

«NOTAS SÔBRE A MORFOGÊNESE DOS DERRAMES BASÁLTICOS»

Por

GUIDO GUIDICINI e JAYME DE OLIVEIRA CAMPOS

1 — INTRODUÇÃO

Pretendemos, com este trabalho, uma incursão breve, nos problemas relacionados à tectônica dos derrames basálticos, que interessam grande área da Bacia do Paraná.

Autores como Ab'Saber, Almeida, Barbosa, Leinz, Franco e outros descreveram, de maneira bastante categórica, as efusões básicas ocorridas no Mesozóico, baseando-se em observações de campo, sondagens, estudos geofísicos, levantamentos aerofotogramétricos e ensaios de laboratórios. Nesta última década, o grande incremento dos aproveitamentos hidroelétricos localizados nas áreas basálticas, proporcionou graças ao desenvolvimento natural de trabalhos em canteiros de obras, tais como trincheiras de escavações, leitos de rios ensecados, poços profundos, etc., observações diretas e concretas, em visão ampla, de aspectos peculiares dos maciços basálticos. Este trabalho é justamente o resultado de observações por nós efetuadas nos locais das barragens de Jupia e Ilha Solteira, no Rio Paraná, e Barra Bonita, Bariri, Ibitinga e Promissão, no Tietê.

Deixando de lado os aspectos tecnológicos ligados ao «metier» da Geologia Aplicada, julgamos, no momento, serem oportunos esclarecimentos de certas feições morfogenéticas, ainda um tanto obscuras, dos corpos de lava, originadas durante o intervalo de tempo necessário à sua solidificação.

Consistindo nosso trabalho numa coletânea de observações de campo, com algumas tentativas de síntese e interpretação dos fenômenos observados, os itens relacionados aos aspectos petrográficos foram tratados de maneira um tanto quanto genérica.

2 — ALTERNÂNCIAS TEXTURAIS DO DERRAME

Cada derrame apresenta alternâncias texturais bem definidas, delineando zonas cuja seqüência, de cima para baixo, se processa na seguinte ordem:

Basalto vesículo — amigdaloidal de topo

Basalto compacto

Basalto vesículo — amigdaloidal de base

2.1 — Basalto Compacto

Caracteriza a faixa central do derrame. Em derrames de relevante espessura nos quais a diferenciação acima tem pleno efeito, o basalto compacto ocupa cerca de 2/3 da espessura total. Sua cor varia de cinza escuro à preto, sendo seus constituintes mineralógicos principais: feldspato plagioclásio (labradorita), piroxênio (augita), magnetita, magnetilmenita e quantidades variáveis de matéria vítrea; a olivina raramente está presente. O grau de cristalinidade e a granulação são variáveis, sendo geralmente holo e micro-cristalino.

2.2 — O Basalto Vesicular e/ou Amigdaloidal

Caracterizam o topo (e base) do derrame. Sua constituição mineralógica é a mesma do basalto compacto, com maior incidência de matéria vítrea. Via de regra apresenta-se a rocha mais alterada, em sentido da limonita ou nontronita.

Sua principal característica é a presença, em número elevadíssimo, de pequenas cavidades ora vazias, (vesículas) ora preenchidas por minerais secundários (amígdalas).

Distinguem-se, dentro desta faixa vesicular superficial, dois horizontes superpostos: um inferior, com grandes amígdalas (que alcançam às vezes dimensões superiores a um metro) e outro superior em que as cavidades possuem dimensões centimétricas ou milimétricas. O primeiro horizonte, o das grandes amígdalas (geodos) pode estar ausente, particularmente em derrames de pequena espessura (ver fig. 1).

As zonas vesiculares correspondem a faixas de desgasificação do derrame, interceptadas pelo rápido resfriamento da lava em contacto com a atmosfera, havendo a interrupção da fuga dos gases.

Freqüentemente nota-se a presença, na parte basal dos derrames, de uma delgada faixa de basalto vesicular ou vesículo-amigdaloidal. Sua presença também se deve à rápida solidificação da lava, em contacto com a superfície de fluxo.

Se a faixa vesicular basal pode estar ausente, a superior está sempre presente e pode alcançar espessuras notáveis dependendo da possança do derrame.

Quanto aos minerais de deposição secundária nas vesículas, encontramos calcedônia, calcita, quartzo, zeólitas, nontronita e outros. A calcedônia deposita-se muitas vezes com aspecto de ágata.

As zeólitas são geralmente consideradas minerais secundários, provenientes da alteração de outros minerais.

Segundo Franco, R. R. (8), as principais fontes do processo de zeolitização são as soluções residuais da consolidação do magma. Este autor estabelece uma ordem de deposição dos vários minerais:

- 1) Cloritas e minerais correlatos (filossilicatos);
- 2) Sílica (quartzo e calcedônia);

- 3) Zeólitas;
- 4) Apofilita;
- 5) Calcita.

A sequência acima raramente ocorre por completo.

Observa-se certa ordem na deposição das zeólitas, ressaltando a ausência de zeólitas pirogenéticas.

O enchimento das cavidades pode ser total ou parcial, ou então se limitar a seu revestimento.

A passagem da faixa de basalto vesicular para a do compacto é transicional, com diminuição gradual da intensidade de ocorrência das vesículas.

3 — MORFOGENESE DO BASALTO

3.1 — Tectônica regional

O embasamento pré-efusivo, ou seja os arenitos triássicos da formação Botucatu, possuíam, quando da efusão do magma basáltico, atitude quase horizontal, com irregularidades topográficas sem expressão. Leinz (12) afirma que o contato arenito-efusivos possui posição mais baixa quase ao nível do mar, na região de Tórres-Três Forquilhas, subindo muito pouco rumo oeste, até Santa Maria (R.G.S.). Daí, ainda para oeste, o contato desce novamente até Jaguari, ponto de observação mais ocidental no R.G.S. Os desníveis são, respectivamente, nos locais citados, de 100 m em 70 km, 170 m em 300 km e 150 m em 100 km, o que prova a pouca expressão da topografia pré-efusiva, nesta região. Para norte, observam-se falhamentos escalonares que provocam bruscas subidas do embasamento. Leinz cita que a subida do contato de Tórres (R.G.S.) a Lages (S.C.) é de 350 m

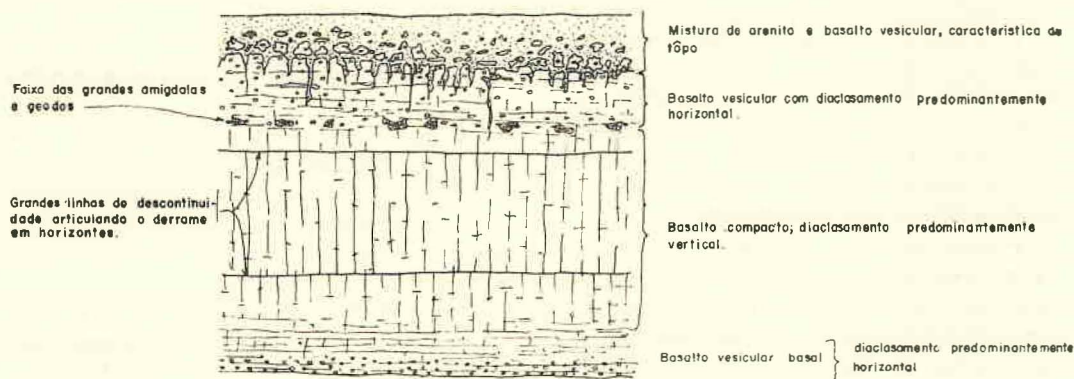


Fig. 1 — Seção típica do derrame.

