HORSTPETER H. G. J. ULBRICH

A PETROGRAFIA, A ESTRUTURA E O QUIMISMO
DE NEFELINA SIENITOS DO MACIÇO ALCALINO
DE POÇOS DE CALDAS, MG-SP

APÊNDICES A, B, C, D, e E

São Paulo
1984

HORSTPETER H. G. J. ULBRICH

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005883

**A PETROGRAFIA, A ESTRUTURA E O QUIMISMO
DE NEFELINA SIENITOS DO MACIÇO ALCALINO
DE POÇOS DE CALDAS, MG-SP**

APENDICES A, B, C, D, e E

Tese apresentada ao concurso de Livre
Docência no Departamento de Mineralogia
e Petrologia do Instituto de Geociências da
Universidade de São Paulo

**São Paulo
1984**

HORSTPETER H.G.J.ULBRICH

A PETROGRAFIA, A ESTRUTURA E O QUIMISMO DE NEFELINA SIENITOS DO
MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

APÊNDICES A, B, C, D E E

CONTEÚDO

Pág.

APÊNDICE A

RETROSPECTO HISTÓRICO: OS ESTUDOS ANTERIORES
SOBRE O DISTRITO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS.

A-01 a A-62

APÊNDICE B

AS BRECHAS SUBAÉREAS E INTRATELÚRICAS DE ORI-
GEM ÍGNEA: REVISÃO E PROPOSTA PARA UMA CLAS-
SIFICAÇÃO GEOLÓGICA

B-01 a B-88

APÊNDICE C

EVOLUÇÃO QUÍMICA, SÉRIES PETROGRÁFICAS E A
CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS

C-01 a C-63

APÊNDICE D

O CONCEITO DE ROCHA ALCALINA

D-01 a D-17

APÊNDICE E

GLOSSÁRIO DE TERMOS PETROGRÁFICOS

E-01 a E-18

APÊNDICE A

RETROSPECTO HISTÓRICO: OS ESTUDOS ANTERIORES SOBRE O DISTRITO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS.

	Pág.
A. 1. INTRODUÇÃO	A-01
A. 2. TRABALHOS GEOLÓGICOS GERAIS	A-02
A. 3. GEOCRONOLOGIA	A-09
A. 4. INTERPRETAÇÕES GEOTECTÔNICAS	A-10
A. 5. MINERALOGIA E PETROGRAFIA	A-13
A. 6. AS JAZIDAS DE ZIRCÃO E CALDASITO	A-20
A. 7. URÂNIO E MOLIBDÊNIO	A-23
A. 8. TÓRIO E FERRO	A-28
A. 9. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL E "ROCHA POTÁSSICA"	A-29
A.10. BAUXITAS E ALTERAÇÃO INTEMPÉRICA	A-32
A.11. CONSIDERAÇÕES FINAIS	A-38
A.12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	A-41

RETROSPECTO HISTÓRICO: OS ESTUDOS ANTERIORES SOBRE O DISTRITO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS

A.1. Introdução

A leitura da bibliografia sobre o distrito, que já conta com muitas publicações, converte-se em interessante tarefa para os que se envolvem em estudos "caldasianos". Os primeiros trabalhos, do século passado, são em geral de altíssima qualidade informativa e científica, e mostram o gabarito intelectual notável dos geólogos pioneiros. A esta fase inicial, sucedem-se uns 20 ou 30 anos em que o distrito foi praticamente ignorado por geólogos e naturalistas, até que a atividade econômica baseada na mineração, em especial a relacionada com Zr e bauxita, faz renascer os estudos geológicos. A partir deste momento, multiplica-se grandemente a quantidade de trabalhos publicados sobre o distrito, especialmente durante a última década.

Os trabalhos prévios aqui comentados são ordenados em setores; agrega-se geralmente um comentário informativo, sobretudo no caso dos trabalhos de cunho geológico, que permite ao leitor colocá-lo em perspectiva e conhecer o seu conteúdo. A presente compilação (completada em 1983), na qual se citam uns 140 trabalhos, constitui uma listagem bastante completa do que já foi publicado sobre o distrito.

A.2. Trabalhos geológicos gerais

Os primeiros trabalhos foram realizados por petrógrafos, especialmente interessados nos tipos petrográficos pouco comuns que afloram no distrito e, em geral, nas áreas costeiras brasileiras. Rosenbusch, além de ter atuado por vários anos como instrutor privado de uma família na Bahia, vê-se ligado ao Brasil por extensos contatos profissionais. Foi Rosenbusch que descreveu o tinguaito original, em 1887, a partir de uma amostra enviada por Derby, além de redefinir e descrever muitas rochas do Brasil no seu tratado de Petrografia.

Após a primeira referência a sienitos e nefelina sienitos no Brasil, por Derby, constatou-se a abundância destes tipos petrográficos ao longo de toda a área costeira meridional brasileira. Derby, que se destacou pela sua vasta atuação profissional e foi diretor do Serviço Geológico e Mineralógico e do Museu Nacional, acompanhou como geólogo os trabalhos de construção da estrada de ferro São Paulo-Poços de Caldas. Reconheceu Derby a natureza vulcânica do distrito de Poços de Caldas, descrevendo ao mesmo tempo a coexistência, até então desconhecida, de nefelina sienitos e fonolitos. Observou também o que parecia passagem gradativa de nefelina sienitos para fonolitos, através de tipos intermediários ("tinguaítos"), e propõe ainda uma provável idade pós-carbonífera para o maciço, ao indicar que as rochas vulcânicas cortam e metamorfizam arenitos que naquela época eram considerados carboníferos (Derby, 1887).

Outro trabalho de grande relevância foi o de Machado (1888), que descreve em detalhe vários nefelina sienitos "grosseiros" e "maciços finos" (os últimos comparados aos fonolitos), em parte porfiríticos, mostrando ainda algumas análises parciais de rochas do distrito. Machado também se inclina a supor que entre fonolitos e nefelina sienitos existem passagens gradativas, "confirmando as interrelações entre os dois tipos de rochas, tão diferentes no seu hábito externo e na sua estrutura" (Machado, 1888).

Trabalhos posteriores sobre o distrito são extremamente escassos. Na década de 30 e de 40, renasce o interesse pela geologia, com a descoberta de jazidas de zircônio e bauxita. Destacam-se naquela época sobretudo os trabalhos de Barbosa, Guimarães e colaboradores, em parte de natureza petrográfica e mineralógica. Barbosa (1934) apresenta novas descrições de rochas, às quais adiciona várias análises químicas. Destaca ainda a variedade de minerais encontrados no maciço, citando 32 deles. Posteriormente, Barbosa (1936) chama a atenção sobre a importância econômica das jazidas minerais do distrito. Num trabalho de 1948, baseado em mapeamentos de reconhecimento, separa Barbosa claramente os nefelina sienitos dos fonolitos: considera os primeiros como constituintes de uma massa batolítica, provavelmente pré-ordoviciano, de intrusão profunda e sujeita a demorado intervalo de erosão, após o qual se colocariam no Triássico (ou pós-Triássico) os arenitos da Formação Botucatú e, posteriormente, os fonolitos e outras manifestações vulcânicas (Barbosa, 1948).

Entretanto, as interpretações estratigráficas de Derby são em geral sustentadas pela maioria dos geólogos, que mudam apenas a idade do maciço em função das idades atribuídas ao conjunto de arenitos e siltitos invadidos pelas rochas alcalinas. Estes arenitos eram considerados por alguns como pertencentes à Série Santa Catarina, que estaria representada no planalto pelos Grupos São Bento, Passa Dois e Itararé-Tubarão. Alguns autores consideram os arenitos de idade jurássica (e.g., Leinz e Guimarães, cf. Freitas, 1943) enquanto que outros os consideram cretácicos (Lamego, cf. Freitas, 1943).

Os arenitos, hoje estudados com maior detalhe, apresentam-se na sua parte basal (em Águas da Prata) associados a siltitos laminados; são geralmente de granulação média até grossa e muito ricos em quartzo, que se apresenta na forma de clastos bastante angulosos e com as suas superfícies foscas. Na parte S do maciço, os arenitos estão cortados por diques de diabásio (Ellert, 1959), cuja idade é hoje considerada neo-jurássica ou eo-cretácica. Estima-se que este conjunto litológico equivale à Formação Botucatú, do Triássico (Björnberg, 1956, 1959; Björnberg e Landim, 1966).

Branco (1956) mapeia parte da região ocidental do distrito, e descreve vários tipos de rochas.

Na década de 50, apresenta-se o primeiro mapa geológico completo do maciço, através dos trabalhos de Björnberg, Coutinho e Ellert (Ellert, 1959; Björnberg, 1959). Diferenciam-

se nesse mapa, como unidades mais importantes, as seguintes: nefelina sienitos vários (incluindo lujaunitos e chibinitos), tinguaítos e fonolitos subvulcânicos, lavas fonolíticas, brechas e tufitos vários (aos quais se associam derrames ankaratríticos), além de restos da cobertura prévia de arenitos do grupo Botucatú. Os arenitos e brechas foram estudadas por Björnberg (1959) enquanto que Ellert (1959) descreve sobretudo as rochas ígneas, e apresenta uma interpretação geológica e estrutural do maciço. Para Ellert, estabelece-se primeiramente um levantamento regional escalonado, seguido de atividade vulcânica, essencialmente piroclástica (brechas e lavas, entre as quais as de ankaratritos). Segue uma etapa de subsidência da parte central do maciço, com ascensão de magma por fendas radiais e circulares; estabelecem-se assim os tinguaítos e fonolitos subvulcânicos, formando-se tam**be**m naquela época o conjunto de diques anelares que, como destaque topográfico, circundam hoje quase que todo o maciço. A maioria dos nefelina sienitos, no esquema de Ellert, são posteriores à maioria dos tinguaítos, por apresentar com estes contatos intrusivos; os contatos gradacionais seriam mais raros (Ellert, 1959). Áreas consideráveis do embasamento, vizinhas ao maciço, são mapeadas como "rocha fenitizada", destacando-se particularmente duas regiões, uma a W (caminho a São Roque de Fartura) e outra maior a SE que, em forma de "meia lua" (16 x 6 km), ocupa toda a área da Serra da Pedra Branca; esta última região mapeia-se hoje como um maciço sienítico separado, o de Pedra Branca, anterior ao de Poços de Caldas (Winters e Ebert, 1978; Winters, 1981). As feições que se associam à fenitização parecem restringir-se ao crescimento aparentemente localizado de egirina, fluo-

rita, etc. (Ellert, 1959, 1969), reduzindo portanto os processos de fenitização à expressão mínima.

