.

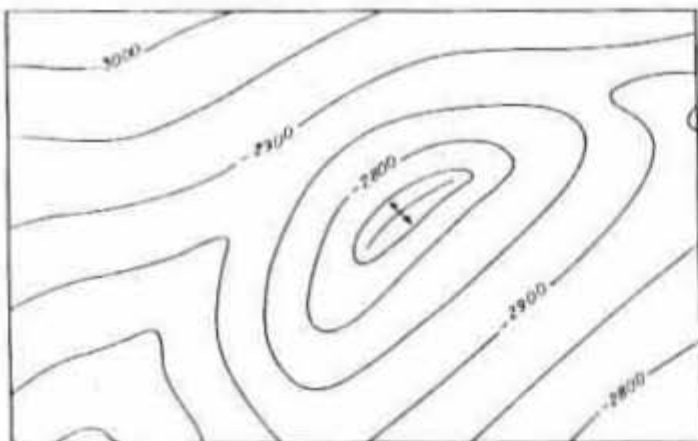


Fig. 43 - Mapa de contorno estrutural esquemático, ilustrando uma estrutura dômica associada à intrusão de um lacólito.
Fig. 43 - Schematic structural contour map, illustrating dome structure related to laccolith intrusion.

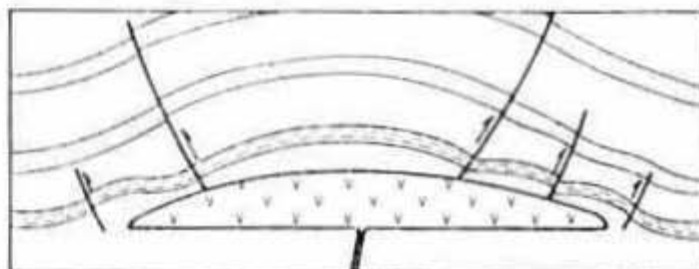


Fig. 44 - Lacólito com domo e falhas reversas. Notar a assimilação das falhas mais antigas pela intrusão.
Fig. 44 - Laccolith with dome and reverse faults. Notice the assimilation of older faults by the intrusion.

Como no caso das estruturas dômicas, as dimensões dos domos com falhas reversas podem chegar a alguns quilômetros de diâmetro, com fechamento vertical de centenas de metros.

A resposta sísmica desse estilo estrutural é bastante semelhante à estrutura dômica, descrita na seção 4.2.1. A descontinuidade dos refletores sobrepostos à intrusão, deslocados por falhas reversas, caracteriza a diferença entre os dois padrões (fig. 45).

Nos mapas de contorno estrutural, os domos com falhas reversas são caracterizados por estruturas circulares ou elípticas fechadas, limitadas em quase todas as direções por falhas reversas semicirculares (fig. 46).

4.2.3 – Dobras com Falhas Reversas

Estrutura causada pela deformação das camadas sedimentares sobrejacentes a uma soleira, formada por dobras relativamente apertadas, de pequeno comprimento de onda, eventualmente deslocadas por falhas reversas (fig. 47 e fotos 19 e 20).

A diferença fundamental entre os domos com falhas reversas (subseção 4.2.2) e as dobras com falhas reversas é que aqueles estão associados aos lacólitos, ao passo que estas associam-se às soleiras. Devido à alta razão diâmetro/espessura, as soleiras deformam os estratos sobrepos-

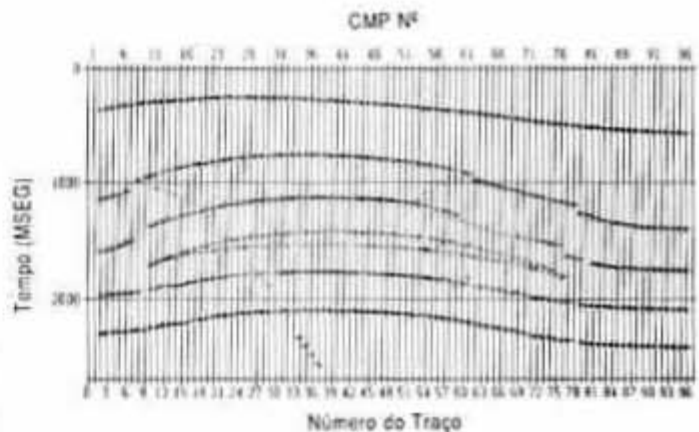


Fig. 45 - Linha sísmica sintética de um lacólito com domo e falhas reversas.
Fig. 45 - Synthetic seismic line, representing laccolith with dome and reverse faults.

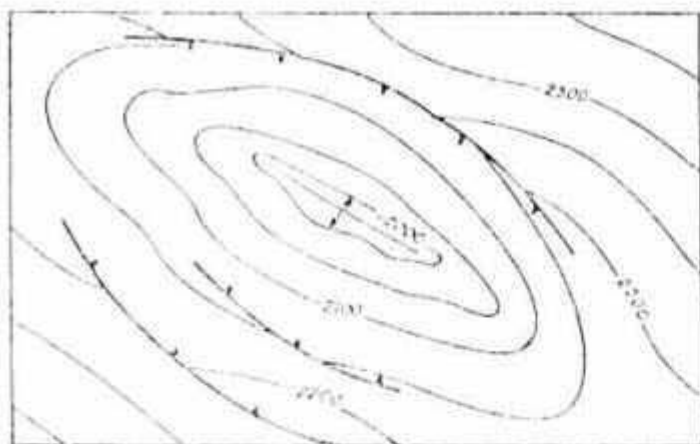


Fig. 45 - Mapa de contorno estrutural esquemático, ilustrando estrutura em domo com falhas reversas, associada à intrusão de um lacólito.

Fig. 46 - Schematic structural contour map, illustrating dome structure with reverse faults, related to laccolith intrusion.



Fig. 47 - Soleira com dobras e falhas reversas.

Fig. 47 - Sill with folds and reverse faults.



Foto 19 - Dobras de pequena amplitude associadas à intrusão de soleira, Formação Irati - Bacia do Paraná.
Photo 19 - Small-amplitude folds related to sill intrusion, Irati Formation, Paraná Basin.

los de forma quase tabular, com fechamento vertical muito pequeno, distarçado ao longo de grandes extensões. Os lacólitos, por outro lado, confinam grandes espessuras em limites areais restritos, o que resulta em baixa razão diâmetro/espessura, ressaltando sua forma lenticular plano-con-

vexa. Essa geometria é, então, transmitida para as rochas encaixantes sobrejacentes sob a forma de domos.

A vergência das dobras presentes nas camadas sedimentares contíguas às soleiras, provavelmente, indica a direção do fluxo magmático durante a intrusão, em sua essência horizontal nas soleiras. Nas estruturas adjacentes aos lacólitos, esse tipo de deformação não foi ainda constatado, talvez devido ao fluxo predominantemente vertical, que caracteriza os lacólitos.

As dobras com falhas reversas distribuem-se por toda a área de ocorrência das soleiras, mas afetam apenas as camadas bem próximas à intrusão. Essa característica praticamente inviabiliza o seu reconhecimento em seções sísmicas e em mapas de contorno estrutural.

4.2.4 - Soleiras Escalonadas por Saltos

Na busca de horizontes que ofereçam menor resistência às intrusões concordantes, o magma pode deslocar-se para cima ou para baixo na coluna sedimentar, realojando-se em níveis horizontais mais físeis. O estilo estrutural resultante desse processo é denominado de "escalonamento por salto" ou, simplesmente, "salto de soleira" (fig. 48 e foto 21).



Foto 20 - Dobras e falhas reversas incipientes associadas a intrusão de soleira (fora da foto), Formação Irati - Bacia do Paraná.
Photo 20 - Incipient folds and reverse faults related to sill intrusion (not shown), Irati Formation - Paraná Basin.

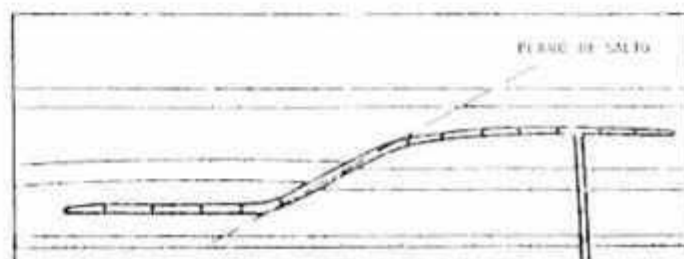


Fig. 48 - Soleira escalonada por salto.
Fig. 48 - Stopped sill.

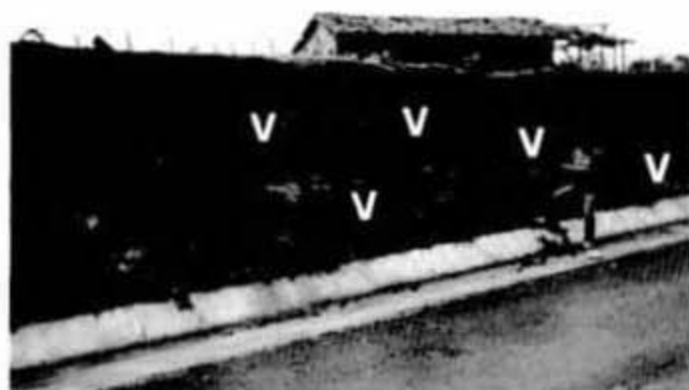


Foto 21 - Soleira escalonada por salto, Formação Piauí - Bacia do Maranhão
 Photo 21 - Stopped sill, Piauí Formation - Maranhão Basin

Essa feição é caracterizada pela mudança no nível estratigráfico de intrusão de uma soleira, sendo os dois horizontes unidos por um segmento, cujo ângulo de mergulho varia de baixo a médio (10° a 40° , segundo Zalán *et al.* 1985), o qual foi denominado "plano de salto". As extremidades das camadas truncadas pelo plano de salto apresentam-se ligeiramente deslocadas entre si, tal como um rejeito de mergulho de falha reversa. A extensão do plano de salto pode ser superior a três quilômetros, com um desnível vertical de algumas centenas de metros.

A expressão sísmica de uma soleira escalonada por salto é bastante peculiar. Caracteriza-se por fortes refletores posicionados em tempos sísmicos distintos, unidos por um segmento inclinado de baixo a médio ângulo. A comparação entre a linha sísmica sintética e um exemplo real, ilustrados, respectivamente, nas figuras 49 e 50, revela alto grau de correlação para essa feição estrutural.

A exemplo dos diques escalonados por salto, essa feição também não se notabiliza pela deformação que imprime na rocha encaixante. A importância de sua identificação advém do fato de que o calor emanado por uma soleira eventualmente pode ser responsável pela geração de hidrocarbonetos ou pela senilização da geradora. Pode, também, destruir acumulações préestabelecidas, craqueando hidrocarbonetos, quando alojada em reserva-

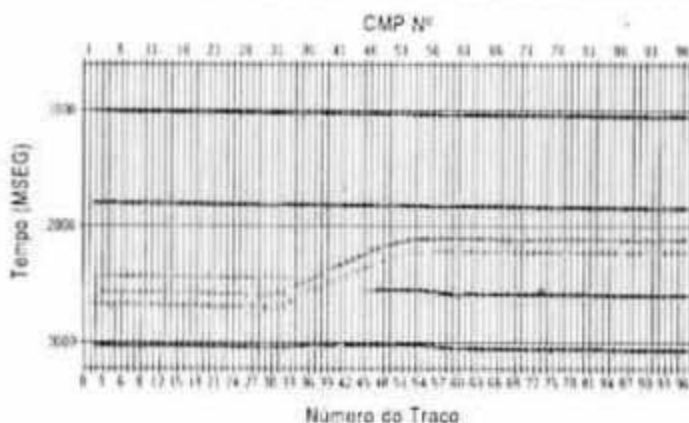


Fig. 49 - Linha sísmica sintética de uma soleira escalonada por salto.
 Fig. 49 - Synthetic seismic line, representing stepped sill.

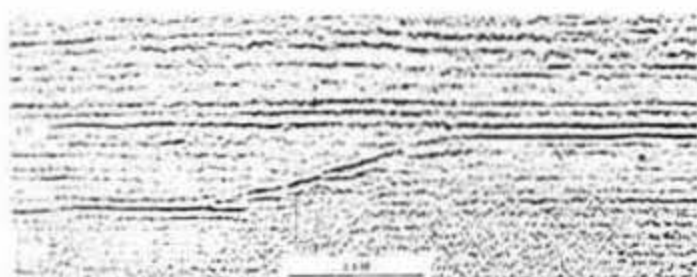


Fig. 50 - Linha sísmica 59-RL-90, Bacia do Maranhão, ilustrando uma soleira escalonada por salto.
 Fig. 50 - Seismic line 59-RL-90, representing stepped sill - Maranhão Basin.

tórios. Assim, é aconselhável que se tenha perfeito controle estrutural das soleiras nas áreas de exploração de hidrocarbonetos, rastreando nas seções sísmicas seus segmentos horizontais e, principalmente, seus planos de salto.

4.3 - Estruturas Associadas a Bismálitos

4.3.1 - Horst Sobreposto

O termo *horst*, já consagrado na Geologia, é normalmente usado para caracterizar blocos individualizados por falhas normais, que se mantiveram soerguidos em relação aos adjacentes. Na tectônica intrusiva, os *horsts* são diretamente associados às porções superiores dos bismálitos, dos quais eventualmente herdam as falhas normais (fig. 51 e foto 22). Pode-se dizer, em outras palavras, que os *horsts*

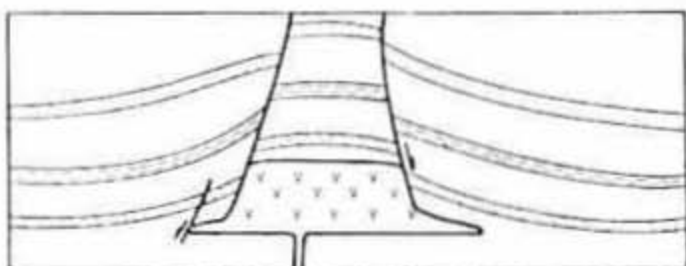


Fig. 51 - Horst sobreposto a um bismálito.
 Fig. 51 - Horst overlying bismalith.