em 50 km entre Araranguá e Crescuma e de 380 m de Crescuma até Lages. Há em seguida, um abatimento gradativo em direção a São Paulo. Acredita-se que a maior espessura das efusivas nas proximidades de Tôres indique nesse local uma zona de grande fornecimento de lava, relacionada a uma zona de perturbação tectônica existente talvez desde o Carbonífero e rejuvenecida no Triássico. Essa faixa designada por Leinz «Linha tectônica Tôres-Posadas», teria rumo aproximado N50°W - N70°W, continuando-se através do oceano Atlântico, a qual se constituiria na principal zona de ascensão do magma, que pelo grande volume acumulado teria forçado um ajuste isostático regional em toda sua extensão, forçando a inclinação do embasamento sedimentar em direção convergente para si. Zonas milonitizadas no basalto, sugeririam que movimentos posteriores teriam obedecido à mesma direção desta faixa.

Existem, na literatura especializada, referências a falhas, como no município de Bom Retiro (SC), com 95 metros de rejeito, atingindo o arenito Botucatu e a parte basal do derrame e em Araranguá, onde haveria 2 ocorrências. Em nossas observações, positivamente, não foram encontrados indícios seguros de falhamento. As evidências apontadas por outros autores para possíveis falhamentos como zonas de esmagamento, onde brechas de atrito e milonitos são decompostos por águas percolantes, preferimos defini-las como sendo «juntas falhas», às quais referir-nos-emos em outra parte de nosso trabalho.

3.2 — Morfogênese do derrame

Os aspectos morfogenéticos dos derrames unitários mereceram poucas referências na bibliografia citada. Achamos interessante para melhor compreender-lhes o mecanismo e as particularidades, subdividir esquematicamente o lençol de lava em suas três seções principais.

3.2.a — Porção basal

No momento em que o lençol de lava, extravasando a partir das geoclases passa a escorrer livremente, a porção basal, em contacto direto com a superfície de fluxo, acha-se sujeita a um processo de resfriamento mais rápido do que a porção superior. Isso resulta num aumento da viscosidade do magma, em direção à base do derrame e, conse-

quentemente, numa diminuição gradual da velocidade de escoamento, na mesma direção.

Nas proximidades do embasamento acrescente-se ao exposto uma diminuição da velocidade provocada pelo atrito com a superfície de fluxo. Este decréscimo gradual de velocidade, conjugado à contração por resfriamento, provoca nesta faixa basal, uma tendência à subdivisão segundo lâminas sobrepostas, delimitadas por intenso fissuramento no plano horizontal. Esta predominância do diaclasamento horizontal na parte basal do derrame é muitas vezes ressaltada pela presença de finos veios de calcita preenchendo os espaços vazios.

Considerando que na porção superior do corpo de lava em contacto direto com o ar o resfriamento deve ocorrer, análogamente, com rapidez superior à da porção central do derrame, julgamos válida para aquela faixa a mesma explicação a respeito do andamento das diaclases, por sua vez nitidamente horizontal.

O rápido resfriamento nestas faixas periféricas faz com que o magma passe, num breve espaço vertical, do estado fluido da parte central para o estado semi-sólido ou altamente viscoso das porções marginais.

Bagolini (3) esquematizou uma secção do lençol de lava em movimento na qual, se considerarmos a viscosidade crescendo do centro para a periferia e conseqüentemente a velocidade de fluxo decrescendo no mesmo sentido, visualizaremos facilmente o movimento do derrame, como procedendo segundo lâminas sobrepostas com velocidades diferentes, gradualmente maiores da periferia para o centro.

Como vimos, o aspecto da parte inferior desta faixa é vítreo e finamente vesicular.

3.2.b — A porção central

O resfriamento mais lento ocasiona aqui o aparecimento de uma rocha compacta, microcristalina, com presença, às vezes, de fenocristais.

O diaclasamento de contração tem andamento predominantemente vertical, dando à rocha o típico aspecto pseudo-colunar embora de maneira nem sempre evidente, pois isso está intimamente relacionado à possança do derrame.

Os derrames cuja espessura permite esta diferenciação de diaclasamento (diríamos aqueles com espessura superior a 15 metros), acham-se assim subdivididos em três horizon-

tes bem definidos: os dois externos com diaclasamento predominantemente horizontal e o interno, vertical.

Um fenômeno interessante não mencionado na literatura de que temos conhecimento ocorre nesta altura.

Os três horizontes acham-se delimitados por duas juntas contínuas e bem definidas, de andamento horizontal ou sub-horizontal, localizadas na parte central do derrame, ou seja, no meio do basalto compacto.

Um exame imediato destas juntas, levamos a excluir a hipótese de que resultem da superposição de três pequenos derrames sucessivos, que tenham ocorrido um após outro, sem hiato de tempo. Se assim fôsse, a superposição de três corpos de lava geraria fenômenos de desgaseificação que, mesmo de escassa entidade, seriam facilmente detectáveis. Ao contrário, a rocha se apresenta compacta e homogênea seja nas proximidades das juntas, seja no espaço entre elas compreendido.

Parece-nos plausível atribuir novamente a Bagolini (4) a origem das juntas como sendo devidas à existência de zonas de velocidades diferenciais de fluxo no corpo de lençol de lava durante sua efusão; critério análogo àquele adotado para aquelas juntas, bem mais numerosas mas de menor acentuação, que ocorrem nas faixas periféricas do derrame.

Aquêle autor representa (fig. 5) a superfície de fluxo com uma linha curva que se rompe em correspondência a estas juntas, onde, em função do resfriamento diferencial, a plasticidade do magma encontra-se num valor crítico de ruptura, tornando a faixa central independente, em seu movimento, das duas faixas periféricas.

Juntas deste tipo são visíveis nas fundações das barragens de Jupia e Ilha Solteira, rio Paraná e nas pedreiras das barragens de Bariri, Barra Bonita, Ibitinga-rio Tietê. Parece-nos poder concluir que tal fenômeno obrigatoriamente faça parte integrante de estrutura do derrame.

Em derrames de pequena espessura (inferiores a 10-15 m) o diaclasamento vertical geralmente não apresenta características de predominância em relação a outros sistemas, não conferindo portanto à rocha, em sua parte central, o aspecto colunar ou pseudo-colunar.

Ainda na parte central do derrame ocorrem às vezes fenômenos de desgaseificação, em áreas bem restritas, de poucos metros de

extensão, exemplificados pelas zonas vesiculosas indeferenciadas no corpo do basalto são. Passam porém rapidamente para o termo compacto e dificilmente serão confundidas com as vastas áreas de desgaseificação superficial.