Bushee (1971), na sua tese de doutoramento, apresenta, além de dados geocronológicos (ver abaixo), um mapa de detalhe da Pedra Balão e zonas vizinhas, ao N da cidade de Poços de Caldas. Identifica Bushee no seu mapa dois corpos alongados de lujaurito. Os nefelina sienitos que rodeiam o lujaurito (posteriores a este, segundo Bushee) são mapeados como três tipos faciológicos diferentes, dos quais o primeiro tipo (que inclui o chibinito) é de textura geralmente traquitóide e está em contato imediato com o lujaurito, enquanto os outros dois são de granulação grosseira. A E do corpo lujaurítico, mapeia Bushee ainda um eudialita nefelina sienito ("chibinito de Botelhos", na nomenclatura do presente trabalho). Bushee indica adicionalmente que o lujaurito e os outros nefelina sienitos, nesta zona, são posteriores aos tinguaitos; em alguns casos, entretanto, "o tinguaíto mostra aspecto textural de granulação fina, quando em contato com lujaurito e nefelina sienitos, indicando que o tinguaíto se coloca tanto antes como depois da intrusão das rochas sieníticas". As observações geológicas de Bushee (nesta e outras áreas do maciço) confirmam a história dos eventos proposta por Ellert (1959).

Mapeamentos posteriores foram realizados pelos geólogos da Comissão Nacional de Energia Nuclear (CNEN) e da Nuclebrás. Os geólogos responsáveis pelo trabalho separam os tinguaitos dos fonolitos pela granulação, e mostram particular cuidado

do em mapear as áreas com alteração hidrotermal, apresentadas no mapa como "rocha potássica". O mapa aparece reproduzido em vários trabalhos de geólogos e petrógrafos da Nuclebrás e CNEN (e. g., Utsumi et al., 1971; Gorsky e Gorsky, 1974; Oliveira, 1974).

Contribuição interessante é a de Paradella e Almeida F^o (1976) (ver também Almeida F^o e Paradella, 1976) que identificam através do estudo de imagens LANDSAT, no interior do maciço, várias estruturas circulares, que são interpretadas como estruturas vulcânicas formadas provavelmente numa fase posterior ao colapso central inicial (ver Ellert, 1959); a maioria das ocorrências mineralizadas (Zr, U) localizam-se em áreas determinadas por estas estruturas.

Trabalhos geológicos mais recentes, ainda em andamento, são os realizados por H. Ulbrich e outros, com o objetivo de estudar a evolução geoquímica do maciço. Estudaram-se, numa primeira etapa, os nefelina sienitos, mapeados e investigados mineralógica e petrograficamente com algum detalhe. Alguns resultados destes trabalhos foram apresentados em vários Congressos (Teixeira et al., 1982; Teixeira e Ulbrich, 1982; Ulbrich e Pucci, 1978; Ulbrich e Vlach, 1978; Ulbrich et al., 1978, 1979), onde se comunicam conclusões preliminares de estudos geológicos e estruturais (tinguaítos, nefelina sienito híbrido da Pedreira da Prefeitura, petrografia dos lujaunitos, geologia do Morro do Serrote). Estabeleceu-se uma tentativa de mapear faciologicamente os nefelina sienitos, separando-os segundo critérios mineralógicos e texturais. Algumas observações geológicas no Morro do Ser

rote e nas vizinhanças da Pedra Balão sugerem que os primeiros nefelina sienitos, colocados em tinguaitos, são de natureza miasquítica, seguidos por variedades agpaíticas (ver resumo em Ulbrich et al., 1979).

Na tese de M. Ulbrich (1983) são resumidas as características petrográficas e mineralógicas da maioria dos tipos faciológicos de nefelina sienitos do maciço (ver também o item sobre Mineralogia e Petrografia).

Embora provavelmente a área que circunda o maciço alcalino estivesse coberta por detritos vulcânicos (brechas aerotransportadas, lahars, sedimentitas fluviais derivadas) pouco resta hoje deste envoltório sedimentar do edifício vulcânico, citando-se apenas algumas ocorrências isoladas (e.g., os restos encontrados perto de Divinolândia, a 15 km a NW do maciço; Oliveira et al., 1975).

Algumas considerações sobre a *geomorfologia* do distrito encontram-se em Freitas (1943) e Christofolletti (1970, 1973), que descrevem os contrastes topográficos encontrados no maciço, em parte relacionando-os à uma etapa antiga de peneplanização (que para Freitas, 1943, ocorreu no Neocretácico).

Existem já muitos trabalhos *geofísicos* sobre o distrito, a maioria porém como relatórios inéditos (ver, por ex., as referências em Almeida Fº e Paradella, 1976, e Almeida et al., 1980). Araújo (1977, 1980) pesquisa várias propriedades

térmicas (condutividade, fluxo térmico). O fluxo térmico é de 50,6 miliwatts/m² no setor C-08 e atinge até 96,5 mW/m² no Morro do Ferro, enquanto nas rochas do embasamento é de apenas 31 mW/m². O gradiente geotérmico é da ordem de 29°C (áreas C-08 e C-09, Campo do Cercado), até > 33°C/km (Pedra Balão, Morro do Ferro). Na Mina, o gradiente medido em furos de 10-20 m é várias vezes superior, porém não se transmite em profundidade, devido ao resfriamento por águas que circulam através das rochas intensamente fraturadas.

A.3. Geocronologia

As primeiras datações conhecidas sobre minerais de Poços de Caldas são as de Dutra (1966), que analisa zircões por meio do método chumbo alfa, obtendo idades que variam entre 87 e 109 ma. Os zircões se encontram como veios e pequenos diques em rochas tanto afaníticas como faneríticas, e apresentariam idades correspondentes a uma fase última, possivelmente hidrotermal (ver abaixo), portanto posterior à colocação da maioria das rochas do distrito.

Em 1970, Guimarães e Vianna estimam uma idade de 177 ma para as rochas do maciço (e idade similar para a maioria das rochas alcalinas do Brasil meridional) pelo método da "dispersão da birrefringência" em minerais, hoje abandonado; os autores localizam, regionalmente, um cinturão de atividade alcalina que, partindo da Ilha de São Sebastião, passa por Poços de Caldas e Araxá e chega, finalmente, até Iporá (Guimarães e Vianna, 1970).

As primeiras datações K-Ar (rocha total, feldspatos e biotitas) do distrito encontram-se em Amaral et al. (1967), posteriormente ampliadas e discutidas em Bushee (1971). Bushee relaciona um total de 21 idades para rochas tanto finas como fâneríticas, e mostra que os ankaratritos são as rochas mais antigas (87 ma), enquanto que alguns diques pequenos de fonolitos, intrusivos em nefelina sienitos vários, tem 53 ma. A maioria dos tinguaítos e fonolitos mostram idades em torno de 72-78 ma, enquanto que as idades da maioria dos nefelina sienitos (incluindo lujaurito e chibinito da Pedra Balão) agrupam-se por volta dos 60-64 ma. Deve-se salientar que estas são idades mínimas de resfriamento, caracterizando portanto, sem dúvida, apenas eventos de aquecimento.

A.4. Interpretações geotectônicas

As primeiras interpretações geotectônicas gerais, relacionadas com as manifestações alcalinas, devem-se a Freitas (1951). Para Freitas, a localização do magmatismo basáltico na Bacia do Paraná é controlada por fenômenos tensionais, em função dos quais desenvolvem-se duas direções estruturais preferenciais. Uma delas orienta-se paralelamente à costa brasileira, enquanto a segunda adentra o continente e é perpendicular à primeira. As idades de muitas ocorrências alcalinas são, para Freitas, bastante similares às das rochas basálticas, o que sugere que o controle tectônico tensional aplica-se também para as rochas alcalinas.

Almeida (1971) apresenta um esquema de condiciona

mento tectônico que relaciona as ocorrências alcalinas do Brasil meridional com a evolução da Bacia do Paraná. As ocorrências de rochas alcalinas são divididas em vários grupos, e sua colocação relacionada com características geotectônicas marcantes. Assim, identificam-se as manifestações alcalinas que se encontram no arco de Ponta Grossa (Banhadão, Mato Preto, Barra do Teixeira, Itapirapuã, Tunas), as que aparecem como marcante lineamento "alcalino" na borda NE da Bacia do Paraná (em Goiás e Minas Gerais: Santa Fé, Montes Claros, Iporã, Santo Antonio da Barra, Catalão, Serra Negra, Salitre, Araxá, Tapira e outros), as que se relacionam ao arqueamento de Rio Grande do Sul (Piratini), as do Paraguai oriental (Pão de Açúcar, entre outros), etc.

Almeida et al. (1980) discutem os levantamentos aeromagnéticos e gravimétricos realizados nos últimos anos na parte Oeste de Minas Gerais, à luz de interpretações geotectônicas. Na borda NE da sinéclise do Paraná, localizam-se as faixas dobradas Brasília e Uruaçu, reativadas após o Uruaçuano e constituídas de rochas metamórficas de grau médio a baixo, com alguns núcleos remanescentes de rochas pré-uruacuanas. Estas faixas dobradas foram invadidas por ocorrências alcalinas mesozóicas durante a fase de soerguimento do Alto Paranaíba. Já na confluência meridional das faixas dobradas costeira e de Brasília-Uruaçu, na região de Alfenas-Três Corações-Poços de Caldas, encontra-se a parte setentrional do maciço de Guaxupé, separado das faixas dobradas por um notável conjunto de falhas. Nesta região do maciço de Guaxupé, constituída quase inteiramente por rochas charnoquíticas e granulíticas, coloca-se como única manifestação al-

calina mesozóica a de Poços de Caldas.