Foto 22 - Horst sobreposto a um bismálito, Formação Longá - Bacia do Maranhão.
 Photo 22 - Horst overlying bismalith, Longá Formation - Maranhão Basin.

são blocos soerguidos pela intrusão de bismálitos, podendo ser total ou parcialmente limitados por falhas normais. As camadas que permanecem no mesmo nível da intrusão, normalmente, arqueiam-se gerando sinclinais periféricos, chegando a registrar mergulhos de cerca de 40° (foto 23).

O tamanho dessa estrutura é proporcional às dimensões dos próprios bismálitos. Os *horsts* podem atingir alguns quilômetros de extensão, com rejeitos verticais de poucas centenas de metros.

Sismicamente, esse estilo estrutural assemelha-se a um *horst* comum, com falhas normais, limitando um bloco soerguido em relação às laterais abatidas. Como se observa no modelo sintético (figs. 52 e 53), o reconhecimento do corpo intrusivo não é imediato, prendendo-se à sutileza da polaridade negativa na base da intrusão. As falhas normais, que são bem visíveis na parte superior da estrutura, podem ser desta forma erroneamente prolongadas até o refletor basal, que se mostra deslocado exclusivamente devido ao efeito de velocidade na rocha intrusiva (*pull up*).

Os *horsts* associados aos bismálitos são mapeados estruturalmente da mesma forma que os comuns. O traço das falhas em planta pode ser ligeiramente curvo, aprovei-



Foto 23 - Detalhe de deformação associada à intrusão de bismálito, onde as camadas apresentam um mergulho de 40° . Formação Longá - Bacia do Maranhão

Photo 23 - Detail of deformation related to bysmalith intrusion, where layers display 40° degree dip, Longá Formation - Maranhão Basin.

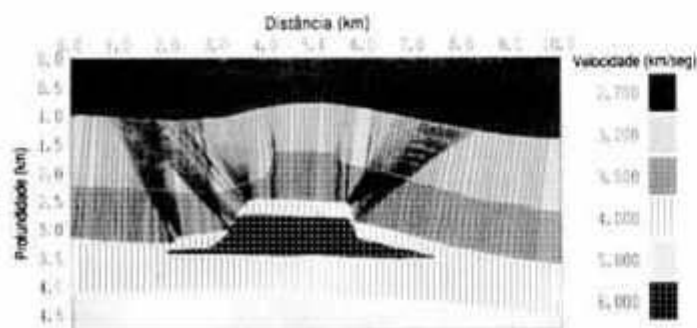


Fig. 52 - Modelo geológico de um *horst* associado à intrusão de bismálito. Os traços pretos ilustram o percurso dos raios sísmicos.

Fig. 52 - Geologic model of *horst* related to bysmalith intrusion (black lines indicate raypaths).

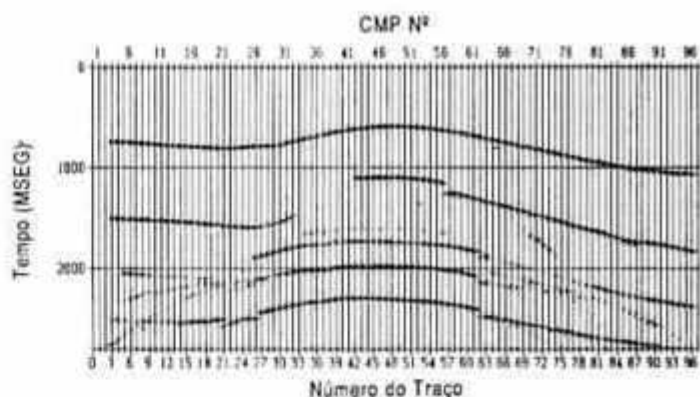


Fig. 53 - Linha sísmica sintética de um *horst* associada a intrusão de um bismálito.

Fig. 53 - Synthetic seismic line, representing *horst* related to bysmalith intrusion.

tando o plano de falha que delimita a intrusão sotoposta, mas essa feição por si só não é suficiente para que seja inferida à presença do corpo ígneo (fig. 54).

4.4 - Estruturas Associadas a Cunhas e Apófises

4.4.1 - Flexão Lateral

A flexão lateral é uma deformação resultante da injeção de magma a partir de um dique, lateralmente por entre os planos de maior fissilidade da rocha encaixante. A formação dessas cunhas de rocha magmática normalmente está associada aos sinclinais periféricos. O magma ocupa instantaneamente o "espaço" criado entre camadas dúcteis e rúpteis, que reagem de forma diferente aos esforços horizontais induzidos pela intrusão principal. Como resultado, os estratos têm seu ângulo de mergulho abruptamente ampliado junto ao dique (fig. 55 e foto 24).

Apesar de as cunhas intrusivas poderem estender-se por distâncias ilimitadas, gerando até soleiras, o efeito de flexão nas camadas sedimentares só é observado próximo ao dique, onde as cunhas exibem maior espessura.

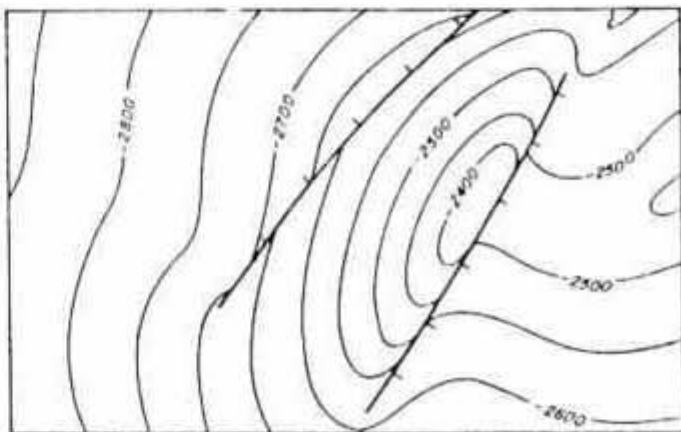


Fig. 54 - Mapa de contorno estrutural esquemático de um *horst* associado à intrusão de um bismálito.

Fig. 54 - Schematic structural contour map of *horst* related to bysmalith intrusion.

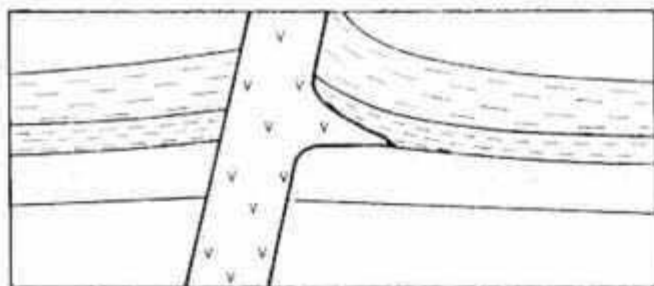


Fig. 55 - Flexão lateral de camadas associada à intrusão de cunhas magmáticas.

Fig. 55 - Lateral flexure of layers related to magmatic wedge intrusion.



Foto 25 - Flexão de camadas na base de uma soleira, Formação Piauí - Bacia do Maranhão.

Photo 25 - Flexure of layers at base of sill, Piauí Formation - Maranhão Basin.

4.4.3 - Flexão no Topo da Intrusão

Processo semelhante ao anterior pode ocorrer no topo dos corpos intrusivos. Nesse caso a erosão interna é favorecida pela força de gravidade, que atua no sentido de individualizar os segmentos foliados da rocha encaixante. A rocha remanescente desse processo demonstra sinais de deformação (fig. 57 e foto 26).

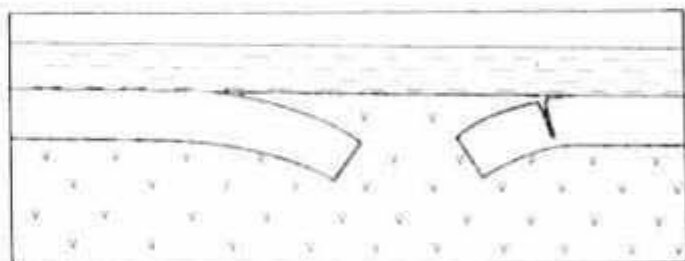


Fig. 57 - Flexão de camadas no topo de um corpo intrusivo tabular concordante.

Fig. 57 - Flexure of layers at top of concordant tabular intrusive body.



Foto 26 - Flexão de camadas no topo de uma soleira, Formação Longá - Bacia do Maranhão.

Photo 26 - Flexure of layers at top of sill, Longá Formation - Maranhão Basin.



Foto 24 - Flexão lateral de camadas associada à intrusão de cunhas magmáticas, Formação Rio do Rasto - Bacia do Paraná.

Photo 24 - Lateral flexure of layers related to magmatic wedge intrusion, Rio do Rasto Formation - Paraná Basin.

4.4.2 - Flexão na Base da Intrusão

O fluxo de magma na base dos corpos tabulares concordantes pode causar a esfoliação das camadas sedimentares, abrindo um "espaço" imediatamente preenchido pelo magma. Parte da camada esfoliada rompe-se e, então, integra-se à intrusão sob a forma de xenólito. O restante, ainda anexado à rocha encaixante, guarda os sinais de deformação a que foi submetido durante esse processo (fig. 56 e foto 25).

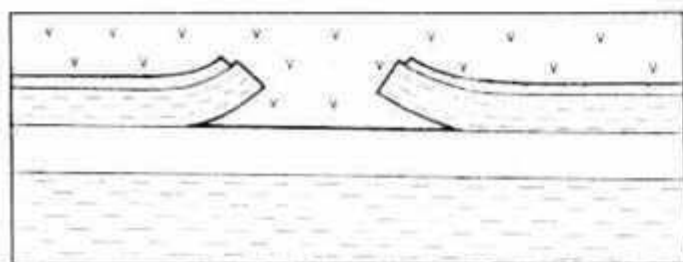


Fig. 56 - Flexão de camadas na base de um corpo intrusivo tabular concordante.

Fig. 56 - Flexure of layers at base of concordant tabular intrusive body.

As deformações causadas pela intrusão de cunhas, apófises e outros apêndices magmáticos de formas irregulares são de difícil identificação nas linhas sísmicas devido à sua dimensão restrita e à própria irregularidade geométrica.

5 - MECANISMO DE INTRUSÃO DE CORPOS ÍGNEOS

A variedade de estruturas resultantes de um magmatismo intrusivo em áreas sedimentares, apresentada no capítulo 4, mostra qual é a medida da complexidade do mecanismo de intrusão-deformação. Muitos autores têm direcionado suas pesquisas a fim de encontrarem modelos que equacionem satisfatoriamente o processo intrusivo e os fenômenos que o acompanham, como as variações na intensidade e direção do campo de esforços local e a deformação da rocha encaixante. Alguns conceitos já estão bem consolidados, porém um longo caminho há de ser percorrido até que venham à tona todas as nuances desse complexo mecanismo.

Alguns modelos de intrusão de corpos magmáticos, com ênfase para redistribuição do campo de esforços local, modificado pela própria intrusão, foram apresentados. Discutir-se-ão, então, as variações nas deformações induzidas na rocha encaixante, em função da geometria e do posicionamento dos magmatitos.

Desde já, reconhece-se que as simplificações introduzidas, necessárias para a formulação de modelos que pretendam simular fenômenos naturais, podem particularizar as conclusões em demasia, comprometendo em parte seu emprego genérico. Contudo, procurou-se conduzir esta pesquisa sempre em harmonia com os dados do campo e geofísicos, coletados nas bacias paleozóicas brasileiras, garantindo um mínimo de representatividade às idéias que dela afloraram.

Os modelos ora propostos, necessariamente, não equacionam todos os fenômenos associados a intrusões ígneas, tampouco eliminam outras interpretações. Teve-se a intenção de apenas contribuir para a idealização de um modelo mais amplo.

5.1 - Intrusão de Diques

O mecanismo de intrusão de um dique pode ser ilustrado, analisando-se, inicialmente, um bloco falhado, como o apresentado na figura 58a. O movimento do bloco baixo, o qual deu origem ao rejeito observado, pode ser "hipoteticamente" decomposto em duas etapas: na primeira, sob o efeito da tração lateral, os blocos afastam-se horizontalmente a uma distância "d", criando entre si um "espaço" potencial de espessura "E" (fig. 58b); na segunda, a atuação da gravidade desloca o bloco para baixo por uma distância "h", ao longo de uma linha vertical (fig. 58c). É importante frisar que a decomposição do movimento dos blocos falhados em duas etapas é apenas um artifício utilizado para facilitar a compreensão do fenômeno, pois sabe-se que fraturas abertas em profundidade (fig. 58b) não são factíveis.