3.2.c — A porção superficial

Representa a faixa de desgaseificação superior, obstaculada pelo rápido resfriamento do magma.

A lava ao extravasar-se das geoclases vem carregada de elevada quantidade de gases, que diminui gradualmente à medida que o lençol de lava avança. Os gases inicialmente em mistura íntima com a massa fluída, passam, durante o escoamento da lava, a emigrar para a superfície, perdendo-se.

A presença de vesículas, embora necessariamente ligada aos resíduos magmáticos gasosos, está assim em dependência direta do grau de viscosidade da lava, que permite, ou não, sua conservação dentro do derrame.

De fato, as partes do derrame que sofrem um resfriamento rápido (tôpo e base) conservam gases e vapores, ao passo que o mais lento resfriamento da porção central permite o escape de tais elementos, resultando-a isenta de amígdalas.

Parece-nos, portanto, que a presença de vesículas na rocha deve-se antes à maior ou menor mobilidade dos gases, em função da viscosidade da lava, do que propriamente à quantidade de elementos gasosos. Pode-se mesmo dizer, que com o aumento da distância dos condutos efusivos, a perda da fluidez, devida ao resfriamento e o conseqüente aumento de viscosidade, funcionam como elementos compensadores do mais rápido escape de gases no magma fluído, conservando as faixas vesiculares.

Foi por nós verificado, em derrames da espessura de 6 a 8 m, próximo a sua periferia, que toda secção era constituída por basalto vesicular, com absoluta ausência do termo compacto.

Bagolini (4) cita que o horizonte superficial acha-se às vezes demarcado por uma linha de disjunção sub-horizontal que o separa do resto do derrame. A independência desta faixa superficial escoriácea e vesicular em relação à porção compacta subjacente através de uma junta contínua, já é assinalada por Daly (6). Este autor considera a faixa superficial flutuando, nos estados sólidos e

plástico-sólido, sobre a porção viscoso-líquida subjacente e participando, de forma passiva, do movimento desta durante a efusão.

As escórias sólidas, flutuando caótica-mente na parte superficial, são responsáveis pelo aspecto acidentado desta. Embora não tenhamos observado o fato pessoalmente, achamos conveniente registrá-lo.

A espessura da faixa vesicular, é extremamente variável, relacionando-se com a posição do derrame. Como vimos, ela pode ocupar a total espessura deste, mas em condições normais limita-se à terça ou quarta parte superficial.

A forma de ocorrência de vesículas e amígdalas leva-nos ainda a distinguir, dentro do horizonte vesicular, três faixas superpostas (Leinz 12). Logo acima do basalto compacto, uma primeira faixa com vesículas predominantemente esféricas, representando uma fase estacionária dos gases, com aspecto parcialmente consolidado. Acima desta, uma zona com vesículas alongadas em sentido vertical, indicando a tendência dos gases de se deslocarem em direção à superfície. Finalmente, na faixa mais superficial, vesículas de formas elipsoidais, com maior alongamento no plano horizontal. Estas vesículas representam verdadeiras texturas fluidais, através das quais é possível ter indicações, embora precárias, sobre a direção de fluxo do derrame.

É claro que esta distinção não deve ser considerada em sentido absoluto, possuindo um caráter esquemático. Em derrame de pequena espessura (10-15 m) tais faixas não são, via de regra, identificáveis.

4 — OS SEDIMENTOS INTERPOSTOS

No que diz respeito às relações entre eruptivas e sedimentos interpostos, vários pontos devem ser analisados.

A deposição eólica precedeu aos derrames basálticos na formação da Bacia do Paraná sobre uma camada desértica de dunas.

A atividade eólica, continuando-se mesmo durante o extravasamento do magma, fez com que entre dois derrames sucessivos ocorressem muitas vezes intercalações arenosas de maior ou menor entidade.

Pelo fato da zona de proveniência dos materiais eólicos situar-se na borda da área ocupada pelas efusivas, deve-se esperar obviamente uma notável diminuição da espessura do material intertrapeano, em direção ao centro da bacia.

A granulometria e a composição dos depósitos intertrapeanos são as mesmas do arenito Botucatu. Constituem-se de areia fina, silte e argila, estes últimos correspondendo a fácies aquosas depositadas em ambiente hidrográfico de tipo desértico.

A ação das eruptivas sobre tais sedimentos é restrita, pois o poder térmico do magma, embora bastante elevado não parece suficiente para provocar qualquer efeito de «cozimento» das areias eólicas. Entretanto, se a espessura do derrame for relevante, terá sem dúvida lugar o processo diagenético de adensamento das areias e demais frações sedimentares. A cimentação das areias deve-se possivelmente à ação de soluções hidrotermais zeolitizantes (Farjallat, 5). A presença por outro lado, de um cimento quartzoso englobando os grãos de areia, fato esse que levou ao emprêgo do termo «arenito» silicificado, sugere a possibilidade de uma deposição de quartzo secundário, numa fase intermediária entre as duas efusões, ligando-se talvez genericamente às condições hidroclimáticas da época.

O efeito térmico das eruptivas sobre os sedimentos será entretanto sensível com a diminuição da granulação dos mesmos. No caso de argilas e siltes intertrapeanos, o processo de digênese, ou endurecimento, contará com a válida contribuição deste efeito térmico. Isso pode ser constatado no local da Barragem de Ilha Solteira.

Os sedimentos arenosos interpostos entre dois derrames não apenas ocorrem sob a forma de camadas individualizadas, mas se misturam ao basalto de várias formas.

Podem constituir pequenos diques ascendentes e descendentes, ou veios, no corpo do derrame, bem como podem se misturar de forma caótica ao basalto, englobando fragmentos do mesmo e dando origem à chamada «brecha basáltica».

Na figura 3, procuramos esquematizar as várias formas de ocorrência.

Na parte mais superficial, fragmentos e escórias de basalto acham-se imersos na matriz arenosa, passando gradativamente à região inferior, onde o arenito se insinua no basalto, preenchendo-lhe as fraturas.

Esta zona mista pode alcançar espessura da ordem de vários metros, chegando, em correspondência à frente da efusão, a interessar toda espessura do derrame. Analisamos a seguir, detidamente cada forma de ocorrência.

4.1 — As intrusões arenosas

Observa-se às vezes, na porção basal dos derrames, a presença de «diques» ou veios de arenito, de nítido andamento ascendente, tendo-se introduzido no corpo do derrame a partir de sua base.

Os termos «intrusões arenosas» e «diques» são comumente usados (Pichler 15, e Washburne, 18) para evidenciar a semelhança dessas invasões arenosas com fenômenos ígneos.

É preciso distinguir estes «diques» de um outro tipo de invasão arenosa, que ocorre no topo dos derrames e que consiste na deposição de areias eólicas na fraturas e cavidades superficiais. Este segundo tipo de ocorrência é, por sinal, muito mais comum do que o primeiro.