Ulbrich e Gomes (1981) apresentam uma visão geral das ocorrências alcalinas do Brasil meridional, que são agrupadas em nove províncias, segundo critérios tanto petrográficos como temporais e geológicos.

Sadowski e Dias Neto (1981) definem o lineamento sísmico-tectônico de Cabo Frio, no qual se localizam várias intrusões alcalinas (além de Poços de Caldas, as de Cabo Frio, Tinguá, Morro Redondo, Mendanha e Itatiaia, entre outras). O lineamento se caracteriza ainda por algumas feições estruturais (e.g., a deflexão de estruturas pré-cambrianas) e a concentração de sismicidade recente. Esta faixa linear encontra-se levemente curvada, na direção geral E-W, e coincide com um círculo mínimo (Poços de Caldas até Cabo Frio), que é interpretado pelos autores como a projeção, no continente, de uma zona oceânica de fratura (a de Rio de Janeiro, ou a de latitude $42^{\circ}50'$), ao longo da qual se localizariam as diversas ocorrências alcalinas já citadas, colocadas por meio de mecanismos de "hot spot".

Lapido-Loureiro e Valderano (1982) comparam as ocorrências alcalinas brasileiras com as angolanas (ambas reunidas na "província alcalina carbonatítica Brasil-Angola") e diferenciam pelo menos seis subprovíncias no Brasil e mais duas em Angola. Em mapas "pre-drift", que unem África e América do Sul, as rochas alcalinas dos dois continentes situam-se em faixas contínuas.

A.5. Mineralogia e petrografia

As primeiras descrições petrográficas — excelentes por sinal — encontram-se nos trabalhos já citados de Derby (1887) e Machado (1888). Derby descreve fonolitos, nefelina sienitos, tufitos, brechas e arenitos, e menciona também pela primeira vez algumas ocorrências de rochas com pseudoleucita (perto da estação Cascata); observa Derby, adicionalmente, que algumas camadas de tufitos aparecem "porcelanáceas", por terem sido meta morfizadas pela invasão dos magmas alcalinos.

Machado indica que todas as rochas importantes do distrito são constituídas por combinações de feldspato potássico ("ortoclásio"), nefelina e augita verde pleocróica (egirina). Cita ainda Machado, como minerais acessórios e característicos de pelo menos algumas rochas, a titanita, a magnetita, a sodalita, a biotita, e a wollastonita (possivelmente rinquita?); a melanita é citada como acessório de um nefelina sienito de Cascata, e ainda se faz menção a um silicato de pleocroísmo amarelo, tentativamente identificado como lavenita (coincide esta descrição com uma de Graef, 1887, que cita o mineral lavenita em nefelina sienitos de Tinguá).

Chama a atenção, já no século passado, a existência de grandes zircões idiomórficos, descritos (entre outros autores) por Sachsen - Coburg (1889). As favas de "caldasito" (termo que Derby propõe para a mistura de zircão granular com um mineral fibroso, posteriormente identificado como baddeleyita) fo-

ram estudadas com notável detalhe por Hussak (1899). Este autor destaca-se por suas contribuições mineralógicas e petrográficas: descreveu seis novos minerais encontrados no Brasil (em colaboração com Prior, cf. nota em Leonardos, 1970). Em 1892, descreve Hussak a "brasilita" encontrada no carbonatito de Jacupiranga (mármore, naquela época), que por erro analítico foi considerado um novo óxido natural de Nb e Ta. O erro foi posteriormente reificado pelo próprio Hussak, que mostrou tratar-se de um mineral composto por 97% de ZrO_2 , e portanto quimicamente equivalente à "baddeleyita" que Fletcher tinha descrito também em 1892 (cf. Hussak, 1892; Fletcher, 1894). O próprio Hussak reconhece a prioridade do nome baddeleyita e retira o termo brasilita (ver Traube, 1895; Leonardos, 1970). No trabalho sobre as favas de Poços de Caldas, identifica Hussak (1899) a presença de zircão e de um mineral fibroso que, embora constituído por 98% de ZrO_2 , Hussak prudentemente não equipara à baddeleyita (cf. também Hussak e Reittinger, 1903). Posteriormente, trabalhos mais completos sobre zircão e caldasito identificam o óxido fibroso de Zr como baddeleyita, e ainda adicionam dados mineralógicos e químicos sobre os minerais de Zr (Franco, 1945; Franco e Loewenstein, 1948; Loewenstein, 1952). O caldasito e o zircão são em geral uraníferos, e pesquisados desde 1953 como possível reserva de Urânio (ver abaixo, itens sobre as jazidas de Zr e de U).

Hussak (1900) também descreve pequenos diques e veios de pseudoleucita tinguaítos, aparentemente encontrados em rochas graníticas do embasamento(?), na vertente N do Anel tinguaítico, ao N da cidade de Poços de Caldas.

Algumas observações petrográficas e geológicas gerais são feitas por Barbosa (1936) que cita nefelina sienitos, tinguaitos, e brechas e arenitos; em Pocinhos do Rio Verde, indica também uma ocorrência de pseudoleucita nefelina sienito.

Posteriormente, são sobretudo os trabalhos de Guimarães que focalizam tanto aspectos mineralógicos como petrográfico-petroológicos (e.g., Guimarães, 1947, 1948, 1961; Guimarães e Dutra, 1962). Estabelece Guimarães uma íntima relação genética entre as ocorrências basálticas e as alcalinas, que se derivariam dos magmas basálticos por mecanismos de diferenciação. É este mecanismo que, segundo Guimarães, pode ser revitalizado por modificações introduzidas quando magmas basálticos ainda primitivos se misturam seguidamente com os líquidos já diferenciados (e.g., Guimarães, 1947, 1948). Descreve Guimarães dois novos silicatos de Zr e metais raros, a "giannettita" e a "pennaita", ambos encontrados tanto em nefelina sienitos (sobretudo lujaunitos) como em tinguaitos, e com "status" ainda incerto de espécie mineral reconhecida (Guimarães, 1948; cf. também Winchell e Winchell, 1967). Guimarães e Moraes (1955) identificam, entre outros minerais raros, a lamprofilita em nefelina sienitos do Serrote. Guimarães e Ilchenko (1954) referem-se brevemente às pseudoleucitas do distrito.

Lamprofilita e eudialita foram analisadas por métodos químicos especiais por Dutra (1955). Baptista (1976) estuda a lamprofilita do lujaunito da Pedra Balão, especialmente do ponto de vista cristalográfico (identifica d_{hkl} e constantes de

cela). Dirksen (1964), além de estudar o zircão e a baddeleyita de diversos setores, indica também conteúdos de Zr, Hf e Nb de eudialitas (chibinito da Pedra Balão e do interior do maciço).

Em 1956, Freitas descreve um "akerito" (quartzo sienito com augita, biotita e barqueviquita) colocado em rochas do embasamento, na periferia ocidental do maciço (dique?; rocha charnoquítica do embasamento?) (Freitas, 1956).

As primeiras descrições completas das variações litológicas do distrito encontram-se publicadas em Ellert (1959) e Björnberg (1959). Ellert caracteriza os nefelina sienitos, os tinguaitos, e os fonolitos, enquanto que Björnberg define as características texturais e granulométricas das brechas e arenitos.

Ashry (1962)* descreve um chibinito, da zona da Pedra Balão, citando além dos minerais mais comuns (feldspatos, nefelina, egirina e eudialita) também astrofilita, sodalita, hidronefelina (variedade de natrolita), pectolita, titanita e fersmanita.

Bushee (1971) adiciona, ao mapa de detalhe da zona da Pedra Balão, as descrições petrográficas e algumas estimativas modais de lujauros, chibinitos, nefelina sienitos vários e tinguaitos. Cita Bushee sanidina e ortoclásio como os feldspatos típicos de tinguaitos e nefelina sienitos, respectivamente. A lista de minerais citados, tanto nas rochas finas como nas gros-

seiras, é extensa: feldspatos, nefelina, egirina, eckermannita, biotita, eudialita-eucolita, astrofilita, pectolita, enigmatita, catapleita, melanita, titanita, lamprofilita, e vários outros acessórios. Bushee mapeia nesta zona, além do lujaurito, ainda o chibinito e mais três tipos de nefelina sienitos (ver item sobre geologia).

Gorsky e Gorsky (1974), como petrógrafos da CNEN, descrevem grande quantidade de amostras do Planalto. Nessa publicação, informa-se sobre as descrições de nefelina sienitos, tinguaitos, fonolitos e várias rochas alteradas hidrotermal e intempericamente. A mineralogia destas rochas é a citada já por outros autores (e.g., Ellert, 1959; Bushee, 1971), com algumas interessantes adições. Gorsky e Gorsky são os únicos que citam olivina (faialita) num nefelina sienito de Quirinos (zona de Cascata) e, além de pseudoleucita, indicam leucita (com geminação múltipla) num tinguaito do setor 02 (ver mapa no trabalho comentado) e ainda quartzo secundário (como esferulitos) e opala em rochas fortemente alteradas (principalmente tufitos); quartzo primário é descrito em duas ou três amostras (veios de quartzo, e sienito com quartzo) que, pela localização, devem corresponder a rochas do embasamento (e.g., do maciço sienítico vizinho de Pedra Branca (?), cf. Winters e Ebert, 1978; Winters, 1981). Como minerais acessórios, à lista já indicada por Bushee (1971), adicionam Gorsky e Gorsky os seguintes: rinquita, rincolita, lavenita, zircão, e vários opacos (ilmenita, rutilo, magnetita, anatásio, pseudobrookita, pirita). A lista de minerais de alteração deutérica que foi descrita por estes autores é extensa: ci-

tam-se thomsonita, natrolita, analcima e chabazita (como zeólitas), calcita, sericita, várias argilas, wavellita, cloritas, apofilita, etc. (alguns destes minerais são encontrados em geodos da Pedreira Bortolán). Confirmam os autores também a presença de melanita em nefelina sienitos de Cascata (cf. referência acima, Machado, 1888). Extremamente interessantes são as descrições da mineralogia de caldasitos e de amostras alteradas hidrotermalmente (cf. também Gorsky e Gorsky, 1968, 1970; ver item sobre mineralizações de U e de Zr).