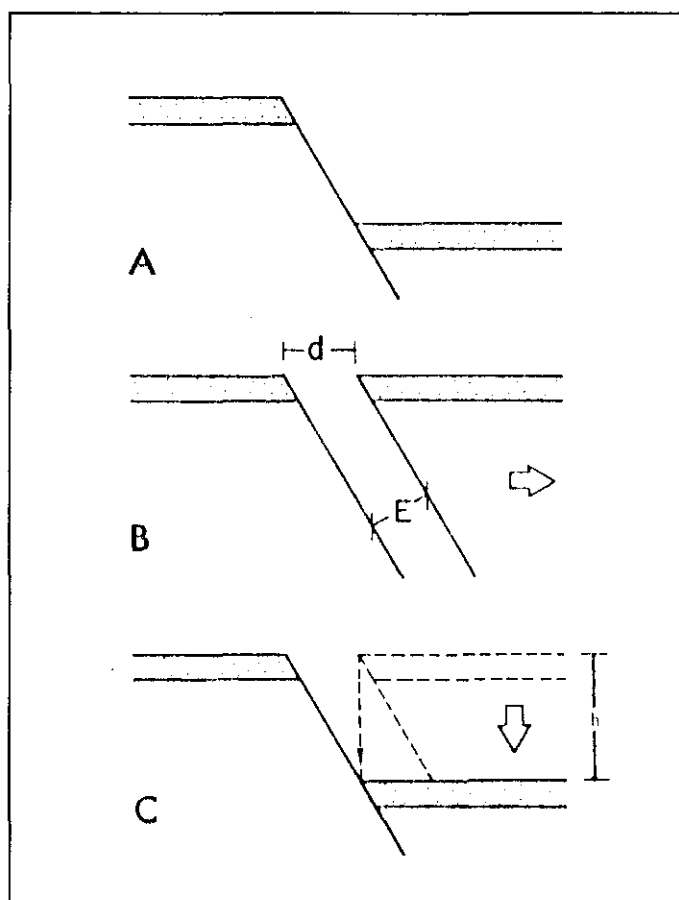


Fig. 58a, 58b e 58c - Modelo esquemático de evolução de uma falha normal, ilustrando a decomposição do movimento em uma etapa horizontal e outra vertical.

Fig. 58a, 58b and 58c - Schematic model of evolution of normal fault, decomposing movement into a horizontal and a vertical stage.

Observando os diagramas apresentados na figura 58, pode-se admitir que, quando a crosta é submetida à tração e se rompe, determinado "espaço" é aberto entre os blocos falhados, sendo instantaneamente preenchido pelo próprio bloco crustal, em um movimento descendente promovido pela força da gravidade, originando o rejeito da falha.

A intrusão dos diques, em sua maioria, é simultânea ao falhamento, e se completa em quatro fases que se individualizam pela forma distinta como o magma interage com a rocha encaixante: uma fase inicial passiva e três ativas.

Quando um plano de falha ou fratura intercepta uma câmara magmática, comunicam-se pressões diferentes. A pressão litostática na câmara magmática é dada por:

$$P_{cm} = \rho_r \cdot g \cdot h_{cm} \quad (1)$$

onde:

ρ_r = massa específica da rocha;

g = aceleração da gravidade;

h_{cm} = profundidade da câmara magmática.

Na porção superior do plano de falha, a pressão é igual a:

$$P_{pf} = \rho_r \cdot g \cdot h_{pf} \quad (2)$$

onde:

h_{pf} = profundidade da extremidade superior do plano de falha.

O valor de P_{pf} será zero se o plano de falha atingir a superfície ($h_{pf} = 0$), ou admitirá outro valor qualquer menor que P_{cm} , uma vez que a profundidade da câmara magmática é maior que a profundidade da extremidade superior do plano de falha ($h_{cm} > h_{pf}$).

A comunicação dessas pressões diferentes faz com que o magma prontamente ascenda através do plano de falha, tendendo a restabelecer o equilíbrio. Dependendo do volume e da pressão interna originais, o magma pode anular total ou parcialmente a componente vertical do movimento da falha, preenchendo o "espaço" que seria ocupado pelo bloco baixo (fig. 59). Pode-se considerar a força que impede o livre movimento descendente do bloco como um somatório do empuxo (advindo da pressão estática) com a força produzida pela pressão dinâmica (devido à velocidade do magma). Nesta fase, o magma não impõe qualquer deformação interna à rocha encaixante, mas apenas ocupa um volume potencialmente gerado pela resultante do campo de esforços regional. É por isso considerada, neste trabalho, como uma fase "passiva", caracterizada pelo intenso fluxo de fluidos.

Inicia-se a fase seguinte quando o magma já se encontra em relativo equilíbrio estático. A pressão transmitida para as paredes da rocha encaixante promove a compactação lateral dos estratos quando os grãos se interpenetram, provocando um espessamento local das camadas sedimentares nas imediações da intrusão. Nesta fase de compactação ou deformação homogênea, o dique espessa-se na mesma proporção do encurtamento da rocha encaixante.

Vencidos os limites da plasticidade e de ruptura da rocha encaixante, inicia-se o processo de deformação heterogênea. As camadas são, então, arqueadas, dobradas e falhadas, gerando as estruturas descritas no capítulo 4. Ainda durante esta fase, o dique prossegue aumen-

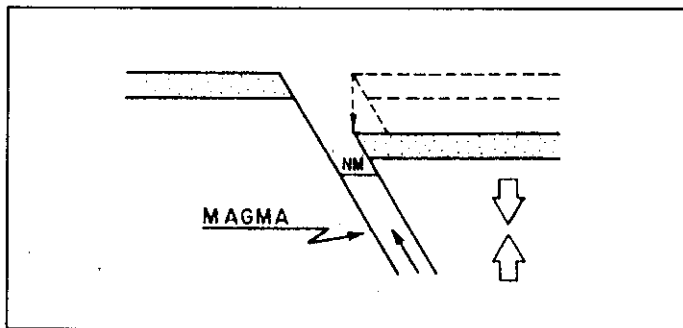


Fig. 59 - Efeito da intrusão de magma no instante do falhamento, impedindo parcialmente o movimento descendente do bloco baixo.

Fig. 59 - Effect of magma intrusion at time of faulting, partially hindering descent of the lower block.

tando a sua espessura na mesma proporção do encurtamento dos estratos adjacentes.

A quarta e última fase é marcada pela contração do dique, causada pelo resfriamento, o que implica pequena perda de espessura. Essa contração provoca o desenvolvimento de fraturas de alívio paralelas às paredes da intrusão.

Em síntese, a espessura final de um dique é a soma de quatro componentes diferentes: uma causada pelo afastamento lateral dos blocos falhados (fig. 60a), outra, pela compactação lateral das camadas (fig. 60b), uma terceira resultante da deformação heterogênea dos estratos, tais como falhas reversas, dobras e arqueamento (fig. 60c), e a última resultante da contração do dique devido ao resfriamento, induzindo a implantação de um sistema de fraturas de alívio paralelas ao plutonito (fig. 60d).

Esses quatro estágios são bem correlacionáveis às três fases de dispêndio de energia mecânica sob forma de trabalho, propostas por Pollard *et al.* (1975): a primeira, para superar a resistência ao fluxo de magma; a segunda, para superar a resistência da rocha encaixante à dilatação da intrusão; e a terceira, para vencer a resistência da encaixante à deformação local, em forma de compactação, arqueamento e falhamento.

A formação dos diques a partir de uma fase inicial passiva, sem deformação da rocha encaixante, é responsável pela falta de correlação entre a espessura da intrusão e o raio de alcance da deformação.

Ao restituir seções geológicas atravessadas por diques, observa-se um *gap* entre os extremos das camadas recompostas, que corresponde à espessura do dique obti-

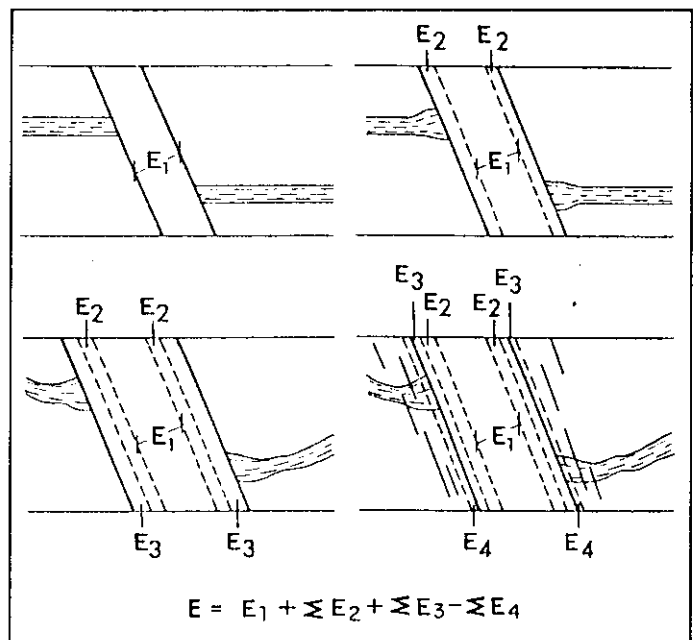


Fig. 60a, 60b, 60c e 60d - Modelo de formação de um dique ilustrando as quatro componentes distintas que formam a sua espessura final.

Fig. 60a, 60b, 60c and 60d - Model of dike formation, illustrating the four components that produce its final thickness.

da durante as duas primeiras fases de intrusão, ou seja, a fase de afastamento dos blocos e a de compactação lateral. A restauração desfaz apenas a deformação heterogênea ocorrida após a entrada do magma, indicando o percentual da espessura do dique creditado a esta fase. Na figura 61a, é ilustrada uma seção geológica esquemática, onde se observa a rocha encaixante deformada, cortada por um dique. O comprimento curvo dos estratos é "m" e "n" nos flancos da intrusão. Na figura 61b, as camadas são horizontalizadas, respeitando-se os respectivos comprimentos, deixando entre si um *gap* igual à espessura do dique, relativa às duas primeiras fases de geração.

Analisando-se afloramentos da Bacia do Paraná, concluiu-se que, em média, apenas 10% da espessura dos diques devem-se ao encurtamento das camadas provocado pela deformação, sendo os 90% restantes creditados às duas fases iniciais.

As quatro fases de geração de um dique não precisam necessariamente ocorrer sempre. Em função do campo de esforços regional e da pressão interna do magma, além das propriedades reológicas da rocha hospedeira, as fases podem ser suprimidas ou fortemente atenuadas.

A supressão das fases 2 e 3, bastante comum, deve-se à falta de pressão magmática suficiente para superar os limites de resistência da rocha encaixante. O processo é abortado após a fase 1 e nenhuma deformação é registrada.

Se, por outro lado, ao invés de falhas normais o magma ascender através de fraturas entre blocos pouco afastados, a fase passiva será suprimida ou vencida rapidamente, pouco contribuindo para a composição da espessura final do dique.

Existem outras situações especiais que merecem ser analisadas com maior detalhe. É o caso da sobre-

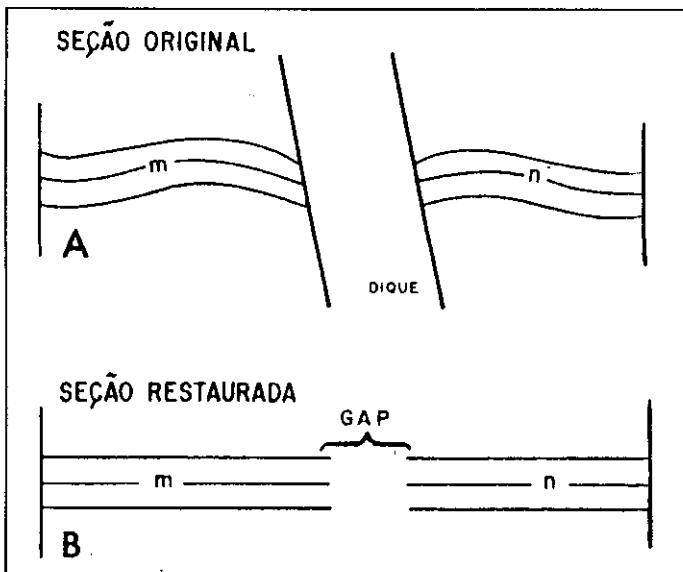


Fig. 61a e 61b - Seções geológicas esquemáticas. O *gap* na seção restaurada corresponde à espessura do dique devido às duas primeiras fases.

Fig. 61a and 61b - Schematic geologic sections. The *gap* in the restored section corresponds to dike thickness produced by first two phases.

pressão magmática na primeira fase de formação de um dique. A pressão demasiada, atuando sobre um bloco falhado, pode ocasionar a inversão do sentido do movimento desse bloco, projetando-o verticalmente para cima. Observando a figura 62a, nota-se que o afastamento lateral dos blocos, causado pela resultante do campo de esforços regional, originaria um "espaço" potencial de espessura "E". Na etapa seguinte (fig. 62b), a capa da falha é erguida pela força exercida pelo magma, proporcionando uma nova espessura "E + ΔE" para a intrusão. De fato, alguns autores, entre eles Gudmundsson (1983 e 1984) e Halls (1982), já haviam demonstrado a relação direta entre a pressão magmática e a espessura dos diques.

O resultado final do efeito da sobrepressão na gênese de um dique, além do aumento na espessura, é uma pseudofalha reversa, cujo plano foi preenchido por uma intrusão ígnea (fig. 62b). É difícil de se idealizar outro contexto geológico capaz de contemporizar uma falha reversa (compressão) e uma intrusão magmática (distensão) no mesmo plano, simultaneamente.

5.2 - Campo de Esforços Induzido pelos Diques

A intrusão de diques pode alterar radicalmente a composição do campo de esforços regional. As alterações são locais, restritas às adjacências das intrusões, porém de suma importância visto que controlam o desenvolvimento das deformações da rocha encaixante e influenciam no posicionamento das intrusões imediatamente posteriores.