Os diques verdadeiros têm aspecto característico, mostrando-se intensamente silicificados, com digitações horizontais. Sua espessura pode alcançar algumas dezenas de centímetros, embora em média não ultrapasse a 5,0 cm, estendendo-se entretanto por vários metros.

Pichler (14) descreve afloramentos destes diques na região de Salto Grande, rio Paranapanema, procurando demonstrar sua origem intrusiva.

Apresentam-se com coloração muito escura, cimento-sílico-ferruginoso, sendo que o complexo resulta mais resistente do que a própria rocha encaixante. Associam-se, às vezes, a uma brecha constituída por fragmentos angulosos de basalto compacto, ou vesicular, envolvidos por matriz arenosa. Supõe o mesmo autor que durante sua efusão o magma tenha encoberto uma depressão, em que a areia eólica encontrava-se saturada d'água (bacia de tipo desértico). A temperatura elevada no plano de contacto entre areia e lava teria gerado no local um estado de fortes pressões que teriam causado o fendilhamento do derrame, com libertação de fluidos e vapores ao longo das fraturas, com conseqüente «intrusão», nas mesmas, das areias pressionadas para o alto.

Não exclui que o fenômeno possa ter sido favorecido por elementos pneumatolíticos residuais do magma.

4.2 — A brecha basáltica

Fatores determinantes na formação desta rocha são a contribuição da sedimentação eólica, na superfície do derrame, e, concomi-

tantemente, a ação da desagregação mecânica à qual está submetido o topo do derrame em ambiente desértico.

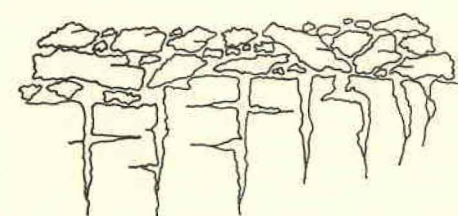
Após uma primeira fase de solidificação do magma (fig. 2, A) com formação, em seu topo, de uma crosta de aspecto escoriáceo, muito acidentado, o sobreviver dos sedimentos eólicos levará a um nivelamento generalizado da superfície, a areia solta penetrando nas fendas e cavidades (fig. 2, B). A areia englobará neste processo fragmentos de basalto vesicular destacados do topo do derrame, e via de regra, bem angulosos, dando origem à chamada «brecha basáltica». Os eventos sucessivos conferirão ao conjunto maior ou menor consistência. Entendemos, por eventos sucessivos:

- a) Adensamento provocado pelo recobrimento por parte de novo pacote de lava.
- b) Eventuais efeitos térmicos associados ao aparecimento do derrame superior (no caso de sedimentos constituídos por frações finas).
- c) Aparecimento de cimento sílico ligado a intemperismo climático antigo (Farjallat, 7).
- d) Efeito de soluções hidrotermais contemporâneas ao derrame basáltico superior; Farjallat (7) cita fenômeno de zeolitização de matriz arenosa, fenômeno em que as zeólitas chegam a constituir um elemento importante na cimentação.

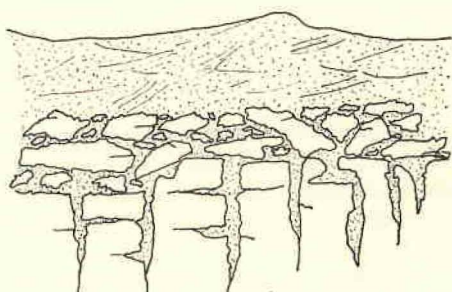
No local da barragem de Jupia, rio Paraná é a brecha basáltica o material que maior resistência apresenta ao intemperismo, pois o arenito, bem «silicificado», constitui um esqueleto praticamente inalterável. Já no local da barragem de Ilha Solteira, rio Paraná, onde a brecha supera, em certos trechos, 20 m de espessura, a matriz areno-siltosa, apresenta-se friável, desagregando-se com facilidade. Os 4,5 m superficiais da brecha apresentam, entretanto, notável endurecimento do intertrapeano, possivelmente pelos dois primeiros motivos logo acima.

Na matriz sedimentar que não tenha sido perturbada pela escoriação da lava, verificamos ainda a presença de vestígios da originária estratificação eólica, em areias, ou de sedimentação em ambiente aquoso, em siltes e argilas.

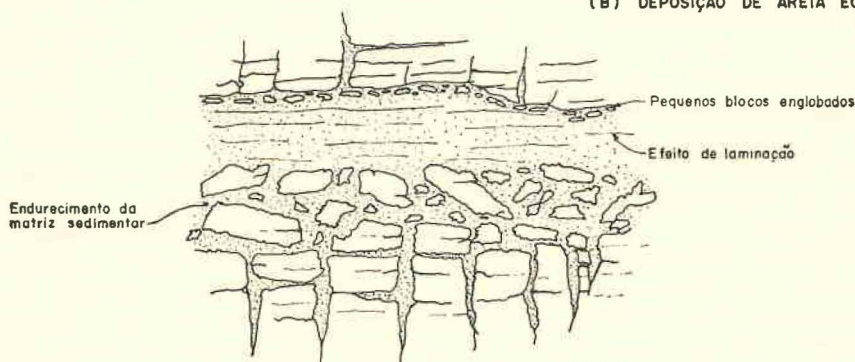
É necessário aqui fazer uma distinção entre brecha de topo de derrame e brecha de frente de derrame.



(A) RESFRIAMENTO DO PRIMEIRO DERRAME



(B) DEPOSIÇÃO DE AREIA EÓLICA



(C) APARECIMENTO DO DERRAME SUPERIOR

Fig. 2 — (Bagolini)

A frente de derrame constitui o ponto extremo de expansão do lençol de lava e é de fácil identificação em virtude de suas peculiaridades litológicas.

A lava, ao avançar, descalça fragmentos da superfície sobre a qual flui, englobando-os e arrastando-os. Trata-se, muitas vezes de fragmentos do derrame anterior, outras vezes das próprias areias depositadas no hiato temporal de extravasão. Ao solidificar, a frente de derrame resulta numa mistura de basalto e arenito. Daí sua denominação de «brecha». Parte do material descalçado no avanço do derrame será indubitavelmente le-

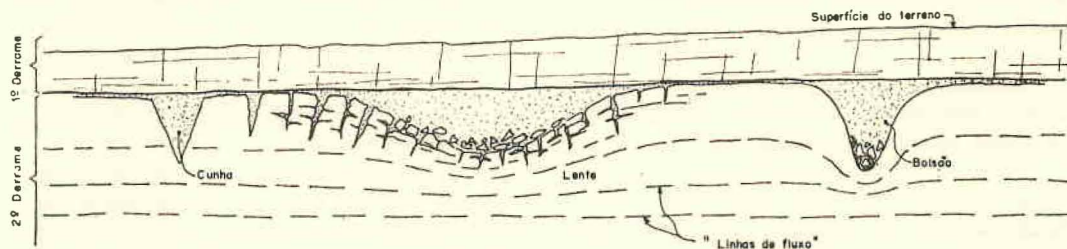
vado à superfície do mesmo, misturando-se por sua vez à escória basáltica.