Vários estudos mineralógicos e petrográficos são apresentados por H. Ulbrich e outros. As variações faciológicas e petrográficas dos lujaunitos da Pedra Balão e do Morro do Serrote são descritas sumariamente em dois resumos (Ulbrich et al., 1978). O nefelina sienito híbrido da Pedreira da Prefeitura caracteriza-se em Ulbrich e Vlach (1978). Estudos de diferenciação mineralógica na Pedreira Bortolán (Ulbrich e Pucci, 1978) mostram a presença de variada mineralogia nos veios pegmatíticos, geodos, cavidades e juntas de tinguaítos; reconhecem-se mais de 20 minerais, que se ordenam parageneticamente pela relações texturais. Resultados preliminares de trabalhos geológicos e petrográficos resumem-se em Ulbrich et al., (1979). Trabalhos identificando o quimismo dos piroxênios de alguns tipos faciológicos encontra-se em Ulbrich e Ulbrich (1980) e M. Ulbrich et al., (1980) (cf. também Ulbrich e Ulbrich, 1982, para esquemas de cálculo de relação Fe^{3+}/Fe^{2+} nas egirinas).

Trabalho de detalhe é a tese de M. Ulbrich (1983)

onde se definem quimicamente os principais minerais de nefelina sienitos. Os feldspatos potássicos são em geral ricos em Or, e mostram estados estruturais cambiantes. Em muitos fácies coexistem num mesmo cristal microclínios ordenados com fases menos ordenadas, enquanto que alguns tipos litológicos caracterizam-se por apresentar só microclínio máximo. As nefelinas são em geral meio-potássicas, e as suas composições correspondem (nas fácies de nefelina sienitos de granulação mais fina) a temperaturas de cristalização (provavelmente magmáticas) da ordem de 700 até mais de 800°C nos tipos miasquíticos, e de aproximadamente 600°C nas variedades finas de afinidade agpáitica. Pelo contrário, tipos mais grosseiros exibem nefelinas cujas composições sugerem temperaturas baixas de cristalização e/ou recristalização (540° até 500°C). O ordenamento dos feldspatos potássicos, a composição de muitas nefelinas e o aparecimento de albita (com hábito tabular ou como pertita) mostram a importância que nestas rochas adquire o re-equilíbrio a baixas temperaturas (em parte submagmáticas) controladas pelo próprio quimismo peralcalino dos magmas (e/ou soluções finais?). Os piroxênios, frequentemente zonados, mudam a sua composição geralmente até extremos egirínicos; em alguns casos (e.g., nefelina sienitos híbridos) encontra-se zonalidade extrema, de soda augita até egirina (nas bordas). Mg-arfvedsonita acompanha alguns fácies agpáiticos, enquanto que a biotita, escassa e quimicamente muito variável (Mg-biotitas até annitas), associa-se a fácies miasquíticos.

A.6. As jazidas de zircão e caldasito

Na década de 30, começou-se intensa exploração das jazidas de minério de Zr, já conhecidas desde o século passado (cf. item sobre Mineralogia). As pesquisas puramente mineralógicas iniciais (e.g., Hussak, 1899; Hussak e Reitinger, 1903) adicionam-se posteriormente as que também enfatizam os aspectos geoquímicos e genéticos (Franco, 1945; Franco e Loewenstein, 1948; Loewenstein, 1952; Guimarães, 1948). Zircão e caldasito são encontrados como veios e como depósitos aluvionais e coluviais; os veios de caldasito encontram-se sempre associados a rochas com intensa alteração hidrotermal, e sugere-se portanto que o Zr é subtraído da estrutura cristalina dos silicatos primários de Zr e redepositado pela influência da alteração hidrotermal (e.g., Teixeira, 1936; Guimarães, 1948; Guimarães et al., 1953; Franco, 1945; Gorsky e Gorsky, 1968). As favas de caldasito são encontradas sobretudo como depósitos transportados; os minerais constituintes importantes são a baddeleyita e o zircão, e como minerais acessórios (em parte secundários) encontra-se se ricita, magnetita, rutilo, manganita, gibbsita, caulinita e óxidos amorfos de ferro (e.g., Gorsky e Gorsky, 1974). Baddeleyita apresenta-se, nas favas, como agregados tipicamente botrioidais ou fibro-radiados, enquanto o zircão aparece em mosaicos granulares e como cristais idiomórficos; as relações texturais sugerem a substituição da baddeleyita pelo zircão, através da influência de soluções percolantes, que adicionariam sílica (e.g., Franco e Loewenstein, 1948; ver também Gorsky e Gorsky, 1968).

Estudos geoquímicos e de viabilidade econômica foram realizados por Teixeira (1936, 1943), Barbosa (1936) e Guimarães et al. (1953). Teixeira (1936) não só descreveu em detalhe várias jazidas e os métodos de mineração, como também sugere pela primeira vez uma origem hidrotermal para os minerais zirconíferos (destruição hidrotermal de Zr-silicatos primários, como eu-dialita e outros, e deposição posterior do Zr lixiviado). Frayha (1948, 1952) cita reservas totais de ZrO_2 , inferiores a 100.000 toneladas.

Em 1948, descobriu-se que o minério de Zr era uranífero com conteúdos moderados de U_3O_8 (e.g., Frayha, 1961, 1962a, 1962b, 1962c). Em 1956, o caldasito era ainda considerado a reserva mais importante de minério de urânio do Planalto (Oliveira, 1956b).

Uma discussão geral sobre a geoquímica do Zr, e a sua possível substituição nas estruturas por U, encontra-se em Tolbert (1958c). Tolbert foi um dos geólogos que colaborou na pesquisa das jazidas zirconíferas de Poços de Caldas, para avaliar o seu potencial uranífero. Os resultados são apresentados em duas publicações (Tolbert, 1958a, 1958b) e repetidos numa terceira (Tolbert, 1966). Discutem-se nestas publicações as características gerais das jazidas, apresentando detalhes sobre 25 locais favoráveis, com avaliações sobre possibilidades e dados sobre teores (Zr e U); adicionam-se mapas de anomalias e em parte também geológicos, de Taquarí, Tamanduá e Três Barras, no interior do maciço.

Dirksen (1964) estuda zircão e baddeleyita de várias localidades do distrito (Serrote, Taquari, etc.) e publica dados sobre conteúdos de Zr, Hf e Nb.

Fujimori e Sardela (1980) e Sardela (1981) estudam amostras de caldasito dos Campos do Serrote, Morro do Taquarí e Brigidas. A composição mineralógica do material é bastante complexa; predominam zircão (com gelzircão) e baddeleyita, e mencionam-se ainda como componentes menores magnetita, corindon (?), quartzo (?), fluorita, gibbsita, muscovita, rutilo, mangani-ta, cromita (?) e columbita. Apresentam-se nesses trabalhos (ver também Sardela e Fujimori, 1980) teores de U total e lixiviável, medidos pelo método fluorimétrico. As concentrações de U total variam de 2500 até 4600 ppm, enquanto o U lixiviável só atinge um máximo de 40% desses valores; sugerem estes dados que a maioria do U encontra-se retido na estrutura dos minerais zirconíferos. Em média, os caldasitos do Serrote apresentam maior teor de U que os de Brigidas e Taquarí. As amostras apresentam equilíbrio radioativo. O Th encontra-se em quantidades menores; as relações Th/U variam, nas amostras analisadas, de 0,14 até 0,70.

Alguns dos problemas relativos à metalurgia do Zr, e à utilização do minério na indústria cerâmica, são discutidos em Angeleri (1942) e Bergström e Souza-Santos (1962, 1963).

A.7. Urânio e molibdênio

A presença de minerais radioativos, detectada através de traços registrados em chapas fotográficas, foi notada pela primeira vez no distrito em minerais de Zr (caldasito) por geólogos da Divisão de Fomento da Produção Mineral, do DNPM (R. Frayha e outros, cf. Frayha, 1962b). Em 1952, o DNPM recebe uma comunicação do Geological Survey dos Estados Unidos, informando sobre a descoberta de U em minério de zircônio, e recomendando a iniciação de pesquisa detalhada. Esta pesquisa começa em 1953, através da Divisão de Fomento da Produção Mineral (R. Frayha, H. Bessa, e outros), em colaboração com os geólogos americanos M. White e G. Tolbert, através de convênio do U. S. Geological Survey e da U. S. Atomic Energy Commission com o CNPq (e.g., Frayha, 1957, 1962b; Ramos e Maciel, 1974a, 1974b); inaugura-se assim a "fase americana" de prospecção de urânio no Brasil (cf. também White e Pierson, 1974). Em 1956, cria-se a Comissão Nacional de Energia Nuclear, como organismo do CNPq (Ramos e Maciel, 1974b), que desde então supervisiona toda a atividade da pesquisa no Planalto. Em 1960, termina a "fase americana" e começa a etapa de colaboração com técnicos franceses, cujos resultados são resumidos em Grestner (1974) (ver também Ramos e Maciel, 1974a, 1974b). Nesta etapa preliminar de prospecção ("fase americana" e "fase francesa") efetua-se ativa tarefa de levantamentos aerocintilométricos e de caminhamento radiométrico em terra, completada com levantamentos aeromagnatométricos e geológicos de detalhe; relatórios parciais são publicados nos Boletins da Divisão de Fomento da Produção Mineral, do DNPM (e.g., Frayha,

1961, 1962a, 1962b, 1962c; Dutra, 1954) e resumos encontram-se nos relatórios finais de White e Pierson (1974) e Grestner (1974) e no trabalho de avaliação geral de Ramos (1968), dedicado a pesquisar a situação do urânio no Brasil. As pesquisas caracterizaram aproximadamente 68 anomalias radiométricas, com teores de radiação acima de 0,36 mr/h (Oliveira, 1974), entre as quais se destacam principalmente as anomalias do Campo do Cercado (anomalia C-09), a do Campo do Agostinho, e a do Morro do Taquari (Oliveira, 1968). As duas primeiras, como se evidenciou através de pesquisas posteriores, caracterizam-se por mineralizações de U, Mo e Zr (e.g., Putzer, 1976), enquanto que a do Morro do Taquari mostra, além de mineralização disseminada de U, Mo e Zr (e.g., Castro e Souza, 1962), também notável concentração de pequenas jazidas localizadas de caldasito e zircão, ambas uraníferas, já conhecidas de longa data.