A atitude dos diques é determinada pelo campo de tensões regional e por campos locais associados a

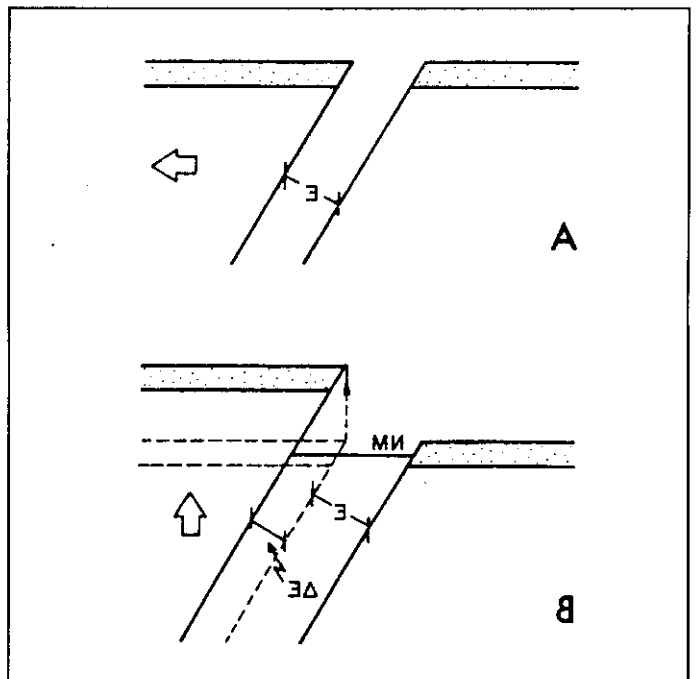


Fig. 62a e 62b - Modelo de formação de uma pseudo-falha reversa, causada pelo efeito da sobrepressão magmática, atuando na capa da falha.

Fig. 62a and 62b - Model of reverse pseudofault formation, caused by magmatic overpressure on hanging wall.

heterogeneidades crustais como falhas, fraturas e contatos litológicos (Halls, 1982). No caso das bacias sedimentares estudadas, considera-se razoável uma distribuição original, onde o maior esforço principal (σ_1) atue na vertical, enquanto o dique penetra em um plano que contém o esforço principal intermediário (σ_2). A direção de abertura será perpendicular ao menor esforço principal (σ_3) (fig. 63).

O magma em repouso exerce pressão em todas as direções. Cada ponto das paredes do dique é submetido a uma força F de direção perpendicular às paredes da intrusão e módulo igual ao produto da massa específica do magma ρ_m , pela aceleração da gravidade g e pela altura da coluna de fluido h . O sentido da força F é de dentro para fora da intrusão (fig. 64). Portanto F será:

$$F = \rho_m \cdot g \cdot h \quad (3)$$

Pode-se decompor a força F em uma componente vertical $F_v = F \cdot \cos \alpha$ e uma horizontal $F_h = F \cdot \sin \alpha$, onde α é o ângulo de mergulho do dique (fig. 64). As forças F_v e F_h vetorialmente somadas a σ_1 e σ_3 , respectivamente, determinarão o novo campo de esforços na região próxima à intrusão (fig. 65).

Observa-se na figura 65 que o novo campo de tensões será diferente abaixo e acima do plano de intrusão. No flanco inferior do dique, os novos esforços vertical e horizontal serão $\sigma_p = \sigma_1 + F_v$ e $\sigma_r = \sigma_3 + F_h$. Acima do plano de intrusão, o valor de σ_r permanece o mesmo ($\sigma_r = \sigma_3 + F_h$), mas a componente vertical F_v tem sentido de baixo para cima, contrário ao de σ_1 (fig. 64). Logo, no flanco superior do dique, tem-se $\sigma_p = \sigma_1 - F_v$.

Observações de campo têm mostrado que os diques mergulham com ângulos entre 90° e 60° , preferencialmente. Quando os diques tendem à verticalização, α tende a 90° e $\cos \alpha$ tende a zero. Nesse caso especial, a componente vertical, $F_v = F \cdot \cos \alpha$, iguala-se a zero. Logo, $\sigma_p = \sigma_1$. Ou seja, não há qualquer variação no maior esforço principal, nos dois flancos da intrusão. Considerando ainda α tendendo a 90° , $\sin \alpha$ tenderá a 1 e a componente horizontal $F_h = F \cdot \sin \alpha$ tenderá a F . Portanto $\sigma_r = \sigma_3 + F$. Em todos os casos considerados, σ_2 permanece constante, pois não há qualquer nova componente em sua direção.

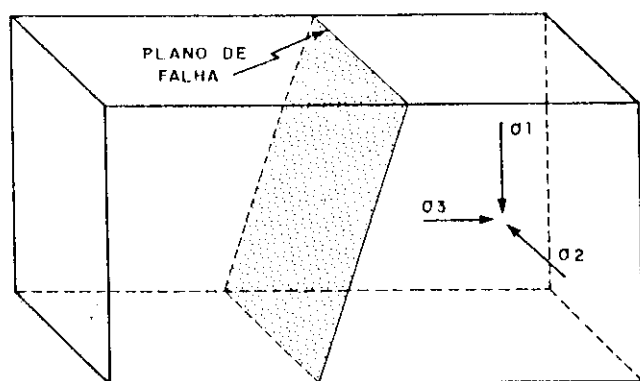


Fig. 63 - Posicionamento de um plano de falha normal em relação ao campo de esforços regional.

Fig. 63 - Positioning of normal fault plane in relation to regional stress field.

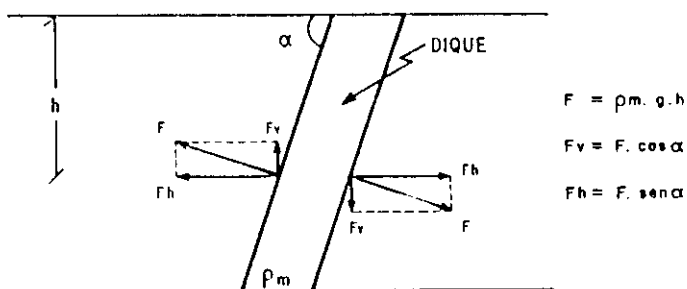


Fig. 64 - Esquema de distribuição das forças induzidas pela intrusão do dique, atuando nas paredes da rocha encaixante.

Fig. 64 - Distribution of stress on wall rocks, induced by dike intrusion.

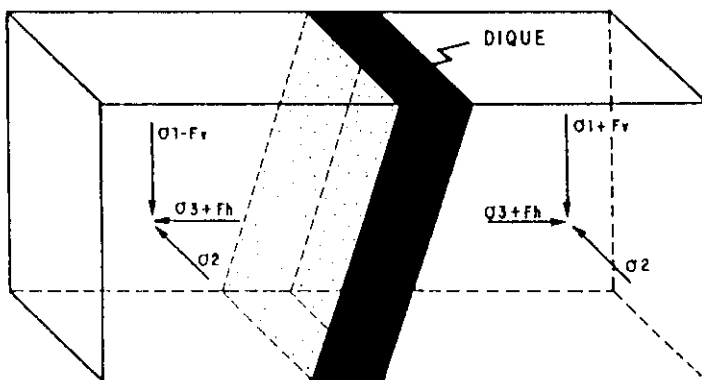


Fig. 65 - Distribuição das forças induzidas pela intrusão do dique, somadas ao campo de esforços regional.

Fig. 65 - Distribution of stress induced by dike intrusion, added to regional stress field.

No quadro II, é resumida a nova composição do campo de esforços após a intrusão de um dique, considerando-se o flanco inferior, o flanco superior e o caso especial de corpos verticais. Para a definição do novo

QUADRO II / CHART II
COMPOSIÇÃO DO CAMPO DE ESFORÇOS APÓS A INTRUSÃO DE UM DIQUE. σ_p , σ_q E σ_r SÃO AS FORÇAS RESULTANTES DO SOMATÓRIO DO CAMPO ORIGINAL (σ_1 , σ_2 E σ_3), COM AS FORÇAS PROVENIENTES DA INTRUSÃO (F , F_h E F_v)
COMPOSITION OF STRESS FIELD FOLLOWING DIKE INTRUSION. σ_p , σ_q AND σ_r STRESSES ARE THE SUM OF ORIGINAL FIELD STRESSES (σ_1 , σ_2 AND σ_3) AND STRESSES DERIVED FROM INTRUSION (F , F_h AND F_v)

Esforços Principais	Posição em Relação ao Dique		
	Flanco Inferior	Flanco Superior	Dique Vertical
σ_p (vertical)	$\sigma_1 + F_v$	$\sigma_1 - F_v$	σ_1
σ_q (horizontal)	σ_2	σ_2	σ_2
σ_r (horizontal)	$\sigma_3 + F_h$	$\sigma_3 + F_h$	$\sigma_3 + F$

campo de esforços local, induzido nas adjacências da intrusão, seria necessário o conhecimento de σ_2 e σ_3 . Não dispondo desses valores, uma análise semiquantitativa será procedida, procurando estabelecer as principais tendências do comportamento mecânico das rochas a partir da nova relação de esforços, utilizando o diagrama de tensões de Mohr para melhor visualização.

Nas figuras de 66 a 68, são apresentados diagramas de Mohr aplicados, respectivamente, para o "flanco inferior", "flanco superior" e "dique vertical". Os círculos de Mohr originais, que representam o campo de esforços anterior à intrusão (σ_1 e σ_3), estão ilustrados com linhas tracejadas. Os demais círculos são as possíveis resultantes da nova conformação de forças para diferentes ângulos de mergulho (α). As linhas M representam hipotéticas envoltórias de Mohr, que, uma vez tangenciadas pelos círculos, indicam ponto de ruptura das rochas.

A característica mais marcante nos três casos é a forte tendência de deslocamento do círculo de Mohr para a direita, ao longo do eixo de tensão normal. Isso configura, na prática, uma transição no regime de deformação, passando de "fraturas por cisalhamento" para "escoamento plástico", típica dos processos acompanhados por aumento de pressão confinante (Murrell, 1970; Loczy e Ladeira, 1976). As dobras e arqueamentos observados no campo junto aos diques formam-se, provavelmente, sob esse regime de esforços. O comportamento dúctil das rochas encaixantes é favorecido ainda pela elevação da temperatura que, segundo Loczy e Ladeira (1976), inibe o fraturamento e reduz o limite de escoamento. Preferencialmente, σ_r assumirá o maior valor entre os esforços principais, o que caracteriza um regime local de compressão horizontal e permite que as intrusões posteriores se posicionem ortogonalmente à primeira, conforme sugeriu Halls (1982). No flanco inferior dos diques, isso é válido para ângulos de mergulho superiores a 75° . Abaixo desse valor, σ_p será superior a σ_r (fig. 66).

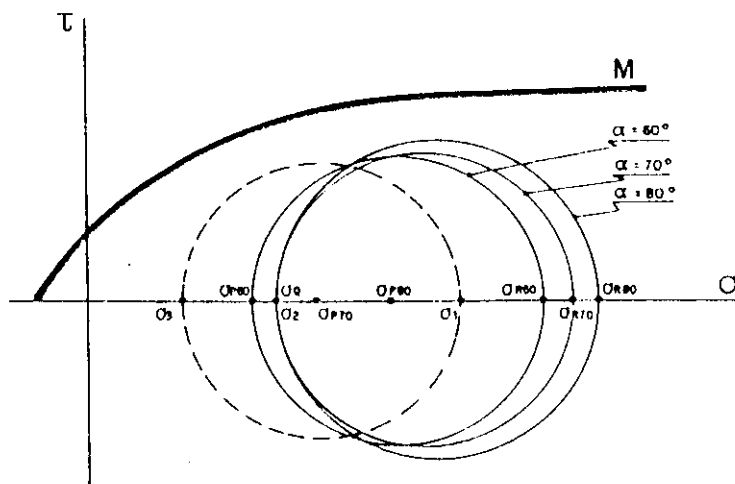


Fig. 67 - Diagrama de Mohr mostrando a distribuição das tensões no flanco superior de um dique.

Fig. 67 - Mohr diagram showing distribution of stress along lower upper flank of dike.

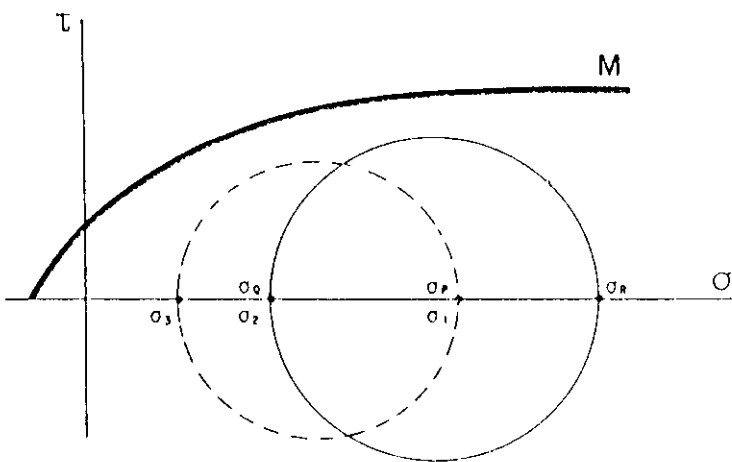


Fig. 68 - Diagrama de Mohr mostrando a distribuição das tensões nos flancos de um dique vertical.

Fig. 68 - Mohr diagram showing distribution of stress along flanks of vertical dike.

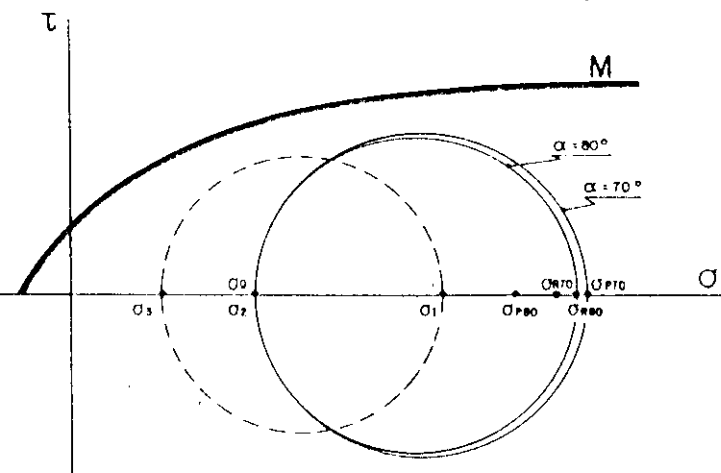


Fig. 66 - Diagrama de Mohr mostrando a distribuição das tensões no flanco inferior de um dique.