4.3 — Outras formas de ocorrência

O espaço limitado entre dois corpos basálticos pode conter volumosos depósitos de arenito, nas formas que chamamos de **cunhas**, **lentes** ou **bolsões**. Na usina de Jupiá, a área de fundação da eclusa fornece boa amostra disso.

Na figura 3 estão esquematizadas as três formas de ocorrência.

Foram introduzidas no perfil algumas «linhas de fluxo» que nada mais são do que



— ALGUMAS FORMAS DE OCORRÊNCIA DO MATERIAL INTERTRAPEANO

Fig. 3 — Algumas formas de ocorrência do material intertrapeano

as juntas de que falamos anteriormente e que permitem, graças a sua continuidade, uma mais fácil interpretação das anomalias. Juntas podem ser facilmente observadas nas escavações e são representativas do andamento do derrame durante o extravasamento. Evidenciam-se, na escavação, como descontinuidades via de regra paralelas aos contactos do derrame.

Consiste a **cunha** numa fratura franca do maciço rochoso, com as paredes da mesma cada vez mais afastadas entre si, à medida que se aproxima do tópo do derrame. O espaço está preenchido por arenito. A cunha pode se aprofundar diversos metros no corpo do derrame. Fato importante são as «linhas de fluxo» do derrame não se modificarem, mantendo sua horizontalidade, quando interceptadas pela cunha.

A **lente**: nota-se nitidamente, neste caso, o adelgaçamento do derrame, evidenciado pela aproximação do tópo em direção à base do mesmo. Observa-se, por outro lado, que a base do derrame permanece horizontal, não sendo afetada por qualquer deformação. As «linhas de fluxo» sofrem por sua vez um estrangulamento. A base do derrame superior é também horizontal, graças ao preenchimento da depressão por parte de material intertrapeano.

A parte superior da lente, em contato direto com a lava sofreu um adensamento ou endurecimento intenso. Disso resultou aquele arenito vermelho, duro, laminado, bem conhecido. Tal espessura é da ordem de 20-40 cm, podendo alcançar a dimensão de um metro.

A parte central da lente, ao contrário, apresenta-se menos acentuada de cor, creme ou avermelhada, podendo inclusive apresentar as características de solo. Assim, quando exposta em corte, mesmo por espaço muito breve de tempo, resseca-se pela perda d'água intersticial fragmentando-se em pequenos pedaços, tornando-se assim extremamente friável.

Ainda na parte superior da lente nota-se intensa laminação do arenito, com presença freqüente de veios de calcita.

Parece-nos viável a hipótese, para explicar a laminação, de uma transmissão parcial do movimento do derrame, para o estrato arenítico subjacente. A lava, ao escorrer, mobilizaria, embora em escala muito reduzida, os sedimentos, ocasionando ligeira movimentação horizontal. Resultaria daí a intensa laminação, mais tarde acentuada pela de-

posição de veios de calcita e outros minerais secundários.

As partes basal e lateral inferior da lente apresentam-se caóticas, confundindo-se com o próprio tópo do derrame. Blocos de basalto vesicular encontram-se destacados e englobados pelo material intertrapeano. A medida que nos aproximamos do corpo do derrame, a situação se torna mais regular: agora é o derrame que apresenta fendas verticais e inclinadas, preenchidas por veios de arenito, aqui novamente bem silicificado. Nota-se, de uma forma geral, que tais fraturas desenvolvem-se paralela e perpendicularmente ao tópo. Em dimensão a lente pode alcançar 7 a 8 m de espessura e algumas dezenas de metros de extensão. Quando uma dimensão prevalece sobre as outras a lente assume o aspecto de **canal**.

Um outro tipo de ocorrência, também esquematizado na figura 3, mostra, da mesma forma que a lente, uma inflexão do tópo do derrame e um estrangulamento de fluxo ainda mais acentuado. É o **bolsão**, que alcança profundidade ainda maior que a lente e possui paredes quase verticais. Os fenômenos de mistura basalto-arenito são os mesmos que no caso da lente.

Lógicamente, essas formas de ocorrência podem conjugar-se umas com as outras.

Gênese

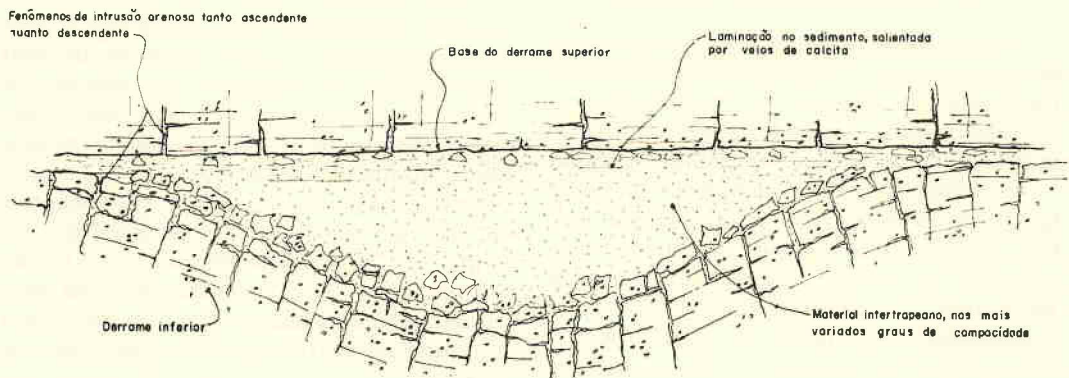
Tôdas as anomalias descritas parecem relacionar-se a tensões de tração desenvolvidas dentro do derrame em várias etapas de sua consolidação.

Em particular, as condições estratigráficas regionais do local estudado, sugerem que tais tensões foram causadas pelo particular andamento dos derrames, que apresentam fortes mergulhos bruscos, em seu traçado.

Tais mergulhos repercutir-se-iam, no corpo de lava, de diversas maneiras, dependendo do seu estado de viscosidade e plasticidade. Dentre as três formas descritas acima, lente, bolsão e cunha, a primeira a surgir deve ser a lente.

O adelgaçamento do corpo de lava ocorre no momento em que esta se encontra num estado altamente pastoso, e localiza-se naturalmente, na zona de maior tensão e menor viscosidade, dentro do derrame.

A deformação é plástica em termos, pois a parte superficial do derrame, já no estado sólido ou semi-sólido, fragmenta-se de forma



— ESQUEMATIZAÇÃO DA OCORRÊNCIA DE INTERTRAPEANO COMO "LENTE".

Fig. 4

intensa. Num estado de maior viscosidade, mas ainda plástico, é que irá formar-se o bolsão. Por último aparecerá a cunha, que pela imperturbabilidade das «linhas de fluxo» evidencia o estado tardio de sua formação. Não houve aqui deformação plástica, mas sim colapso.