Referências à geologia e mineralogia do *Morro do Taquari*, embora esparsas, encontram-se indicadas em Castro e Souza (1962), que descrevem molibdenita, pirita e fluorita (em veios e como minerais disseminados) em furos de sondagem em microsienito (ver também Frayha, 1967, que descreve um furo de Taquari). Gorsky e Gorsky (1974) descrevem olivina basalto em testemunho de sondagem a 35,5 m de profundidade (a única descrição de um basalto que estaria localizado nas rochas ígneas do maciço; localização geográfica correta?). Em afloramentos e em testemunhos de sondagem, descrevem ainda os dois citados autores uma mineralogia acessória sumamente variada e complexa (como sulfetos, sulfatos e fosfatos, acham-se molibdenita, associada a ilsemanni

ta e jordisita, além de vivianita, melanterita, strengita, vilateita, bassetita, pirita, pirrotita; citam-se também fluorita, rodocrosita e ferro-rodocrosita, vredenburgita, sitapaita, jacobita, hausmannita, ilmenita e magnetita). Como os minerais mais importantes, são citados feldspato potássico, sericita, óxidos e argilas várias. Fujimori (1982a) encontra kalsilita no Morro do Taquarí, como aparente produto de alteração em rocha potássica (cf. também Fujimori, 1977).

A geologia do *Campo do Agostinho* é rapidamente descrita em Utsumi (1971), que identifica também vários minerais de Mo (molibdenita, jordisita e ilsemanita), com pirita, fluorita, zircão, etc.; urânio encontra-se disseminado ou como minerais específicos (não citados ou não identificados). Posteriormente, Oliveira (1971) apresenta perfis radiométricos de vários furos oblíquos de sondagem, e cita, além de feldspato potássico ("sanidina"), também sericita, fluorita e zircão, mencionando ainda vários minerais de U (autunita, torbenita secundária, coffinita e uranotorianita). Referências sobre a mineralogia de alteração encontram-se nas descrições de Gorsky e Gorsky (1970, 1973 e 1974). Citam estes autores, a partir de determinações em testemunhos de sondagem, gibbsita, calcita, chalconita, melanterita, antozonita, e como raridades, ainda astrolita e calcio-urcilita. Descrevem-se, nos relatórios citados dos dois petrógrafos, também zircão, rutilo, ilmenita, titanita, hematita, magnetita e apatita. A mineralização mais comum é de pirita uranífera, fluorita, e molibdenita-jordisita-ilsemanita; U encontra-se disseminado e como autunita, uraninita, coffinita e torbenita. Fuji-

mori (1974) determina que a maioria das amostras do Campo do Agostinho apresenta-se com desequilíbrio radioativo, particularmente as que estão sujeitas a intemperismo. O autor estuda os minerais uraníferos com técnicas de autorradiografia, e com microsonda (retro-espalhamento) e espectrometria. Determina a presença do U como constituinte de minerais independentes (coffinita, uraninita, autunita, e um mineral amorfo de U, com Ca, Si, Al, Zr, etc.), além de observar o elemento disseminado em outros minerais (particularmente em fluorita, zircão, baddeleyita e powellita, onde substitui cátions da estrutura). Dados adicionais sobre mineralogia e composição (amostras de galeria) são indicados em Fujimori (1980).

Não se publicaram até o momento descrições geológicas detalhadas da jazida do *Campo do Cercado*, por enquanto o único depósito de U em exploração no Brasil (Mina O. Utsumi). Indicam-se a seguir alguns dados geológicos e petrográficos (L. Barroso Magno e J. Ibrahim com. pessoal; cf. também Oliveira, 1973). A jazida, da qual se extrai minério pelo método de cava, encontra-se capeada por uma zona oxidada que, na superfície, está fortemente intemperizada. A mineralização bastante incomum caracteriza-se pela combinação Mo-Zr-U (como no Campo de Agostinho), e apresenta forte enriquecimento em U secundário ao longo de frentes de óxi-redução. A rocha oxidada, já em profundidade, é de cor marrom claro ou bege, conservando ainda bastante intatas as estruturas e as texturas, que no entanto desaparecem nas amostras mais intemperizadas. A zona reduzida (i. e., não intemperizada e mostrando a alteração hidrotermal primária-

ria) destaca-se facilmente da rocha anterior pela sua cor amarelada-esverdeada, mostrando-se frequentemente enriquecida em U de deposição secundária (e.g., como pechblenda). O limite entre a zona de oxidação e a de redução mostra-se extremamente irregular. Os tipos litológicos encontrados são nefelina sienitos, "tinguaí_ltos" e fonolitos, pseudoleucita "tinguaí_ltos", e brechas de tipos variados, geralmente localizados na parte central da jazida, e aos quais se associam as áreas mais mineralizadas. A mineralogia de alteração do Campo de Cercado (em testemunhos de sondagem) é estudada por Gorsky e Gorsky (1974), que descrevem brechas e rochas alteradas variadas. Os autores encontram, como minerais mais importantes de alteração, sericita, argilas, feldspa_ltos, e óxidos de ferro; citam adicionalmente zircão, rutilo, il_lmenita, fluorita, pirita, apatita, colofano, fosfatos uranífe_lros (fosfuranilita), ilsemannita e jordisita, substância carbono_lsa (?), coffinita, uraninita, e autunita secundária. Fujimori et al. (1976) estudam amostras da jazida, encontrando coffinita e uraninita (esta de oxidação média, $UO_2,43$), além de citar blen_lda, zircão, fluorita, xenotímio e monazita.

Detectaram-se também anomalias radioativas nos arenitos da Formação Botucatú, em áreas localizadas perto de Águas da Prata, onde aparecem como pequenos bolsões descontínuos no arenito, acompanhando veios de uma "ocra" limonítica e zircónífera (Frayha, 1957).

A metodologia da prospecção de urânio, utilizada pela CNEN e pela Nuclebrás, é descrita em Maciel et al. (1973b),

enquanto que considerações sobre as jazidas de urânio no Brasil, com dados geológicos gerais e avaliações sobre teores, encontram-se em Ramos e Maciel (1974a, 1974b); Ramos e Fraenkel (1974a, 1974b); Maciel et al. (1973a); Fuzikawa e Chaves (1971), Maciel e Cruz (1973a) e Oliveira (1973). Considerações sobre a metodologia utilizada na lavra da Mina O. Utsumi, no Campo do Cercado, são discutidas por Barroso Magno (1982). As técnicas de avaliação e cubagem elaboradas para cálculo de reservas são discutidas em várias comunicações (Garcia-Guerra et al., 1976, 1978; Marques et al., 1980). O panorama da pesquisa de urânio no Planalto, apresenta-se como "case history" em Forman e Angeiras (1981) e Forman e Waring (1981).

Anteriormente à descoberta de outros tipos de jazidas de U, tanto em Poços de Caldas como em outras regiões do Brasil, considerava-se o caldasito e o zircão uranífero (ver item correspondente) como a reserva mais importante de U do Brasil (e.g., Oliveira, 1956b).

A.8. Tório e ferro

O Morro do Ferro, na parte central do maciço, é conhecido como possível reserva de minério de Ferro (magnetita) desde pelo menos 1934 (Barbosa, 1936). Em 1953, detecta-se uma notável anomalia radioativa, produzida por acúmulo de Th e seus produtos de desintegração no laterito (Oliveira, 1956a; Wedow, 1961a). Estudos geológicos de detalhe indicam a existência de um "stockwork" de veios e diques de magnetita, subverticais e com

direção NW; os maiores entre eles apresentam largura máxima de 5 m, e comprimentos de 200-500 m (Wedow, 1967). A anomalia radioativa estende-se como uma mancha que cobre, aproximadamente, os afloramentos do "stockwork" de magnetita; adota forma de lente elíptica de uns 500 m e é de pouca profundidade (10-15 m); a cubagem mostra reservas significativas de ThO_2 e terras raras, da ordem do milhão de toneladas (Wedow, 1967; Maciel e Cruz, 1973b). Estudos mineralógicos identificam allanita primária, além de bastnaesita mamelonar-botrioidal, torogummita e cerianita (Fron del e Marvin, 1959; Wedow, 1967); os três últimos minerais são considerados produtos de laterização de allanita (Wedow, 1961b).

A distribuição das anomalias radioativas no Morro do Ferro é mostrada em Fujimori et al., (1980). Fujimori (1982b) cita, em amostras de sondagens, vários minerais raros. Além de argilas e sericita, observam-se fluorita, pirita, magnetita, zircão, rutilo ou anatásio, e possivelmente também chlopinita e pirocloro. Ao ser consultado por Fujimori, P. Freeborn (Pennsylvania State University) encontra, em lâmina, a cheralita e sugere a presença de zircão torífero e de fersunita.