Fig. 66 - Mohr diagram showing distribution of stress along lower flank of dike.

Nas três situações, o menor esforço principal será σ_q . Isso significa que as deformações da rocha encaixante após a intrusão de um dique dependem do valor original de σ_2 , que, teoricamente, não varia durante o processo. No flanco superior, eventualmente, σ_p poderá ser menor que σ_q , definindo um campo de tensões qualitativamente propício ao desenvolvimento de falhas reversas. Tal situação tende a ocorrer com ângulos de inclinação menores (fig. 67).

Pode-se resumir esta breve análise concluindo que, para altos ângulos de mergulho, haverá uma tendência de formação de dobras (sinclinais e anticlinais) e arqueamentos; e, para mergulhos mais baixos, maior possibilidade de falhas reversas nos flancos superiores e de falhas normais nos flancos inferiores dos diques. A relação de dependência entre o novo campo de esforços, o ângulo de inclinação do dique, o tipo de deformação e o seu posicionamento estão ilustrados no quadro III.

QUADRO III / CHART III

PRINCIPAIS ESTILOS DE DEFORMAÇÃO RELACIONADOS AO POSICIONAMENTO E À INCLINAÇÃO DOS DIQUES (α).

σ_r, σ_p E σ_q SÃO AS TRÊS COMPONENTES PRINCIPAIS DO CAMPO DE ESFORÇOS APÓS A INTRUSÃO DO DIQUE
 MAIN DEFORMATION STYLES RELATED TO POSITIONING AND INCLINATION OF DIKES (α). σ_r, σ_p AND σ_q ARE THE THREE MAIN COMPONENTS OF THE STRESS FIELD FOLLOWING DIKE INTRUSION

Posicionamento Inclinação	Flanco Superior	Flanco Inferior
	Baixo α	$\sigma_r > \sigma_q > \sigma_p$ Falhas Reversas
Alto α	$\sigma_r > \sigma_p > \sigma_q$ Dobramentos	$\sigma_r > \sigma_p > \sigma_q$ Dobramentos

As resultantes obtidas pelos diagramas de Mohr são bastante coerentes com as deformações dúcteis que se avizinham aos diques, mas não justificam por si só as estruturas características de deformações rúpteis, especialmente as falhas reversas.

Foi verificado que os esforços distribuem-se da forma mais adequada no flanco superior dos diques, propiciando, dessa forma, esse tipo de falhamento. Mesmo assim, seriam necessários ângulos de mergulho muito baixos para que o limite de resistência das rochas fosse atingido. De fato, tanto nos afloramentos quanto nas seções sísmicas observadas, notam-se as falhas reversas nitidamente associadas aos flancos superiores dos diques, embora estes não apresentassem ângulos de mergulho extraordinariamente baixos. As causas para uma redistribuição de tensões que resulte em fraturamento devem ser encontradas em outros fatores, ainda não abrangidos nesta análise.

Murrell (1970) demonstrou que a presença de fluidos sob pressão nos poros das rochas permite o seu fraturamento sob condições de tensão bem inferiores às normalmente exigidas. Acredita o autor que o magma pode ser uma importante fonte para esses fluidos. A pressão de poros, atuando no sentido contrário à pressão confinante, induz a rocha ao fraturamento sob condições de temperatura e pressão, onde só o escoamento plástico seria viável. Portanto, a pressão de poros figura como um dos mais importantes elementos modificadores do campo de esforços no pós-intrusão.

Outro fator capaz de influenciar nas respostas obtidas nos diagramas de Mohr é a altura da coluna de magma h .

Na avaliação do novo campo de tensões (figs. 63 e 64), considera-se que o magma tenha atingido um nível exatamente igual ao da superfície da Terra. Neste caso, o mesmo valor de h é usado no cálculo de $\sigma_1 (= \rho_r.g.h)$ e de

$F (= \rho_m.g.h)$, onde ρ_r e ρ_m são as massas específicas da rocha encaixante e do magma, respectivamente, e g a aceleração da gravidade.

No entanto, a altura da coluna magmática não precisa necessariamente nivelar-se à superfície, podendo não atingi-la ou mesmo ultrapassá-la, como acontece nos derrames. O nível potencial, onde o magma pode chegar, denominado "nível hipotético do magma (NHM)", por Linsser (1973), é função direta da pressão interna da câmara magmática.

Se o NHM ficar abaixo da superfície, deve-se calcular F usando $h - \Delta h$, onde Δh é a distância entre a superfície e o NHM (fig. 69a). Se o NHM estiver acima da superfície e houver passagem livre, o magma se extravasa, nivelando-se à superfície terrestre, hipótese já considerada, onde se usa simplesmente o valor h (fig. 69b). Caso a passagem esteja obstruída, a pressão magmática confinada corresponderá ao peso de uma coluna de altura $h + \Delta h$ (fig. 69c).

O valor da força F é diretamente proporcional a h . Portanto, a componente horizontal σ_r será sensível às

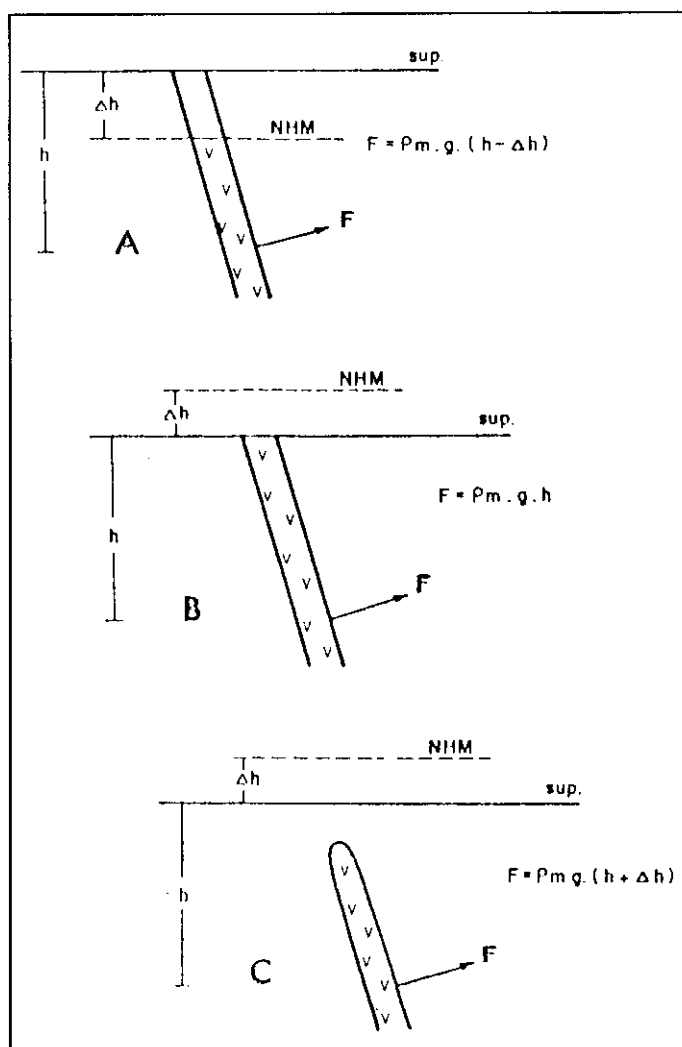


Fig. 69a, 69b e 69c - Influência do nível hipotético do magma (NHM) no cálculo da força F .

Fig. 69a, 69b and 69c - Influence of hypothetical level of magma (NHM) in calculation of stress (F).

variações de altura da coluna de magma. A componente vertical σ_p será também afetada, porém de forma diferente, dependendo da posição em relação ao dique. No flanco inferior da intrusão, um aumento no valor de h significará igualmente um aumento em σ_p ; no flanco superior, ocorre o inverso, pois, aqui, $\sigma_p = \sigma_1 - F_v$; nos diques verticais σ_p não é afetado, pois independe da força F (quadro II).

Observa-se, então, no flanco superior dos diques, uma convergência de fatores que beneficia o desenvolvimento de deformações no campo rúptil. O aumento da altura da coluna magmática provoca o aumento de σ_r e a redução de σ_p , simultaneamente. Sendo esses, os dois esforços principais máximo e mínimo, respectivamente, em um campo de tensões, o círculo de Mohr tenderá a aumentar seu diâmetro, crescendo nos dois sentidos ao longo do eixo da tensão normal, atingindo com maior facilidade o ponto de tangência à envoltória de ruptura de Mohr.

Na figura 70, estão ilustrados os círculos de Mohr para várias situações dependentes da profundidade total h e das variações na coluna magmática Δh . Nota-se que, quanto maior Δh , mais os círculos aproximam-se da envoltória M , aumentando as chances de ocorrer fraturamento. Em relação à profundidade total, observa-se que, quanto menor h , melhores as condições de falhamento, o que é bem razoável, uma vez que, nas falhas reversas, o menor esforço principal ($\sigma_3 = \sigma_p$) é vertical. Logo, quanto mais raso, menor o peso da coluna de rocha opondo-se ao falhamento.

A variação no valor da massa específica do magma ρ_m influi na composição dos esforços qualitativamente da mesma forma que as variações na altura da coluna magmática, porém, com intensidade bem menor. Segundo Delaney e Pollard (1981), ρ_m normalmente varia entre 2,6 e 2,7 g/cm³, uma gama muito restrita para causar

mudanças significativas na distribuição dos esforços. Nas análises semiquantitativas realizadas para este trabalho, fixou-se o valor de ρ_m em 2,7 g/cm³.

5.3 – Intrusão de Soleiras e Lacólitos

A formação de uma soleira ou um lacólito, normalmente, ocorre devido ao desvio no fluxo do magma, que abandona total ou parcialmente sua trajetória ascendente no interior de um dique para se introduzir em planos horizontais entre as camadas sedimentares. Essa alteração de percurso é um resultado da redistribuição do campo de esforços, imposta pela presença do dique.

Os corpos tabulares horizontais iniciam seu processo intrusivo, basicamente, ocupando os “espaços” criados pela deformação da rocha encaixante, como resposta aos esforços gerados pela intrusão dos diques. Linsser (1973) apresentou um modelo centrado nesta mesma idéia, o qual foi aplicado à Bacia do Paraná. Propôs o autor a utilização das falhas inclinadas como elementos de ligação entre os diques subverticais e as soleiras horizontais. A importância dessas falhas estava no fato de seus planos terem uma componente horizontal significativa, facilitando o soerguimento dos estratos sobrejacentes, permitindo, assim, a penetração magmática nos planos horizontais. Resumindo o pensamento do autor, os diques subverticais atingiriam as falhas inclinadas, fornecendo magma para esses planos; o magma preencheria o plano de falha no sentido ascendente e descendente, formando um novo dique com ângulo de inclinação mais baixo; ao erguer e deformar as camadas superiores, forçar-se-ia a abertura de um plano horizontal instantaneamente ocupado pelo magma.

Fenômenos muito semelhantes ao idealizado por Linsser (1973) foram observados. As falhas inclinadas se parecem dispensáveis, podendo o processo ocorrer diretamente a partir de um dique. A formação das soleiras pode ser, então, uma conseqüência da formação da rocha encaixante, nos flancos de um dique. A série apresentada na figura 71 ilustra a gênese desses corpos segundo a concepção deste trabalho:

- intrusão do dique com redistribuição local do campo de esforços, resultando em compressão horizontal (fig. 71a);
- dobramento e soerguimento das camadas sedimentares no flanco superior do dique; a região assinalada na figura 71b sofre rotação conforme indicado pela seta;
- como resultado, é forçada a abertura de um plano horizontal, o qual é preenchido instantaneamente pelo magma (fig. 71c);
- a continuidade da compressão lateral, agora reforçada pelo empuxo, devido à presença de magma no plano da soleira, proporciona a flutuação do bloco sobrejacente e o descolamento total e passivo entre as camadas; isso significa que o magma pode penetrar ao longo de todo o plano, sem causar mais deformação interna nos estratos (fig. 71d).

Segundo Linsser (1973), existe um limite máximo para a curvatura das camadas, na frente de abertura de um plano. Enquanto esse limite não é atingido, os estratos

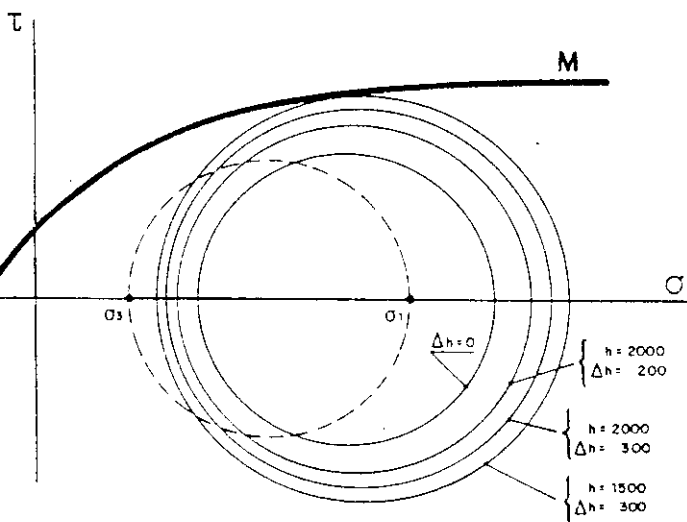


Fig. 70 - Diagrama de Mohr mostrando a variação na distribuição das tensões no flanco superior de um dique, em função da profundidade h e da altura da coluna de magma Δh .

Fig. 70 - Mohr diagram showing variation in distribution of stress along upper flank of dike as a function of depth (h) and of height of magma column (Δh).