5 — DESCONTINUIDADES

Abordamos neste item, os planos de descontinuidade física naturais, característica importante dos maciços basálticos em geral, e cuja origem seja contemporânea ou posterior à consolidação do magma. Creemos ser necessário então distinguir os planos, ou superfícies, que foram sede de deslocamento relativo de blocos contíguos, (ou seja as falhas e «juntas falhas»), dos que representam simplesmente planos de disjunção de naturezas várias (diaclasses, fissuras, juntas). Preveni-

mos da dificuldade da inclusão dos fenômenos relacionados em qualquer dos dois grupos citados, pois muitas vezes carecem elementos para sua precisa caracterização. Faremos ressaltar principalmente, as considerações de ordem genética dos referidos fenômenos, seu material de preenchimento e aspectos peculiares.

Os fenômenos acima podem ser classificados em duas categorias, de acordo com sua origem:

A. Primárias:

- a) diaclasses de tensão (ou contração)
- b) juntas laminares horizontais
- c) juntas horizontais de grande extensão.

B. Secundárias:

- a) não tectônicas — leptoclasses
- b) tectônicas — diaclasses.

Direção da movimentação das lavas e gradual acentuação das diferentes velocidades de fluxo nos vários seções do derrame

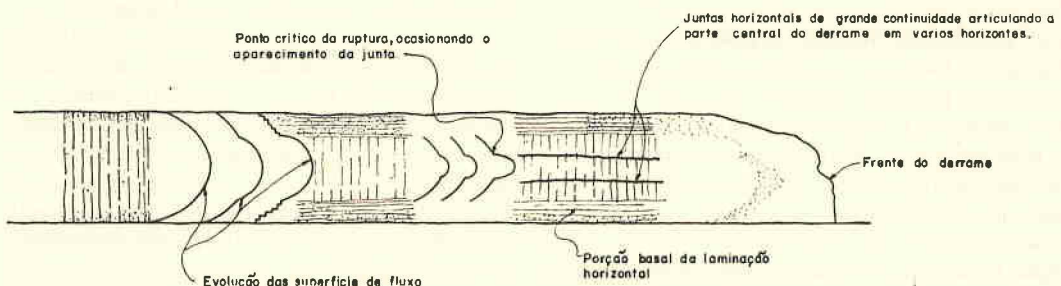


Fig. 5 — Hipótese sobre a gênese das juntas de grande continuidade, em função das diferentes velocidades de fluxo.

5.1 — Descontinuidades primárias

As diaclases, fissuras e juntas primárias são consequência imediata das propriedades físico-químicas inerentes ao próprio magma em resfriamento, formando-se contemporaneamente à consolidação da massa do derrame.

É conhecida a peculiaridade de derrames basálticos apresentarem, em sua porção central, diaclasamento colunar, resultando numa sucessão de colunas hexagonais verticais. Entretanto, a condição acima é um tanto quanto ideal, pois dentro do corpo basáltico nem sempre observa-se a precisão geométrica citada, o que conduz a uma imperfeição das colunas cuja forma, na maioria dos casos, torna-se irreconhecível.

Muitas vezes, as condições de tensões internas do magma propiciam a formação de prismas de base quadrada, retangular, trapezoidal, etc. ao invés de colunas ou prismas de base hexagonal. Neste caso o diaclasamento é caoticamente orientado, praticamente sem nenhuma direção preferencial.

As juntas laminares horizontais, características de base e tópo do derrame, já foram tratadas em capítulo anterior.

As juntas horizontais de grande extensão também foram tratadas anteriormente.

5.2 — Descontinuidades secundárias

As descontinuidades secundárias não tectônicas são representadas pelas leptoclases.

Estas são fraturas de pequenas dimensões em relação às diaclases. Foram observadas em Bariri, nas escavações para a eclusa, e em Jupia. Sua origem, acredita-se esteja relacionada com o fenômeno da devitrificação, no ato de solidificação do derrame. O basalto de Bariri, analisado mineralogicamente, mostrou uma porcentagem bastante alta de matéria vítrea (30-40%). Esta, no seio do maciço, está em instabilidade, tendendo a se transformar em matéria cristalina. A devitrificação é normalmente lenta e acompanhada por redução de volume, devido à maior densidade de matéria no estado cristalino que no vítreo (e portanto amorfo). No caso de Bariri, dada à alta porcentagem desta última, é possível que a devitrificação tenha sido demasiadamente rápida, originando fortes tensões de cristalização no interior da rocha e determinado o seu fraturamento. No que foi dado observar, a rede de leptoclases sempre se associa e se subordina às mais extensas superfícies de diaclasamento.

Quanto ao fraturamento tectônico nada temos a acrescentar, senão descrever o efeito do tectonismo regional sobre os sistemas pré-existent de diaclases. As películas de argilo-minerais interpostas entre blocos contíguos apresentam estrias de fricção nítidas. Estas atestam, a nosso ver, terem ocorrido tensões cizalhantes de caráter regional, mas de pequena amplitude, que provocaram somente um leve reajustamento dos blocos, reajustamento este, «fotografado» nas películas argilosas acima citadas. Tal ocorrência é claramente visível no local da barragem de Ibitinga.

Em local algum foi observada a existência de diaclases de origem tectônica.

5.3 — A Junta-Falha

Uma descontinuidade de difícil enquadramento na classificação acima citada é a da «junta-falha».

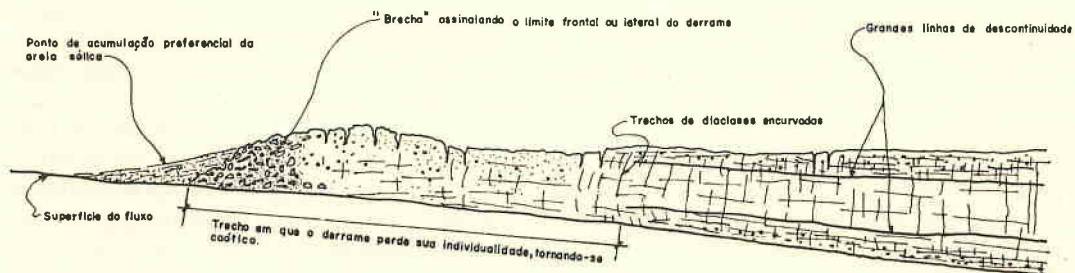
A denominação deriva do fato do fenômeno apresentar características dos dois tipos de descontinuidade, simultaneamente.

Da junta apresenta o andamento horizontal, ou sub-horizontal, paralelo aos contactos do derrame, além da grande continuidade lateral (tendo sido observada por centenas de metros). Da falha apresenta o típico material de preenchimento, numa espessura variável entre poucos centímetros até mais de um metro, e às vezes, algumas ramificações em direção ao tópo do derrame.

Acreditamos que esteja geneticamente ligada ao fenômeno anteriormente abordado, ao descrevermos as juntas de grande continuidade.