A.9. Alteração hidrotermal e "rocha potássica"

São bastante escassos os trabalhos realizados até hoje sobre a alteração hidrotermal no distrito. A relação entre alteração hidrotermal e mineralização foi reconhecida já desde cedo, e impulsionou, entre outros, aos geólogos da Comissão Nacio

nal de Energia Nuclear a mapear, como unidade independente, a rocha alterada, marcada nos mapas como "rocha potássica". A maioria dos autores sugere que uma das prováveis manifestações do hidrotermalismo, a deposição de caldasito em fendas, deva-se à destruição dos silicatos primários da rocha, com a consequente liberação do Zr e sua posterior redeposição e recolocação por soluções hidrotermais (e.g., Teixeira, 1936; Guimarães et al., 1953; Franco e Loewenstein, 1948; Gorsky e Gorsky, 1938). A alteração hidrotermal relaciona-se também diretamente às jazidas de U e Mo (ver item sobre U e Mo). Fluorita de origem hidrotermal já foi citada anteriormente (e.g., Frayha, 1967; Castro e Souza, 1962). A própria rocha potássica é interpretada como resultado de alteração hidrotermal (Frayha, 1950a, 1950b, 1952).

Entretanto, o estudo mais completo até hoje sobre a alteração hidrotermal deve-se a Moniz (1969). Diferencia este autor uma suíte de argilominerais (e feldspato potássico) como produtos do hidrotermalismo. Supõe Moniz uma primeira fase de hidrotermalismo, com formação de halloysita $4\text{H}_2\text{O} - 2\text{H}_2\text{O}$, mica potássica (sericita), e gibbsita, acompanhada de destruição intensa dos minerais primários. A temperaturas menores, continua o processo (aparentemente de maneira contínua) com uma segunda fase, gerando-se nesta etapa uma possível zonalidade de mineralogia de alteração, que na periferia das fissuras apresentaria halloysita $4\text{H}_2\text{O} - 2\text{H}_2\text{O}$, seguida de montmorillonita e finalmente (perto das fissuras) uma zona de mica e feldspato; nesta etapa depositam-se nas fissuras fluorita, zircão, baddeleyita, etc. Na terceira fase, a temperaturas ainda menores, geram-se associa

ções de argilominerais e hidróxidos (caulinita e gibbsita, principalmente). Na última fase, a baixas temperaturas (que se estimam por volta dos 130°C) depositou-se zircão, baddeleyita, e óxidos de ferro e manganês, conjuntamente com a maioria dos minerais de U. Aparentemente, o autor interpreta esta zonalidade como o resultado de uma única pulsação hidrotermal, a qual, ao circular, diminui a sua temperatura e muda, por interações com a rocha encaixante, a sua composição. Eventualmente, o processo pode ser também visualizado como o resultado de várias pulsações, cada uma das quais pode repetir o esquema assinalado acima.

Estudos químicos mostram o enriquecimento das rochas alteradas ("rocha potássica") em K_2O , por alteração hidrotermal que converte a rocha original (grosseira ou fina) essencialmente em agregado de feldspato potássico e sericita; os teores citados na literatura variam entre 7 e 15-16%, com uma média ao redor de 10-12% de K_2O (Frayha, 1950a, 1950b, 1952; Almeida et al., 1978). Constitui-se esta rocha portanto em fonte potencial de potássio (e.g., Ilchenko e Guimarães, 1953) uma vez resolvido o delicado problema da destruição das redes cristalinas dos dois minerais citados, para permitir a liberação do K (e.g., por conversão em zeólitos, kalsilita, etc.; cf. Frayha, 1950b; Almeida et al., 1978). Os estudos nesse sentido começaram faz tempo, não se obtendo ainda uma solução economicamente rentável. Já foi sugerido utilizar a rocha do distrito (tanto a rocha potássica como a sienítica-fonolítica) como fertilizante através do método de "rochagem", que consiste em adicionar ao solo diretamente a rocha finamente triturada (Leonardos et al., 1976). Ilchenko e Guimarães (1954) tentam aumentar a utilidade da rocha

potássica, por meio de tratamento químico. Por outro lado, as rochas do maciço (e a rocha potássica) já foram utilizadas na indústria do vidro (e.g., Cunha e Lobo, 1937; Frayha, 1950).

A.10. Bauxitas e alteração intempérica

O distrito de Poços de Caldas destaca-se do ponto de vista econômico sobretudo pela importância de suas jazidas de bauxita. A bauxita forma-se tanto dentro do maciço, em áreas de relevo suave (bauxita de campo) como nas topografias mais íngremes (topo e encostas do dique anelar, etc.) (bauxita de encosta) (Teixeira, 1937). No total, calcula-se uma reserva aproximada de uns 40-60 milhões de toneladas de bauxita, com uma média a cima de 50% de Al_2O_3 (D. Williams, com. pessoal). As primeiras pesquisas sistemáticas de bauxita só começam em 1934, quando o engenheiro Paiva Oliveira constata definitivamente a presença da bauxita no Planalto (Barbosa, 1936).

As primeiras referências à bauxita já são antigas, nas quais se discutem principalmente os aspectos geológico-econômicos (e.g., Barbosa, 1936; Pinto, 1937, 1938; Souza - Santos, 1937; Teixeira, 1937). Barbosa (1936) faz as primeiras descrições sistemáticas das jazidas, apresentando também análises químicas de rochas frescas e alteradas. Souza-Santos (1937) identifica, em lâminas petrográficas, gibbsita e diásporo como os principais minerais de alteração; supõe que a bauxitização é bastante antiga, tendo-se se processado sob clima diferente do atual. Os primeiros trabalhos experimentais sobre a alteração devem-se

a Ilchenko e Guimarães (1954). Ashry (1962) estuda duas amostras isoladas de aglomerado vulcânico e tinguaito, alterados intempericamente, e encontra, além de quartzo secundário, vários outros minerais de alteração (caulinita, illita, óxidos, meta-halloysita).

Os primeiros trabalhos paragenéticos sobre a bauxita devem-se a Harder (1952) e Weber (1959a, 1959b). Harder explica a transição brusca entre a rocha alcalina e a bauxita pela conversão direta dos minerais primários em minerais de alteração (e.g., nefelina em gibbsita) e mostra também o que considera o perfil típico de alteração. Weber apresenta o primeiro trabalho detalhado sobre a bauxita de Poços de Caldas. Divide as ocorrências no Planalto em quatro tipos: a) cascalho bauxítico superficial (nodular e/ou fragmentário); b) bauxita homogênea (in situ, às vezes mostrando juntas reliquiais, com alvéolos, friável); c) bauxita nodular com matriz argilosa; apresenta nódulos, tubos e agregado irregulares, em matriz argilosa (caulínica?); d) bauxita de substituição, homogênea, em matriz argilosa: a textura sugere, neste caso, bauxitização de argilas. Descreve o autor os diversos tipos litológicos primários, diferenciando as rochas mais novas (fonólitos, alguns nefelina sienitos), do grupo mais antigo (que para Weber são chibinito, lujaurito, e as rochas do embasamento). Cita Weber também processos semelhantes de bauxitização nas rochas do embasamento. A bauxitização é considerada fenômeno recente e ainda estaria em progresso. A maior intensidade de bauxitização dá-se nas encostas dos diques anelares, onde as precipitações são maiores. Poços

de Caldas, para Weber, oferece, junto com épocas de intensa precipitação (dezembro até março), outras totalmente secas, portanto condições ideais para bauxitização. A percolação das águas é considerada necessária, já que a bauxita só se desenvolve em áreas de drenagem perfeita. Distingue Weber a bauxitização direta (a partir de rocha fresca) da indireta (por dessilicatização de argilas); a última seria, para o autor, a mais abundante em Poços de Caldas, e encontra-se no interior do distrito.

Dados mineralógicos adicionais sobre minerais das bauxitas encontram-se em Souza-Santos e Santini (1963).

Os primeiros estudos mais abrangentes sobre a alteração intempérica, em geral, devem-se a Moniz (1969). Para Moniz, os depósitos supérgenos do Planalto são de três tipos: a) bauxitas; b) argilas residuais de regiões elevadas; c) argilas refratárias de baixadas. As *bauxitas* formam-se, segundo Moniz, diretamente da rocha fresca (e não a partir de argilas), apresentando como minerais mais importantes gibbsita e cliaquita, frequentemente acompanhadas por quantidades variáveis, porém geralmente subordinadas, de caulinita e illita; goethita e boehmita são minerais mais raros. Nas rochas alteradas *in situ*, observam-se fraturas reliquiárias, notando-se passagem de uma zona de halloysita $4H_2O$ (desenvolvida nas fraturas) até a rocha fresca, passando por uma zona intermediária com bauxita; esta estrutura sugere a transformação de bauxita em argila, por ressilicatização, processo que também se observa nas bauxitas depositadas

nas partes baixas das encostas. As *argilas residuais* formam-se in situ sobre rocha fresca, apresentando com maior frequência as associações illita-caulinita, ou illita - caulinita - gibbsita, ou caulinita-gibbsita. As *argilas refratárias* de baixada se encontram nas partes baixas das encostas e ao longo dos cursos de córregos e rios; os depósitos são escuros na parte superior (por presença de quantidades significativas de matéria orgânica) e claros a brancos nas partes inferiores. Mineralogicamente, observa-se nestes depósitos geralmente uma combinação de caulinita, illita e gibbsita, com a gibbsita dominando nas partes superiores do perfil, para desaparecer gradativamente em profundidade, à medida que aumenta o teor de mica; paralelamente, o teor de Al_2O_3 diminui de aproximadamente 50% até 29%.

Moniz et al. (1972) estudam os veios de argilominerais associados às bauxitas e rochas incipientemente alteradas. Diferenciam-se dois tipos de veios, os de aspecto porcelanáceo ("colofânico"), constituído por halloysita. $4H_2O$ (com litioforita acessória), e os com caulinita e gibbsita. Os primeiros são associados tanto à bauxita como à rocha em alteração, e neles encontram-se gibbsita secundária, em fissuras e cavidades; estes veios formam-se ao longo de fissuras, e são prévios à bauxitização. Os veios com caulinita, pelo contrário, supõem-se formados por ressilicatização de bauxita.