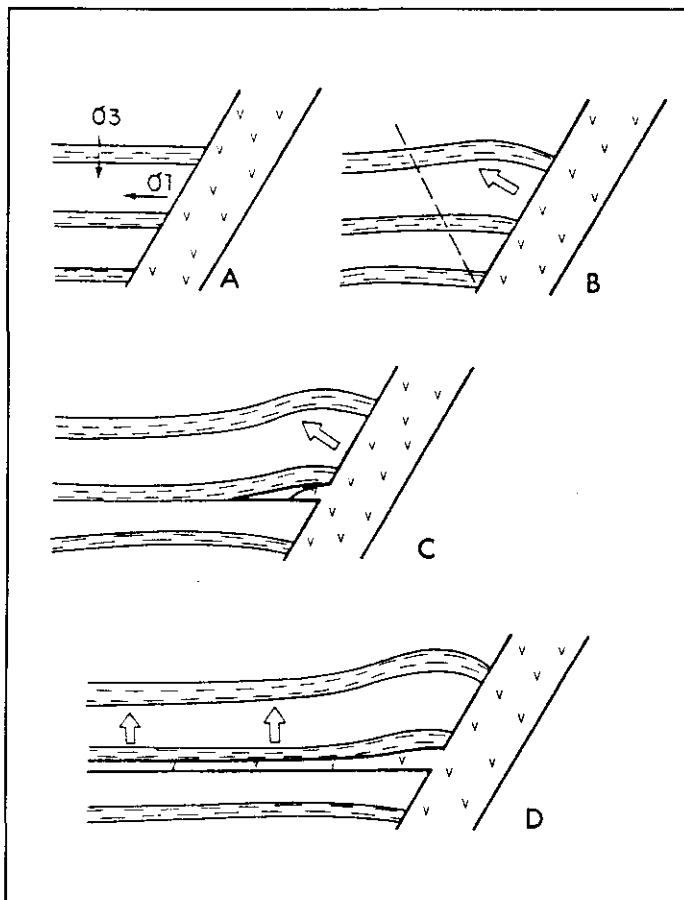


Fig. 71a, 71b, 71c e 71d - Modelo esquemático ilustrando a deformação da rocha encaixante no flanco do dique e a abertura de um plano horizontal preenchido por uma cunha que evolui para uma soleira.

Fig. 71a, 71b, 71c and 71d - Schematic model illustrating deformation of sedimentary host rock along flank of dike and the opening of a horizontal plane filled by a wedge evolving into a sill.

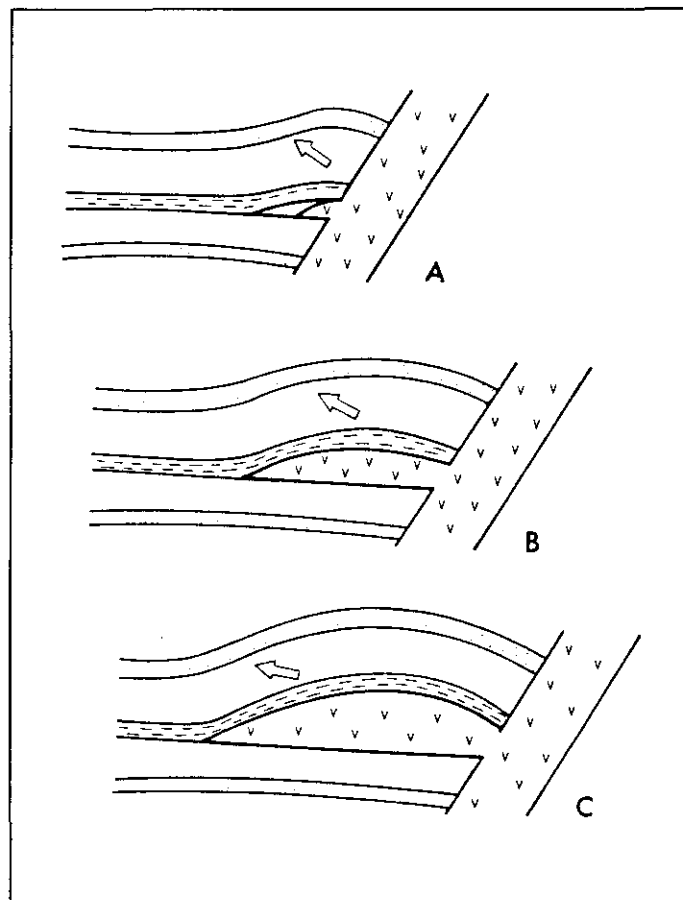


Fig. 72a, 72b e 72c - Modelo esquemático ilustrando a deformação da rocha encaixante no flanco do dique e a abertura de um plano horizontal preenchido por uma cunha que evolui para um lacólito.

Fig. 72a, 72b and 72c - Schematic model illustrating deformation sedimentary host rock along flank of dike and the opening of a horizontal plane filled by a wedge evolving into a laccolith.

absorvem os esforços deformando-se irreversivelmente. Uma vez alcançado o limite de curvatura, as camadas clivam-se ao longo do plano de intrusão, permitindo o livre acesso do magma, caracterizando uma fase passiva do processo de formação de soleiras.

Nas intrusões de lacólitos, parece que esta curvatura-limite não chega a ser atingida, implicando um avanço lateral e vertical do magma, sempre sob condições ativas, impondo deformações na rocha encaixante (figs. de 72a a 72c). Os lacólitos serão formados onde houver menor rigidez flexural, ou seja, onde a resistência ao arqueamento das camadas subjacentes for menor. A rigidez flexural de um pacote sedimentar está diretamente associada à sua espessura efetiva (Jakson e Pollard, 1988a e 1990). De acordo com esses autores, a espessura efetiva pode ser sensivelmente reduzida se houver deslizamento entre as camadas (*slippage*), ou melhor, falhas de plano de acamamento que permitam o movimento dos estratos uns sobre os outros (fig. 73). Desta forma, a massa intrusiva se concentra numa área mais restrita, adquirindo cada vez maior espessura e deformando a encaixante à medida que

progredir lentamente para os lados, ao invés de penetrar passivamente por um plano de clivagem, atingindo extensões laterais bem mais amplas, como nas soleiras.

De acordo com esses mecanismos de intrusão, pode-se concluir que, no caso das soleiras, a deformação da rocha encaixante fica limitada à fase inicial do processo, após a qual apenas boiamento é observado. Conseqüentemente, a área de deformação restringe-se às adjacências do dique. Já nos lacólitos, a deformação da rocha encaixante acompanha todo o processo, distribuindo-se por toda a área subjacente à intrusão.

Constatou-se, na subseção 5.2, que, somente no flanco superior dos diques, a redistribuição das tensões pode gerar um campo compressional horizontal, com σ_3 vertical.

Portanto, só nessa região, desenvolve-se um ambiente propício ao soergimento dos estratos e intrusão de corpos tabulares horizontais. No flanco inferior, geralmente, o processo não é deflagrado ou abortado em uma fase intermediária, gerando simplesmente apófises ou cunhas magmáticas (foto 24 e fig. 55).

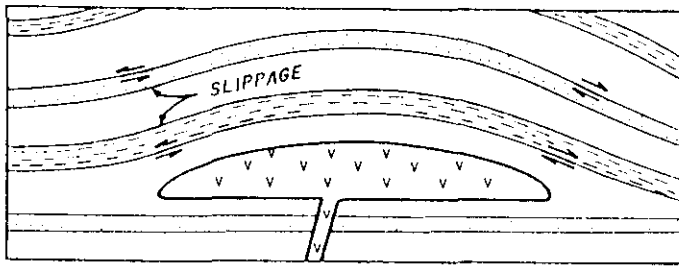


Fig. 73 - Falhas de plano de acamamento (*slippage*) evoluindo durante a intrusão de um lacólito.

Fig. 73 - Evolution of bedding faults (*slippage*) during laccolith intrusion.

5.4 - Distribuição das Rochas Ígneas

O contraste entre as características reológicas das camadas se parece bastante importante na definição dos planos de clivagem a serem abertos e preenchidos por apófises, soleiras ou lacólitos. Algumas observações de campo, como a ilustrada na foto 24, sugerem nitidamente que a diferença de comportamento entre uma camada mais dúctil (folhelhos acima) e outra mais rúptil (arenitos abaixo) possibilitou a criação do "espaço" necessário à entrada dos corpos magmáticos horizontais. No modelo esquemático da figura 55, nota-se que, ao passo que o folhelho mais dúctil dobra-se e adelgaça-se ante a compressão lateral, o arenito permanece quase inalterado, gerando uma região com deficiência de material propícia à penetração da cunha magmática.

Contudo, os contrastes litológicos parecem ter uma influência apenas local na definição dos intervalos de maior concentração de intrusões. A distribuição vertical das rochas intrusivas segue um padrão muito semelhante nas

bacias analisadas, indicando um provável predomínio da pressão interna da câmara magmática como fator determinante da profundidade ótima para o posicionamento de corpos tabulares horizontais. Os gráficos da figura 74 ilustram a distribuição dos somatórios acumulados de espessura de rochas intrusivas atravessadas por poços *versus* a profundidade, em intervalos de 100 em 100 m. Com exceção da Bacia do Maranhão, que dispõe de pequena quantidade de poços perfurados, o que se constata é uma distribuição em forma de sino invertido, apontando os intervalos de profundidades ideais para intrusões em cada uma das bacias.

Isso significa que, para cada pulso magmático com características próprias (pressão interna e viscosidade do magma, topografia da superfície, etc.), existirá um intervalo ideal para intrusão ígnea e conseqüente deformação da encaixante, conforme propôs Linsser (1973). Uma vez inseridas neste intervalo ideal, as discontinuidades litológicas passam, então, a controlar o plano exato em que o magma deverá penetrar.

6 - APLICAÇÕES À GEOLOGIA DO PETRÓLEO

A identificação de padrões estruturais relacionados ao tectonismo intrusivo pode ser aplicada à pesquisa e exploração de hidrocarbonetos. Mas até o presente, a literatura oferece poucas citações sobre a ocorrência de óleo e gás armazenados em trapas reconhecidas formadas pela intrusão de rochas ígneas.

Reeckmann e Mebberson (1984) reconheceram várias estruturas dômicas associadas a intrusões de diques, soleiras e lacólitos, no Paleozóico da Bacia de Canning, Austrália. Três dessas estruturas foram testadas, mas revelaram selante inadequado sobre os arenitos permocarboníferos da Formação Grant. Wang Xie-pei *et al.* (1985) citaram mais de 150 trapas anticlinais de pequenas dimensões, formadas por magmatismo intrusivo, na Bacia Cenozóica de Subei, Leste da China. Óleo e gás têm sido encontrados em algumas dessas estruturas. Poreda *et al.* (1986) descreveram várias acumulações de hélio e hidrocarbonetos gasosos em estruturas arqueadas geradas por rochas intrusivas pliopleistocênicas, na Bacia de Sacramento, Califórnia.

Provavelmente, uma quantidade bem maior de acumulações de hidrocarbonetos espalhadas no mundo esteja associada à tectônica intrusiva. Certamente, muitas outras já teriam sido descobertas, não fosse a tendência de se evitar ao máximo a proximidade das rochas ígneas nos testes exploratórios, temendo-se os possíveis efeitos térmicos negativos sobre a rocha geradora ou sobre os hidrocarbonetos já acumulados. Sabe-se, hoje, que a temperatura adicional das rochas intrusivas mais ajuda do que prejudica a geração de hidrocarbonetos, mas este aspecto escapa um pouco dos propósitos desta pesquisa.

As estruturas que se parecem mais apropriadas para trapear jazidas de hidrocarbonetos, e que poderão tornar-se prospectos alternativos, especialmente em bacias com tectonismo pouco eficiente, serão destacadas neste capítulo.

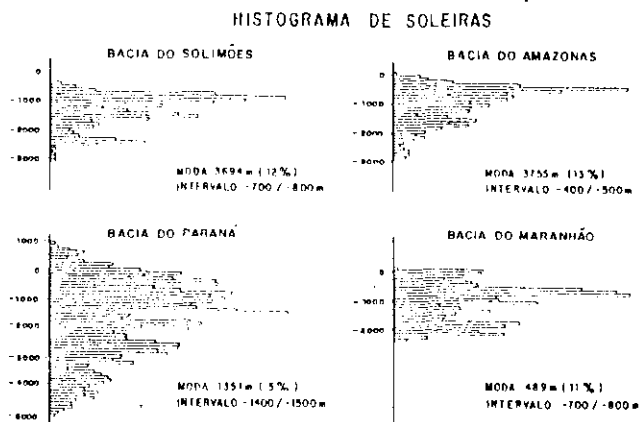


Fig. 74 - Histogramas de distribuição de soleiras. Os valores de espessura (abscissas) são acumulados e estão em escalas diferentes.

Fig. 74 - Sill distribution. Thickness values are cumulative (notice that scale on y-axis varies.)

6.1 – Anticlinal Periférico (Estrutura-gaivota)

Os anticlinais periféricos podem proporcionar o fechamento de uma estrutura na direção crítica, ou seja, no sentido do mergulho acima, onde, normalmente, a estrutura estaria aberta. Essa situação torna-se excepcionalmente atraente se o dique apresentar *strike* subparalelo ao *strike* das camadas. Nestes casos, as camadas situadas no flanco interno da estrutura, a saber, o flanco entre o dique e o centro da bacia, invertem seu quadrante de mergulho, possibilitando o trapeamento dos hidrocarbonetos que estejam em migração mergulho acima, do centro para as bordas da bacia (fig. 75). Thomaz Filho (1982), estudando os arenitos betuminosos de Anhembi (SP), na Bacia do Paraná, demonstrou que todas as ocorrências de óleo na região estão associadas ao flanco interno dos diques. Zalán *et al.* (1985) interpretaram estas trapas como estruturas-gaivota, em uma situação geológica semelhante à que ora se descreve.