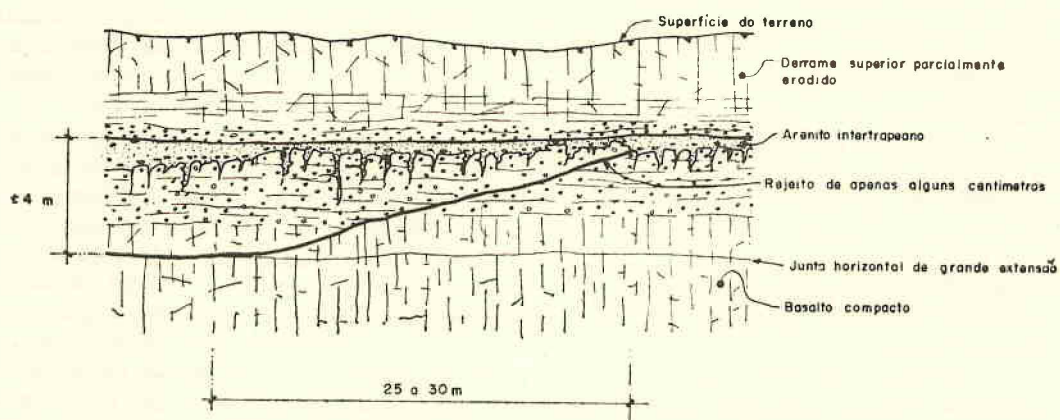
Seu caráter genético próprio, ou seja de movimento relativo entre zonas mais e menos viscosas do derrame, de imediato nos leva à consideração de que uma milonitização do material que interessa o plano das juntas possa vir ocorrer com certa facilidade, em virtude de tensões cizalhantes vindas do próprio derrame, no ato da solidificação.

O material de preenchimento é extremamente variado, consistindo numa mistura de fragmentos de basalto, material arenoso de alteração e argila de tipo montmorilonítico. Observa-se ainda a formação de minerais secundários (como sílica e calcita) típicos de brecha de falha. Acreditamos que realmente não seja necessário explicar tais fenômenos como resultantes de sollicitações tangenciais, provenientes de um tectonismo regional; aquelas, se houveram, posteriormente à soli-



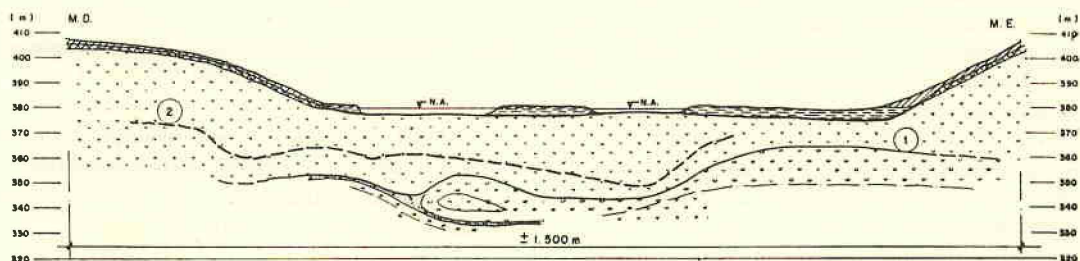
— REPRESENTAÇÃO DA PORÇÃO FRONTAL OU LATERAL DE UM DERRAME

Fig. 6



— DETALHE DA FORMA DE OCORRÊNCIA DE UMA JUNTA-FALHA CONVERGINDO PARA SUPERFÍCIE DO DERRAME.

Fig. 7



- ① CONTACTO ENTRE DERRAME
② JUNTA FALHA— notar a grande continuidade e seu paralelismo ao contacto (lateralmente faltam elementos para definir sua continuidade)

- ALTERAÇÃO DE ROCHA
BASALTO COMPACTO
BASALTO VESICULAR

— SEÇÃO GEOLOGICA AO LONGO DO EIXO DA BARRAGEM DE IBITINGA, RIO TIETÊ.

Fig. 8

dificação total do magma, apenas contribuíram para um maior brechamento do material interposto no plano da junta. Pode-se quase dizer que o que determina o aparecimento da «junta-falha» é uma espécie de «autotectonismo», no qual as tensões cisalhantes responsáveis pela milonitização do material estão geneticamente ligadas à própria formação do derrame.

Essas juntas-falhas foram observadas nas escavações das barragens de Ibitinga (fig. 8), Jupia (fig. 7) e Ilha Solteira.

A «Junta-Falha» de Ibitinga

Fenômeno que ilustra de maneira inequívoca as superfícies de descontinuidade física em derrames basálticos, causadas por diferenças de velocidade entre as partes centrais e periféricas do derrame, é o que ocorre no local de implantação da barragem de Ibitinga, e que interessa toda área de fundação da referida barragem. Lá as fundações consistem principalmente de basalto microcristalino, de cor cinza. É marcante a presença nesta rocha, de argilo-minerais, principalmente entre as diaclases na forma de placas já descritas e, secundariamente, disseminado no corpo de rocha, na forma de pequenas manchas verdes (nontronita).

O diaclasamento, no corpo principal das fundações representadas pelo referido basalto microcristalino, é predominantemente vertical, dando à rocha aspecto colunar típico. O fundo do rio, no local da barragem está na cota 378, que constitui a cota aproximada das fundações das obras de descarga, usina, trechos de ligação M.E. e M.D., etc. (fig. 8).

O contato basalto microcristalino, com o vesículo-amigdaloidal, limite do derrame, está nas cotas variáveis 348 a 355, de acordo com as sondagens de reconhecimento perfuradas. O basalto microcristalino aparece apenas como que seccionado entre as cotas variáveis 357 e 374, por uma superfície de fraturamento que embora irregular como se deduz pelas cotas de ocorrência, possui continuidades lateral e para montante e jusante, comprovadas.

Possui espessura variável de quase 1 m em alguns pontos, e em outros, praticamente desprezível. É preenchida, não uniformemente, por produtos secundários como grandes placas de material argiloso, calcita, caolinita (provavelmente) e fragmentos de basalto brechado, mais ou menos alterado. Em pon-

tos onde não existe preenchimento, persiste o fraturamento, o que evidencia a continuidade do fenômeno. A presença do material secundário e principalmente do basalto brechado, levou muitos a classificar o fenômeno como uma falha, em cujo material de preenchimento teriam sido observadas inclusive estrias de fricção causadas por movimentos cisalhantes.

Acreditamos, porém, que não seja preciso aventar, para a explicação do fenômeno, movimentos relacionados a um tectonismo de caráter regional.

Pensamos, isto sim, como já o expusemos anteriormente, que tal fraturamento seja causado exclusivamente pelas diferentes velocidades das partes periféricas e central do derrame. Isso evidentemente explicaria inclusive o aspecto de «brecha de falha» no plano de fraturamento, pois velocidades diferenciais implicam necessariamente em solicitações tangenciais por pequenas que sejam, porém suficientes para milonitizar a rocha.

O principal material de preenchimento da fratura, são placas às vezes de grande dimensões (20 ou 30 cm) de cor creme, brilho gorduroso e de extraordinária capacidade de hidratação. A análise por raios X, revelou tratar-se de uma argila do grupo da montmorilonita (bentonita), em estado quase coloidal. Está associada em Ibitinga, muitas vezes, com um material leitoso pulverulento, o que nos permite deduzir que sua origem esteja relacionada à ação intempérica sobre os minerais ferromagnesianos, zeólitas e primários no basalto.

Concluindo, cremos não deva ser outra a origem do fenômeno, senão a apontada acima, ainda porque ele interessa apenas o corpo central do derrame constituído pelo basalto microcristalino.