Marchetto e Barbosa (1973) estudam a bauxitização de sienitos, cujos minerais félsicos passam a gibbsita, enquanto

que os máficos se transformam em goethita; "limonita" preenche fraturas e cavidades.

Gorsky e Gorsky (1974) determinam cliaquita, gibb_sita e, em algumas amostras, também quartzo secundário (?) em ma_terial intemperizado.

Almeida (1977), no seu estudo das bauxitas, as di_vide em depósitos de borda ("rim deposits") e depósitos do pla_nalto ou de || campo ("plateau deposits"). Dos dois, os primeiros são mais espessos (4-7 m), mais contínuos e homogêneos, e mais ricos em Al_2O_3 ; localizam-se geralmente sobre "tinguaítos" e en_contram-se em toda a extensão do dique anelar. Os do segundo ti_po acontecem no interior do maciço, desenvolvendo-se tanto sobre nefelina sienitos como "tinguaítos", são menos espessos (2-4 m), e também menos ricos em Al_2O_3 .

Almeida descreve em detalhe alguns perfis. Os de_positos de borda ou encosta apresentam-se com perfil típico. Na parte superior, encontram-se, geralmente por debaixo das cris_tas, as bauxitas fragmentárias ou de cascalho, que representam, pelo menor em parte, bauxitas transportadas; distinguem-se pela presença de fragmentos (frequentemente concreções) de bauxita em matriz bauxítica-argilosa. Seguidamente, observa-se um horizon_te de bauxita coerente, cuja textura é dominada por gibbsita microcristalina; apresenta-se ora maciça, ora com estratificação ou laminação secundárias, por vezes também esponjosa-alveolar(es_pecialmente nas partes mais inferiores deste horizonte). Final-

mente, encontra-se por debaixo um horizonte de *bauxita friável*, diretamente colocado sobre a rocha fresca, com a qual os contatos são em geral extremamente bruscos. A média química destas bauxitas, bastante homogênea, é de SiO_2 , 3,4-4,0%; Al_2O_3 , 56-57% e Fe_2O_3 , 9,0%, com algo de Ti e Mn. Os minerais encontrados nas bauxitas de encosta são principalmente gibbsita e, em menores proporções, caulinitas ordenadas e desordenadas, halloysita, $2\text{H}_2\text{O}$, goethita e magnetita (residual). Em juntas, encontra-se óxidos de Mn; não se descobriu mineral de Ti (que eventualmente poderia ser anatásio) e não se observou quartzo.

Nos depósitos de planalto encontra-se perfil semelhante. A bauxita superior é a de fragmentos, por vezes com espessura superior a um metro, com abundantes concreções. A bauxita coerente ocorre como crosta dura, por baixo da qual encontra-se, em geral, escassa e rara bauxita do tipo friável. Separando a bauxita da rocha fresca, observa-se geralmente um horizonte de argila. A mineralogia das bauxitas no planalto é semelhante à encontrada nas encostas, adicionando-se apenas muscovita (illita?) no horizonte inferior de argilas. Os depósitos do planalto são bastante inhomogêneos, com média química SiO_2 , 4 - 7% Al_2O_3 , 53-55% e Fe_2O_3 , 8-9%. A bauxitização é considerada recente. No interior do maciço, estima-se que a camada de argila e as bauxitas formam-se conjuntamente, em função de variações na percolação: a menor percolação, maior facilidade para formação de argilas, que por outra parte se encontram como depósitos em encostas suaves ou no fundo dos vales. Alguns estudos efetuados em amostras de exfoliação, colhidas de matacões expostos ao in-

temperismo, mostra passagem gradacional e direta de mineralogia primária (máficos, nefelina e feldspatos) para gibbsita e goethita, sem a formação intermediária de argilas e micas. Almeida também discute as variações químicas que acompanham a bauxitização.

A.11. Consideração finais

Os comentários precedentes permitem estabelecer um panorama geral dos conhecimentos sobre o distrito.

Nota-se, em primeiro lugar, um grande acúmulo de dados petrográficos e mineralógicos. Entretanto, faltam quase por completo os estudos paragenéticos; as exceções são as investigações realizadas sobre as bauxitas, onde vários autores indicam sequências de cristalização de argilas e hidróxidos. A lista completa de minerais citados para o maciço, já muito extensa, deve ser considerada com um certo cuidado. Assim, alguns autores determinam quartzo secundário em rochas alteradas (Gorsky e Gorsky, 1974; Ashry, 1962), que não é citado por outros (e.g., Almeida, 1977). Muitos minerais são meramente citados nas publicações (e.g., cálcio-urcilita, xenotímio, fersmanita, melanita, cromita, coríndon, astrolita, substância carbonosa, vila-teíta, strengita, cheralita, e vários outros) sem que no entanto sejam adequadamente definidos (acompanhando dados sobretudo ópticos, químicos, de microsonda e de difratometria de raios X). Estas identificações devem ser consideradas tentativas, já que não é possível ao leitor julgar se se trata, nestes casos, de meras

suposições, ou identificações definitivas. Gorsky e Gorsky (1974) descrevem olivina basalto em furos de sondagem do Morro do Taquarí (xenólito em rocha alcalina?); entretanto, não se observam manifestações basálticas posteriores às rochas alcalinas no planalto. À indefinição nestas determinações mineralógicas, adiciona-se ainda uma grande falta de estudos petrográficos-petroológicos das rochas do maciço.

As atividades de pesquisa geofísica foram intensas no planalto (cintilometria, magnetometria) embora pouco foi publicado até o momento. Panorama idêntico observa-se para o caso das bauxitas, que foram intensamente pesquisadas, sobretudo para a determinação de teores e cubagem.

Pouco se sabe, até o momento, sobre a estrutura do maciço em conjunto. Dispõe-se ainda de escassos dados para identificar, por exemplo, os tipos de fraturas existentes no planalto, o possível controle de localização dos vários corpos ígneos (e das mineralizações), e a forma dos corpos plutônicos e vulcânicos. Uma melhor compreensão dos controles que localizam as ocorrências alcalinas em geral, e a de Poços de Caldas em particular, depende de estudos regionais, que nos parecem ainda muito incompletos; em especial, nota-se a ausência de estudos geofísicos (e.g., de sísmica regional) através dos quais poder-se-ia conhecer a estrutura da crosta na região do maciço de Guaxupé e áreas vizinhas. As interpretações geotectônicas indicam, como conclusão geral, que a localização do maciço se relaciona com a história da Bacia do Paraná (e.g., Almeida, 1971). Elevar a proje-

ção de uma falha oceânica ao "status" de controladora de fenômenos estruturais e magmáticos, como pretendem Sadowski e Dias Netto (1981), parece-nos no momento idéia interessante, porém ainda com pouco fundamento geológico e sobretudo geofísico. Devem ser também retomados os estudos geomorfológicos, que podem ajudar grandemente na determinação de estruturas gerais, não visíveis em mapeamentos rotineiros.

Merecem reparo os dados geocronológicos. Até que ponto as datações K/Ar indicam idades de resfriamento magmático, num sistema geológico que esteve continuamente aquecido por muito tempo (e ainda o está), haja visto a proeminência da alteração hidrotermal no distrito?

A.12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida E.B. 1977. Geology of the bauxite deposits of the Poços de Caldas district, state of Minas Gerais, Brazil. Ph.D. dissertation. Dept. Applied Earth Sci., Stanford Univ., California. 273p.

Almeida E.B., Farjallat J.E.S., Valarelli J.V. e Yoshida R. 1978. Fontes alternativas de potássio (projeto do IPT). An. XXX Congr. Bras. Geol., Recife, 4, 1696-1705.

Almeida F.F.M. 1971. Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do Sul do Brasil e do Paraguai oriental. An. Acad. Bras. Ciênc., 43, 835-836.

Almeida F.F.M., Hasui Y., Davino A. e Haralyi N.L.E. 1980. In formações geofísicas sobre o Oeste mineiro e seu significado geotectônico. An. Acad. Bras. Ciênc., 52, 49-60.

Almeida Filho R. e Paradella W.R. 1976. Estudo do maciço alcalino de Poços de Caldas através de imagens Landsat com ênfase em mineralizações radioativas. Tese de Mestrado. Relat. INPE-1112-TPT/065, 130p.

- Amaral G., Bushee J., Cordani U.G., Kawashita K. e Reynolds J.H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochim.Cosmochim.Acta*, 31, 117-142.
- Angeleri F.B. 1942. Algumas propriedades do minério de zircônio nacional. *An.Assoc.Bras.Quim.*, 1, 225-233.
- Araujo R.L.C. 1977. Pesquisa de fluxo térmico na chaminé alcalina de Poços de Caldas. Dissertação de Mestrado. *Inst. Astron.Geof.*, Univ. São Paulo. 120p.
- Araujo R.L.C. 1980. Pesquisa geotermal na chaminé alcalina de Poços de Caldas. *An. XXXI Congr.Bras.Geol.*, Camboriú, 2, 1059-1074.
- Ashry M.M. 1962. Studies of three rock samples from Brazil. *Bol.Soc.Bras.Geol.*, 11, 89-107.
- Baptista A. 1976. Lamprofilita no lujaurito de Pedra Balão, Poços de Caldas, Minas Gerais. *An.Acad.Bras.Ciênc.*, 48, ~~475-492~~.
493-496
- Barbosa O. 1934. Nota sobre algumas rochas da região de Poços de Caldas. *An.Acad.Bras.Ciênc.*, 6, 211-219.
- Barbosa O. 1936. Notas preliminares sobre o Planalto de Poços de Caldas e suas possibilidades econômicas. *Depto.Nac. Prod. Min.*, *Serv.Fom.Prod.Min.* Avulso 8, 33p.