6.2 – Anticlinal Sobreposto (Estrutura-cogumelo)

As possibilidades de trapeamento de jazidas significativas em estruturas desta espécie não são muito grandes, já que as suas dimensões são dependentes da espessura do dique. Contudo, acumulações menores podem ser prospectadas preferencialmente sobre diques com *strike* paralelo ao da bacia.

O poço 1-ICA-1-AM foi perfurado pela PETROBRÁS na Bacia do Amazonas, objetivando uma estrutura desta natureza. Apesar de a estruturação ter sido confirmada, o poço resultou seco por falta de selante adequado.

6.3 – Diques com Dobras e Falhas Reversas

O desenvolvimento de várias falhas reversas nos flancos dos diques cria blocos arqueados individualizados, cada qual podendo abrigar uma jazida independente da outra (fig. 76). A prospectividade desta estrutura é potencialmente superior a das anteriores. Isto porque este estilo estrutural revelou a maior razão extensão de deformação/espessura da intrusão (entre 10 e 30), o que, na prática, indica que as estruturas distribuem-se por áreas bem amplas em relação à espessura da intrusiva. Além disso, contam com fechamento contra o dique e contra as falhas reversas ou diretamente entre duas falhas reversas, garantindo maiores condições de trapeamento.

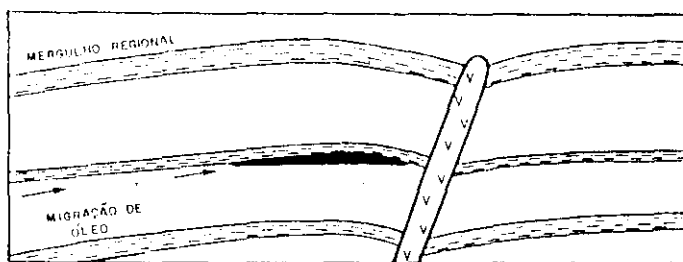


Fig. 75 - Estrutura-gaivota trapeando uma acumulação de óleo em seu flanco interno.

Fig. 75 - Seagull structure trapping an oil accumulation along inner flank.

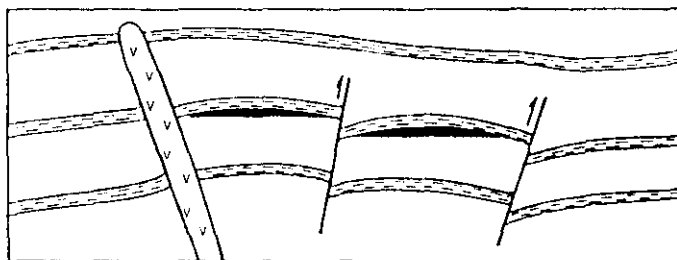


Fig. 76 - Acumulações de óleo trapeadas em arqueamentos associados à intrusão de dique.

Fig. 76 - Oil accumulations trapped in warpings related to dike intrusion.

6.4 – Estruturas Dômicas Associadas a Lacólitos

Os domos sobrejacentes aos lacólitos, acompanhados ou não por falhas reversas, constituem-se em uma das melhores estruturações capacitadas a armazenar hidrocarbonetos. Têm a seu favor a geometria quaquaversal, ou seja, o mergulho divergente das camadas em todas as direções, o que facilita a migração e o aprisionamento de hidrocarbonetos (fig. 77).

6.5 – Horsts Associados a Bismálitos

Os horsts são prospectos tradicionalmente perseguidos pelos exploracionistas. Os hidrocarbonetos podem ascender através das falhas que o limitam, acumulando-se nas camadas arqueadas em forma de anticlinal (fig. 78).

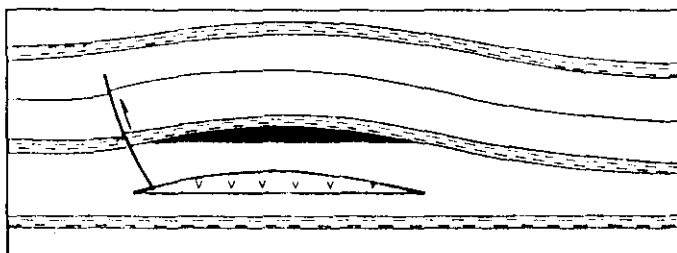


Fig. 77 - Estrutura dômica associada à intrusão de um lacólito, confinando uma acumulação de óleo.

Fig. 77 - Dome structure related to laccolith intrusion, confining an oil accumulation.

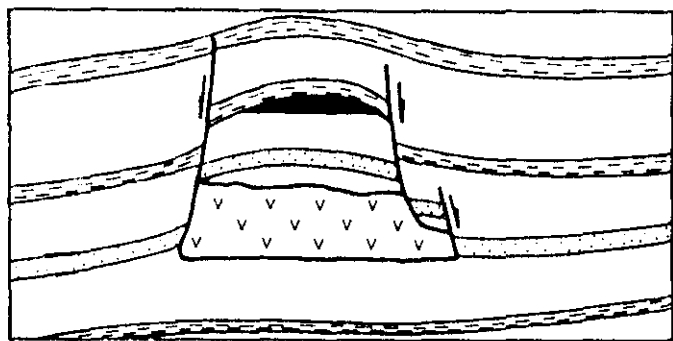


Fig. 78 - Horst sobreposto à intrusão de bismálito, onde foi trapeada uma jazida de óleo.

Fig. 78 - Horst overlying a bysmalith intrusion, where an oil deposit has been trapped.

7 – CONCLUSÕES

O objetivo principal desta pesquisa foi definir e classificar os estilos estruturais associados a intrusões de rochas ígneas.

A classificação proposta, baseada na geometria das rochas intrusivas e na deformação das encaixantes, encontra-se em um bom nível de operacionalidade, podendo ser adotada nas interpretações de campo e de perfis geofísicos.

“Tectonismo intrusivo” é o termo ora proposto para definir o evento tectônico-magmático responsável pelas deformações de rochas sedimentares, causadas por intrusões ígneas.

Os levantamentos de campo proporcionaram uma visão bem realista do processo de intrusão magmática e seus efeitos colaterais, indispensável à realização desse trabalho.

O reconhecimento das estruturas nas seções sísmicas foi bastante satisfatório, confirmando a utilização das simulações sísmicas por computador como uma ferramenta de notável utilidade.

O estudo da correlação entre a espessura dos diques e a área de influência da deformação foi muito proveitoso na elaboração do modelo de posicionamento e espessamento dos diques.

As deformações reconhecidas no campo foram classificadas de acordo com a geometria e posicionamento da intrusiva à qual se associavam, em um total de 14 estilos estruturais diferentes.

Esses estilos estruturais agrupam-se em torno das quatro formas geométricas predominantes nas bacias estudadas: a) diques; b) soleiras e lacólitos; c) bismálitos; d) apófises e cunhas.

As estruturas associadas aos diques são: a) sinclinal periférico; b) anticlinal periférico (estrutura-gaivota); c) anticlinal sobreposto; d) dobras e falhas reversas; e) falhas normais; f) diques escalonados por salto.

Relacionam-se às soleiras e aos lacólitos os seguintes estilos estruturais: a) estrutura dômica; b) domo com falhas reversas; c) dobras com falhas reversas; d) soleiras escalonadas por salto.

Os bismálitos induzem à formação de um estilo estrutural denominado *horst* sobreposto.

Associadas às cunhas e apófises magmáticas encontram-se as seguintes deformações: a) flexão lateral; b) flexão na base da intrusão; c) flexão no topo da intrusão.

A formação dos diques divide-se teoricamente em quatro fases distintas: a) ocupação do “espaço” aberto pelo tectonismo regional; b) espessamento devido à compactação lateral das camadas sedimentares; c) espessamento devido à deformação heterogênea da rocha encaixante; d) afinamento devido à contração por resfriamento.

A cada uma dessas quatro fases mencionadas corresponde uma determinada espessura que, somada às demais, constitui a espessura total dos diques. Na Bacia do Paraná, os diques analisados indicam que a fase de deformação foi responsável por cerca de 10% da espessura final.

O campo de esforços regional pode ser alterado pela intrusão dos diques, gerando tensões localizadas nas adjacências das intrusões, responsáveis pela deformação da rocha encaixante e pelo controle das intrusões imediatamente posteriores.

Análises semiquantitativas desse campo de esforços indicaram uma tendência geral de elevação da pressão confinante, sob a qual desenvolvem-se as deformações dúcteis em um regime de provável escoamento plástico.

A mesma análise permitiu a elaboração de modelos que explicam o surgimento de falhas reversas, intrusão de soleiras, lacólitos e cunhas no flanco dos diques.

Dentre os fatores que influenciam na deformação da rocha encaixante, a pressão interna do magma destaca-se como o mais importante. Influenciam, também, a profundidade, a diferença de densidade entre o magma e a hospedeira, a rigidez flexural da encaixante e, no caso dos diques, o ângulo de mergulho.

Alguns dos estilos estruturais ora classificados possuem características potenciais para o trapeamento de jazidas de hidrocarbonetos. Destacam-se: a) estrutura-gaivota; b) estrutura-cogumelo; c) dique com dobras e falhas reversas; d) estruturas dômicas associadas a lacólitos; e) *horsts* associados a bismálitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AIRES, J. R. *Estudo do vulcanismo básico da Bacia do Amazonas*, Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES/DIVEX, 1984. 64p. (Relatório CENPES, 0478).
- BAER, G., RECHES, Z. Flow patterns of magma in dikes, Makhtesh Ramon, Israel. *Geology*, Boulder, v. 15, p. 569-572, 1987.
- BAER, G., RECHES, Z. Doming mechanisms and structural development of two domes in Ramon, southern Israel. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 166, p. 293-315, 1989.
- BILLINGS, M. P. *Structural geology*. 3. ed. Engliwood Cliffs: Prentice-Hall, 1972. 606p.
- BRADLEY, J. Intrusion of major dolerite sills. *Royal Society of New Zeland*, New Zeland, v. 3, n. 4, p. 27-55, 1965.
- BRIDGWATER, D., COE, K. The role of stopping in the emplacement of the giant dikes of isortoq, south Greenland. In: NEWALL, G., RAST, N. (eds.). *Mechanism of igneous intrusion*. Liverpool: Gallery Press, 1970. 380 p. 67-78. (Geological Journal Special Issues, 2).
- COFFIN, M. F., RABINOWITZ, P. D. *Evolution of the conjugate east African-Madagascan margins and the Western Somali Basin*. Boulder: Geological Society of America, 1988. 78p. (Geological Society of America. Special paper, 226).
- CONCEIÇÃO, J. C. J., ZALÁN, P. V. Estilos estruturais associados a intrusões ígneas em rochas sedimentares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Anais... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia, 1990. 6 v., v. 5, p. 2 261 - 2 275.
- CONCEIÇÃO, J. C. J. *Estilos estruturais associados a intrusões ígneas em bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1992. 157p. Tese de mestrado.
- CRONE, A. J., McKEOWN, F. A., HARDING, S. T., HAMILTON, R. M. et al. Structure of the New Madrid seismic source zone in southeastern Missouri and northeastern Arkansas. *Geology*, Boulder, v. 13, p. 547-550, 1985.