5.4 — Origem dos materiais de preenchimento das fraturas

Acreditamos possam ser aventadas duas hipóteses quanto à gênese desses materiais:

- I — Ação intempérica
- II — Ação hidrotermal

I — Ação intempérica

a) Montmorilonita

Sua gênese está associada a ambientes úmidos, alcalinos e neutros, ricos em Ca, Fe e Mg. Grim (10) sugeriu que esse mineral ar-

giloso poderia ser formado a partir de minerais (principalmente os ferro-magnesianos) de rochas básicas, sob condições de drenagem pobre ou pouca chuva. Nessas condições a montmorilonita apareceria por lixiviação incompleta das bases, retidas justamente pela drenagem pobre ou evaporação excessiva.

Isso explica a propriedade que tem em se expandir consideravelmente sob umedecimento. A montmorilonita pode ocorrer numa fase intermediária da degradação dos constituintes de rochas máficas para a caolinita, em solos fracamente drenados.

b) Nontronita

Segundo Hawkes e Webb (11), em épocas de chuvas moderadas e altas sob situações topográficas especiais para a lixiviação contínua (declives favoráveis), os produtos finais do intemperismo em rochas básicas são os óxidos hidratados de Al, Fe e Ti. Todavia, esclarece que o principal processo de decomposição existe quando certos produtos intermediários aparecem sob condições desfavoráveis para a transição completa. Esses produtos são, halloysita, formada a partir do plagioclásico, e principalmente nontronita e magnita, formados a partir da olivina.

c) Calcedônia

Apareceria pela degradação do quartzo, que passaria por uma fase intermediária de ácido silícico.

II — Origem metamórfica (Hidrotermal)

Implicaria unicamente em condições de metamorfismo termal, pela ação de massas magmáticas profundas logicamente com temperaturas mais altas, sobre os corpos de rocha já consolidados.

Soluções hidrotermais, freqüentes nas últimas fases da efusão magmática seriam responsáveis pelo transporte e deposição dos minerais argilosos nos planos de fraturamento já abertos, situados em diversos níveis do maciço.

Materiais interpostos entre as diaclases

Os blocos de basalto, limitados pelo diaclasamento, conjugam-se quase sempre por finas películas ou placas, às vezes de vários milímetros de espessura; são elas facilmente destacáveis, principalmente quando secas, tanto manualmente, como pelo abalo das detonações necessárias ao desmonte da rocha, nas barragens onde foram efetuadas observações.

Ensaio físico-químico efetuado com tal material recolhido das fundações da barragem de Bariri, revelaram que sua composição mineralógica é a seguinte:

- a) Feldspato plagioclásio;
- b) Argilo-mineral montmorilonítico possivelmente nontronita, ou membro da série nontronita-beidelite;
- c) Argilo-mineral do grupo das micas;
- d) Calcedônia.

Dos minerais acima, há predominância quase total do componente argiloso de série nontronita, que explica o comportamento particular daquelas películas face à água que percola pelos planos de descontinuidades físicas da rocha.

As películas inicialmente comportam-se como impermeáveis, porém, com o prolongar da percolação e secagem alternadas, elas se «intumescem» e se «retraem», e, se o «intumescimento» favorece como que «lubrificação» dos planos das fraturas e origina pressões contra os blocos contíguos, a «retração» imediata provoca o esfarelamento gradativo das placas, que cada vez mais submetidas aos ciclos sucessivos de umedecimento e secagem, são finalmente carregados pela água que se infiltra nas diaclases; este processo origina um «descalcamento» de blocos adjacentes os quais com as suas condições de estabilidade bastante diminuídas, ficam sujeitos à ação mecânica das águas, que provocará cedo ou tarde, o seu tombamento. Acreditamos seja este processo um dos fatores determinantes no recuo das cachoeiras em soleiras basálticas.

A ocorrência de tais películas é generalizada e pode ser esperada em todo derrame.

BIBLIOGRAFIA

1. ALMEIDA F. F. DE — "Botucatu, a triassic desert of South America" — Anais do 19º Cong. Intern. Geol. Alger, 1952.

2. ALMEIDA F. F. DE — "O planalto basáltico da Bacia do Paraná" — Bol. Paul. Geog. n.º 24, S. Paulo, 1956.

3. BAGOLINI, B. — "Geologia da barragem de Jupiá", Rio Paraná — Rel. Themag, 1963.
4. BAGOLINI, B. — "Note sulla geologia del basalto dell'Alto Bacino del fiume Paraná, nel Brasile Meridionale" — Rel. Themag, 1964.
5. BILLINGS, MARLAND — "Geologia Estrutural" — Editorial Universitária Buenos Aires, 564 pp., 1963.
6. DALY, R. A. — "Igneous Rocks and the Depths of the Earth" — McGraw Hill Book Company Inc., New York, 1933.
7. FARJALLAT, J.E.S. e SUGUIU, K. — "Observações sobre a zeolitização em basalto e arenito Nioaque, Mato Grosso" — Bol. Soc. Bras. Geol., Vol. 15, nº 3, 1966.
8. FRANCO, R. R. — "Zeólitas dos basaltos do Brasil Meridional (Gênese e Paragênese)" — Bol. Fac. Fil. Ciências e Letras USP, Min. 10, SP; 1952.
9. FRANGIPANI, A. — "Mapa da superfície superior do basalto subjacente aos arenitos cretáceos no Estado de São Paulo" — Bol. Inst. Geog. Geol., vol. 15.
10. GRIM, R. E. — "Clay Mineralogy" — McGraw Hill Book Co. Inc., New York, 342 pp., 1953.
11. HAWKES, H. E. e WEBB, J. S. — "Geochemistry in Mineral Exploration" — Harper & Row, New York, 1962.
12. LEINZ, V. — "Contribuição à geologia dos derrames basálticos no sul do Brasil" — Bol. Fac. Fil. Ciências e Letras USP, nº 58, Geol. 5 SP, 1949.
13. LEINZ, V. e outros — "Sobre o comportamento espacial do trapp basáltico da Bacia do Paraná" — Bol. Soc. Bras. Geol. vol. 15 nº 4, SP 1966.
14. PICHLER, E. e RUIZ, M.D. — "Relatório Geológicos" — Inst. de Pesq. Tecnol. de SP, Secção Geol. Aplicada, SP.
15. PICHLER, E. — "Diques de arenito em Salto Grande, Rio Paranapanema" — Bol. Soc. Bras. Geol. Vol. 1, nº 1, São Paulo, 1952.
16. RUIZ, M.D. — "Contribuição ao estudo tecnológico de algumas rochas basálticas do Est. de SP" — Tese de Doutorado à Escola Politécnica da USP., SP, 1962.
17. RUIZ, M.D. — "Mecanismo de desagregação de rochas basálticas semi-alteradas" — Anais do 2º Congresso Pan-Americano de Mecânica dos Solos e Engenharia de Fundações, 1963.
18. WASHBURN, C. — "Petroleum Geology of the State of São Paulo" — Com. Geog. Geol. Est. de S. Paulo, 1963.