- CURRIE, K. L., FERGUSON, J. The mechanism of intrusion of lamprophyre dikes indicated by "offsetting" of dikes. *Tectonophysics*, Amsterdam, v.9, p. 525-535, 1970.
- DELANEY, P. T., POLLARD, D. D. *Deformation of host rocks and flow of magma during growth of minette dikes and breccia-bearing intrusions near Shep Rock, New Mexico*. Washington: U.S. government Printing Office, 1981. (Geological Survey Professional Paper, 1202).
- DELANEY, P. T., POLLARD, D. D. Solidification of basaltic magma during flow in a dike. *American Journal of Science*, New Haven, v. 282, p. 856-885, 1982.
- DIXON, J. M., SIMPSON, D. G. Centrifuge modelling of laccolith intrusion. *Journal of Structural Geology*, Oxford, v. 9, n. 1, p. 87-103, 1987.
- FRANCIS, E. H. Emplacement mechanism of late carboniferous thole the sills in northern Britain. *Journal of Geological Society of London*, v. 139, n. 1, p. 1-20, 1982.
- GAYER, R. A., POWELL, D. B., RHODES, S. Deformation against metadolerite dikes in the caledonides of Finnmark, Norway. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 46, n. 1, p. 99-115, 1978.
- GILBERT, G. K. Report on the geology of the Henry Mountains. U. S. Geographical and Geological Survey of Rocey Mountains Region, Washington, Government Printing Office, 1877, 160 p.
- GOMES, L. C. C., OLIVEIRA, M. A. F. T., LEAL, L. R. B. Feições estruturais dos diques máficos - relações entre o magnetismo fissural e as condições reológicas do meio. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 5, p. 2 217 - 2 226.
- GUDMUNDSSON, A. Form and dimensions of dikes in easter ice-land. *Tectonophysics*, Amsterdan, v. 95, p. 295-307, 1983.
- GUDMUNDSSON, A. Formation of dikes, feeder-dikes, and intrusion of dikes from magma chambers. *Bulletin of Vulcanology*, [s.l.], v. 47, n. 3, p. 537-550, 1980.
- GUDMUNDSSON, A. Emplacement of dikes, sills and crustal magma chambers at divergent plate boundaries. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 176, p. 257-275, 1990.
- HALLS, H. C. The importance and potential of mafic dike swarms in studies of geodynamic processes. *Geological Association of Canada*, [s.l.], v. 9, n. 3, p. 145-154, 1982.
- HARDING, T. P., LOWELL, J. D. Structural styles, their plate - tectonic habitats, and hydrocarbon traps in petroleum provinces. *American Association of Petroleum Geologist Bulletin*, Tulsa, v. 63, n. 7, p. 1 016 - 1 058, 1979.
- HICKENLOOPER, J. W., WILLIAMS, J. P. *Seismic investigation of the Big Pie Structure, a probable laccolithic intrusion*, Routh County, Colorado. Denver: Rocky Mountain Association of Geologists, 1986. p. 203-211.
- HUNT, C. B. G. K. Gilbert, on laccoliths and intrusive structures. In: YOCHELSON, E. L. (ed.) *The scientific ideas of G. K. Gilbert*. Boulder: Geological Society of America, 1980. p. 25-34. (Geological Society of America. Special paper, 183).
- HUNT, C. B. *Geology of the Henry Mountains, Utah, as recorded in the notebooks of G.K. Gilbert, 1875-1876*. Boulder: Geological Society of America, 1988a. 229p. (Geological Society of America. Memoir, 167).
- HUNT, C. B. The laccolith-stock controversy: new results from the southern Henry Mountains, Utah: discussion. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 100, p. 1 657 - 1 658, 1988b.
- HYNDMAN, D. W., ALT, D. Radial dikes, laccoliths, and gelatin models. *Journal of Geology*, Chicago, v. 95, p. 763-774, 1987.
- JACKSON, M. D. *Deformation of host rocks during growth of igneous domes, southern Henry Mountains, Utah* Ann Arbor: University Microfilms International, 1987. 157p. Tese de Doutorado.
- JACKSON, M. D., POLLARD, D. D. *The laccolith - stock controversy: new results from the southern Henry Mountains, Utah*. *Geological Society of America Bulletin*, Boulder, v. 100, p.117-139, 1988a.
- JACKSON, M. D., POLLARD, D. D. The laccolith - stock controversy: new results from the southern Henry Mountains, Utah: reply: Boulder: Geological Society of America, 1988b. p. 1 658-1 659. (Geological Society of America Bulletin, 100).
- JACKSON, M. D., POLLARD, D. D. Flexure and faulting of sedimentary host rocks during growth of igneous domes, Henry Mountains, Utah. *Journal of Structural Geology*, [s. l.], v. 12, n. 2, p.185-206, 1990.
- JAUNICH, S. Tertiary intrusions on the South - Western African Margin. In: BALLY, A. W. (ed.) *Seismic expression of structural styles*. Houston: American Association of Petroleum Geologists, 1983. p. 1.3-10/1.3-14.
- JENYON, M. K. Characteristics of some igneous extrusive and hypabyssal features in seismic data *Geology*, Boulder, v. 15, p. 237-240, 1987.
- JOHNSON, A. M., POLLARD, D. D. Mechanism of growth of some laccolithic intrusions in the Henry Mountains, Utah, I. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 18, p. 261-309, 1973.
- KOCH, F. G., JOHNSON, A. M., POLLARD, D. D. Monoclinical bending of strata over laccolithic intrusions. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 74, p. T21-T31, 1981.
- LINSSE, H. F. H. Um discurso sobre as intrusões de diabásio ilustrado por um modelo simplificado. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 16, n. 4, p. 201-219, 1973.
- LISLE, R. J. *Paleostress analysis from sheared dike sets*. Boulder: Geological Society of America, 1989. p. 968-972. (Geological Society of America Bulletin, 101).
- LOCZY, L., LADEIRA, E. A. *Geologia estrutural e introdução geotectônica*. São Paulo: Edgard Blucher, 1976. 527p.
- MENDONÇA, P. B. *Estudo sobre intrusões de diabásio*. Belém: PETROBRÁS/RENOR, 1969. Relatório interno.
- MIRANDA, A. P. *Geologia e potencial petrolífero das bacias rifte multifásicas do Sul da Península Arábica*. Rio de Janeiro: BRASPETRO/GEREX-I, 1990. Publicação interna.
- MIZUSAKI, A. M. P., CONCEIÇÃO, J. C. J. *Magmatismo e geocronologia em bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/CENPES, 1988. Publicação interna.
- MORTON, L. B. Geology of the Mount Ellen Quadrangle, Henry Mountains, Grafield County, Utah. *Geol. Stud.* [s.l.], v. 31, n.1, p. 67-95, 1984.
- MOTOKI, A. ÁVILA, C. A. Dike - sill transactions of alkaline rock bodies at Arraial do Cabo, Rio de Janeiro, Brazil. In: CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. *Anais...* Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 1988. v. 1, p. 294-308
- MURREL, S. A. F. Global tectonics, rock, mechanism, and the mechanism of volcanic intrusions. In: NEWALL, G., RAST, N. (eds.) *Mechanism of igneous intrusion*. Liverpool: Gallery Press, 1970. p. 231-244.
- MYERS, J. S. Structure of the coastal dike swarm and associated plutonic intrusions of East Greenland. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, v. 46, p. 407-418, 1980.
- PETRASKE, A. K., HODGE, D.S., SHAW, R. Mechanics of emplacement of basic intrusions. *Tectonophysics*, Amsterdam, v.46, n. 1, p. 41-63, 1978.

- PICCIRILO, E. M., MELFI, A. J. *The mesozoic flood volcanism of the Paraná Basin*. São Paulo: Instituto Astronômico e Geofísico, 1988. 600p.
- POLLARD, D. D. *Deformation of host rocks during sill and laccolith formation*. Michigan: Stanford University, 1969. Tese de Doutorado.
- POLLARD, D. D. Derivation and evaluation of a mechanical model for sheet intrusions. *Tectonophysics*, Amsterdam, v. 19, p. 233-269, 1973.
- POLLARD, D. D., JOHNSON, A. M. Mechanics of growth of some laccolithic intrusion in the Henry Mountains, Utah, II. *Tectonophysics*, Amsterdam, v.18, p. 311-354, 1973.
- POLLARD, D. D., MULLER, O. R. The effect of gradients in regional stress and magma pressure on the form of sheet intrusions in cross section. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 81, n. 5, p. 975-984, 1976.
- POLLARD, D. D., MULLER, O. R., DOCKSTADER, D. R. *The form and growth of fingered sheet intrusions*. Boulder: Geological Society of America, 1975. p. 351-363. (Geological Society of America Bulletin, v. 86).
- POLLARD, D. D. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dikes. In: HALLS, H. C., FAHRIG, W. F. (eds.)- Mafic dike swarms. New Foundland: Geological Association of Canada, 1987. p. 5-24 (Geological Association of Canada Special Paper, 34).
- POREDA, R. J., JENDEN, P. D., KAPLAN, I. R., CRAIG, H. Mantle helium in Sacramento Basin natural gas wells. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, Oxford v. 50, p. 2 847 - 2 853, 1986.
- RAMBERG, H. *Model studies in relation to intrusion of plutonic bodies*. In: NEWALL, G., RAST, N. (eds.) Mechanism of igneous intrusion. Liverpool: Gallery Press, 1970. p. 261-286.
- RAMBERG, H. *Gravity, deformation and Earth's crust*. London: Academic Press, 1981. 452 p.
- RAMSAY, J. G., HUBER, M. I. *The techniques of modern structural geology: strain analysis*. London: Academic Press, 1983. 308 p.
- REECKMANN, S. A., MEBBERSON, A. J. Igneous intrusions in the North- West Canning Basin and their impact on oil exploration. *PESA Journal*, [s.l.], p. 45-52, 1984.
- ROBERTS, J. L. The intrusion of magma into brittle rocks. In: NEWALL, G., RAST, N. (ed.) *Mechanism of igneous intrusion*. Liverpool: Gallery Press, 1970. p. 287-338.
- ROGERS, R. D., BIRD, D. K. Fracture propagation associated with dike emplacement at the Skaergaard intrusion, East Greenland, *Journal of Structural Geology*, Oxford, v. 9, n. 1, p. 71-86, 1987.
- RUBIN, A. M., POLLARD, D. D. Dike-induced faulting in rift zones of Iceland and Afar. *Geology*, Boulder, v. 16, p. 413-417, 1988.
- SAMMIS, C. G., JULIAN, B. R. Fracture instabilities accompanying dike intrusion. *Journal of Geophysical Research*, Washington, v. 92 n. 3B, p. 2 597 - 2 605, 1987.
- SIQUEIRA, L. P. Bacia dos Parecis. In: RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI, E. J. (eds.). *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/SEDES, 1988. Publicação interna.
- STILLMAN, C. J. Structure and evolution of the northern Ring Complex, Nuanetsi Igneous Province, Rhodesia. In: NEWALL, G., RAST, N. (eds.) *Mechanism of igneous intrusion*. Liverpool: Gallery Press, 1970. p. 33-49.
- TEIXEIRA, L. B. *Álbum de feições estruturais da Bacia do Médio Amazonas (Portfólio)*. Manaus: PETROBRÁS/DENOC, 1986. Relatório interno.
- THOMAZ FILHO, A. Ocorrência de arenito betuminoso em Anhembi (SP): cubagem e condicionamento geológico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 1982, v. 5, p. 2 344 - 2 348.
- WANG, XIE PEI, FEI, Q. I., ZHANG, J. H. Cenozoic diapiric traps in eastern China. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 69, n.12, p. 2 098 - 2 109, 1985.
- WHITE, I. C. *Relatório final da comissão de estudos das minas de carvão de Pedra do Brasil*. Rio de Janeiro: Imprensa Nacional, 1908. 617 p. Final Report.
- WHITE, R. S. The little Murray Ridge. In: BALLY, A. W. (ed.) *Seismic expression of structural styles*. Houston: American Association Petroleum Geologists, 1983. p. 1.3-19/1.3-23.
- ZALÁN, P. V. CONCEIÇÃO, J. C. J., ASTOLFI, M. A. M., APPI, V. T. et al. Estilos estruturais relacionados a intrusões magmáticas básicas em rochas sedimentares. *Boletim Técnico da PETROBRÁS*, Rio de Janeiro, v. 28, n. 4, p. 221-230, 1985.
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C. J., VIEIRA, I. S. et al. A divisão tripartite do Siluriano da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 17, n. 3, p. 242-252, 1987.
- ZALÁN, P. V., WOLFF, S., CONCEIÇÃO, J. C. J., MARQUES, A. et al. Bacia do Paraná. In: RAJA GABAGLIA, G. P., MILANI, E. J. (ed.). *Origem e evolução das bacias sedimentares*. Rio de Janeiro: PETROBRÁS/SEDES, 1990. Publicação interna.

EXPANDED ABSTRACT

The evolutionary history of sedimentary basins nearly always contains a chapter devoted to magmatic episodes. During these events, magma from the mantle or subcrustal lithosphere ascends through feeders, sometimes reaching the surface and producing extrusive and intrusive igneous rocks, perpetuated as the most trenchant evidence of this thermal tectonic process. These magmatic pulses do not occur without leaving behind clear signs of their passage. Immense volumes of magma intrude into sediments, occupying or creating space for itself. Extremely high temperatures replace those consistent with the normal geothermal gradient of the area. A large quantity of overburden is suddenly

dumped on other strata, substituting slow and gradual sediment supply. In short, magmatism wields influence over all geological aspects of the evolution of a sedimentary basin, such as structure, subsidence, compaction, diagenesis, and the generation, migration, and trapping of hydrocarbons. The present paper offers results of studies on the influence of intrusive magmatism on the structure of sedimentary host rocks. Relying on the concept introduced by Harding and Lowell (1979), a number of sets of geological structures which define structural styles related to igneous intrusions are characterized and an appropriate classification proposed. These

structural styles were also characterized in seismic sections, so as to lend the proposed classification greater applicability.

The study proposes and analyzes some mechanisms for the intrusion of igneous bodies and related deformations. It also offers a semiquantitative analysis of changes in the stress field prompted by magmatic intrusions.

Research was carried out in four Brazilian basins of Paleozoic age: Solimões, Amazonas, Maranhão, and Paraná. These basins were the sites of magmatic events that vary in age from the Triassic to the Cretaceous and that generated large-sized intrusive igneous bodies of differing geometrical features, predominantly dikes, sills, laccoliths, bysmaliths, wedges, and apophyses.

Based on these igneous bodies, a classification comprising fourteen structural styles is proposed (see Table I): (a) related to dikes: peripheral syncline; peripheral anticline (seagull structure); overlying anticline (mushroom structure); folds and reverse faults; normal faults; and stepped dikes; (b) related to sills and laccoliths: dome structure; dome with reverse faults; folds with reverse faults, and stepped sills; (c) related to bysmaliths: overlying horsts; and (d) related to wedges and apophyses: lateral flexure; flexure at base of intrusion, and flexure at top of intrusion. Computer simulation was used to correlate outcrop and seismic data.

In terms of intrusion mechanisms, it was concluded that the regional stress field may be locally modified to generate new stress fields near the magmatites, which may produce ideal conditions for fragile or ductile deformations in the vicinity of the intrusions. Near inclined dikes, the new stress field gains distinctive characteristics depending on the angle of inclination and the flank in question (above or below the plane of intrusion). The dike intrusion process can be hypothetically divided into four distinct phases, characterized by: (a) lateral displacement of faulted blocks; (b) lateral compaction of layers; (c) heterogeneous deformation of strata; and (d) emplacement of a relief fracture system. Phases (a), (b), and (c) thicken the dike while phase (d) produces slight thinning.

Changes in the local stress field control not only deformations of the sedimentary host rocks but also the intrusion of new igneous bodies. The positioning of sills, laccoliths, wedges, and apophyses is directly related to the changes prompted by dike intrusion.

Some structures related to the intrusion of igneous rocks may be attractive in terms of hydrocarbon exploration, particularly the seagull structure, mushroom structure, dikes with folds and reverse faults, domes related to laccoliths, and horsts overlying bysmaliths.