- Barbosa O. 1948. Sobre a idade das rochas alcalinas e a origem do Planalto de Poços de Caldas. Miner.Metal., 13, 235-236.
- Barroso Magno Jr. L. 1982. Metodologia desenvolvida para o controle geológico da lavra de concentrações secundárias de Urânio na Mina Osamu Utsumi, Poços de Caldas (MG). An.XXXII Congr.Bras.Geol., Salvador, 5, 2169-2177.
- Bergström L.O. e Souza-Santos P. 1962. Propriedades cerâmicas de minerais de zircônio brasileiro. Cerâmica, São Paulo, 8, 2-40.
- Bergström L.O. e Souza-Santos P. 1963. Contribuição ao estudo do ataque alcalino de minerais de zircônio brasileiro. Esc. Politecn.Univ.São Paulo, Bol.Depto.Eng.Química, nº 17, 14-56.
- Björnberg A.J.S. 1956. Arenitos do bordo do Planalto de Poços de Caldas. An.Acad.Bras.Ciênc., 28, 465-471.
- Björnberg A.J.S. 1959. Rochas clásticas do Planalto de Poços de Caldas. Fac.Filos.Ciênc.Letras Univ.São Paulo, Bol.237, Geol. 18, 65-123.
- Björnberg A.J.S. e Landim P.M.B. 1966. Sobre os arenitos da Serra da Mantiqueira e os arenitos da Formação Botucatu (eocretácico). Bol.Paranaense Geogr., Curitiba, nº 18-20, 19-24.

- Branco J.J.R. 1956. Notas sobre a geologia e petrologia do Planalto de Poços de Caldas, MG. Esc.Eng.Univ.Minas Gerais, Belo Horizonte, Inst.Pesq.Radioat., nº 5. 72p.
- Bushee J. 1971. Geochronological and petrographic studies of alkaline rocks from southern Brazil. I. Potassium-argon ages of some alkaline rocks from southern Brazil. II. A geochronological study of the alkaline massif of Poços de Caldas, Brazil. III. Geology and petrography of the lujaaurite and nearby rocks, Poços de Caldas, Brazil. PhD.thesis, Dept.Geol.Geoph.Univ. California, Berkeley, 145p.
- Castro L.O. e Souza J.M. 1962. Ocorrência de molibdênio no depósito de urânio de Morro do Taquarí, Planalto de Poços de Caldas, Minas Gerais. An.Acad.Bras.Ciênc., 34, 371-374.
- Christofoletti A. 1970. Análise morfogenética das bacias hidrográficas do Planalto de Poços de Caldas, MG. Tese de Livre Docência. Fac.Fil.Ciênc.Letras, Rio Claro, Univ.Est. São Paulo. 215p.
- Christofoletti A. 1973. A unidade morfoestrutural do Planalto de Poços de Caldas. Not.Geomorfolog., Campinas, 13, 77-85.
- Cunha J. e Lobo J.B. 1937. As rochas nefelínicas como matéria prima para a fabricação de garrafa. Depto.Nac.Prod.Min., Lab.Central Prod.Min., Avulso 2, 10p.

- Fletcher L. 1894. Hussak's brazilite. Appendix to "On baddeleyite (native zirconia) a new mineral from Rakwana, Ceylon". Mineral.Mag.J., 10, 148-159.
- Forman J.M.A. e Angeiras A.G. 1981. Poços de Caldas and Itatiaia: two case histories of Uranium exploration in Brazil. In: Uranium Exploration Case Histories. Proc.Internat.Atomic Energ.Ag., IAEA-AG 250/14, 99-139.
- Forman J.M.A. e Waring M.H. 1981. L'uranium em Amérique du Sud et plus spécialement dans la province uranifère brésilienne. Chron.Rech.Min., nº 461, 5-49.
- Franco R.R. 1945. Minerais de zircônio na região de Poços de Caldas, Minas Gerais. Fac.Filos.Ciênc.Letras, Univ.São Paulo, Bol. 49, Mineral. 7, 7-28.
- Franco R. e Loewenstein W. 1948. Zirconium from the region of Poços de Caldas. Amer.Mineral., 33, 142-151.
- Frayha R. 1948. Zircônio: histórico, aplicações e ocorrências. Miner.Metal., 13, 182-186.
- Frayha R. 1950a. Estudo preliminar e prospecção das jazidas de rochas potássicas de Poços de Caldas. In: Erichsen A.I., Relat.Diretoria (1948), Depto.Nac.Prod.Min., Div.Fom.Prod.Min., Bol. 87, 109-111.

- Derby O.A. 1887. On nepheline rocks in Brazil, with special reference to the association of phonolite and foyaite. Quart.J.Geol.Soc. London, 43, 457-473.
- Dirksen M. 1964. Pesquisas em minerais zirconíferos de Poços de Caldas, Brasil. Eng.Miner.Metal., 40, 253-255.
- Dutra C.V. 1965. Determinação espectroquímica de maiores e menores constituintes, em pequenas amostras de minerais. Análise completa de lamprofilita e eudialita. Esc.Eng.Univ. Minas Gerais, Publ. 4, 8p.
- Dutra C.V. 1966. O método chumbo-alfa e idades de zircões do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG. Bol.Inst.Geol.Esc.Minas, Univ.Ouro Preto, 1, 125-135.
- Dutra E.B. 1954. Minas Gerais: importância das jazidas de minérios radioativos no Planalto de Poços de Caldas. In: Relat. Diretoria 1954, Depto.Nac.Prod.Min., Div.Fom.Prod.Min. Bol. 102, 29-56.
- Ellert R. 1959. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. Bol.Fac.Filos.Ciênc.Letras, Univ.São Paulo, Bol. 237, nº 23, 5-63.
- Ellert R. 1969. "Granitização" do Arenito Botucatú no Planalto de Poços de Caldas, MG. An.Acad.Bras.Ciênc., 41, 529-534.

- Frayha R. 1950b. Rocha potássica. Eng.Miner.Metal., 15, 85-87.
- Frayha R. 1952. Rochas potássicas (Planalto de Poços de Caldas) e estudo das jazidas zirconíferas. In: Erichsen A.I.; Relat.Diretoria (1950), Depto. Nac.Prod.Min., Div.Fom.Prod.Min., Bol. 93, 107-116.
- Frayha R. 1957. Ocorrências uraníferas no arenito de Águas da Prata, SP. Eng.Miner.Metal., 26, 201-208.
- Frayha R. 1961. Zircônio e radioativos. In: Oliveira G.M.A. Relat.Diretoria (1961), Depto.Nac.Prod.Min., Div.Fom.Prod.Min., Bol. 114, 34-36.
- Frayha R. 1962a. Bauxita e Minerais radioativos, Poços de Caldas, In: Dutra E.B. e Amaral I.C.do, Relat.Diretoria 1958-1959-1960. Depto.Nac.Prod.Min., Div.Fom.Prod.Min., Bol. 113, 49-61.
- Frayha R. 1962b. Urânio e torio no Planalto de Poços de Caldas (relatório preliminar). Depto.Nac.Prod.Min., Div.Fom.Prod.Min., Bol. 116. 75p.
- Frayha R. 1962c. Poços de Caldas: estudo das jazidas de minérios radioativos. In: Oliveira G.M.A. Relat.Diretoria 1962, Depto.Nac.Prod.Min., Div.Fom.Prod.Min., Bol. 118, 67-77.

- Frayha R. 1967. Região de Poços de Caldas, MG. In: Oliveira G. M.A. Relat.Diretoria 1966. Depto.Nac.Prod.Min., Div.Fom. Prod.Min., Bol. 131, 103-114.
- Freitas R.O.de 1943. As estruturas fósseis do sistema de Santa Catarina no Planalto de Poços de Caldas. Bol.Assoc.Geógr. Bras., III, 25-37.
- Freitas R.O. 1951. Ensaio sobre a Tectônica moderna do Brasil. Bol.Fac.Filos.Ciênc.Letras, Univ.São Paulo, Bol. 130, Geol.6, 120p.
- Freitas R.O. 1956. Um akerito da Serra do Mirante, Estado de São Paulo. Bol.Soc.Bras.Geol., 5, 77-90.
- Fronzel C. e Marwin U.B. 1959. Cerianite CeO_2 , from Poços de Caldas, Brazil. Amer.Mineral., 44, 882-884.
- Fujimori K. 1974. Minerais radioativos do Campo Agostinho, Poços de Caldas (MG). Tese Livre Doc., Inst.Geociênc., Univ.São Paulo. 161p.
- Fujimori K. 1977. Obtenção de cristal de kalsilita pertencente ao sistema hexagonal a partir de sericita. An. XXX Congr. Bras.Geol., Recife, Bol. 1, 104-105.
- Fujimori K. 1980. Comportamento geoquímico uranífero no Campo de Agostinho, Poços de Caldas, MG. An. XXXI Congr.Bras. Geol., Camboriú, 2, 1125-1139.

- Fujimori K. 1982a. Kalsilita (KAlSiO_4) do complexo alcalino de Poços de Caldas, MG. An. XXXII Congr.Bras.Geol., Salvador, 2, 648-651.
- Fujimori K. 1982b. Silicato de terras raras (Ce, La, Nd, Ca, Th) SiO_4 e cheralita (Th, Ca, Ce, La)(PSi) O_4 , minerais responsáveis pela anomalia no Morro do Ferro. An. XXXII Congr.Bras. Geol., Salvador, 2, 669-674.
- Fujimori K. e Sardela I. 1980. Estudo mineralógico do "caldasito" dos Campos do Serrote, Brigida e Taquari, no Planalto de Poços de Caldas, MG. An. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, 4, 2023-2037.
- Fujimori K., Oliveira A.G. e Utsumi O. 1976. Minerais uraníferos do Campo do Cercado C-09, Poços de Caldas, MG. An.XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, 2, 251-263.
- Fujimori K., Sardela I.A. e Callari R. 1980. Distribuição de anomalias radioativas no Morro de Ferro do complexo alcalino de Poços de Caldas, MG. An. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, 2, 1140-1148.
- Fuzikawa K. e Chaves F.G. 1971. Prospeção de urânio no Brasil: programa 1971. An. XXV Congr.Bras.Geol., São Paulo, 2, 45-49.

- Garcia Guerra P.A., Vinha C.A.G., Censi A.C., Batista J.J. e Marques J.P.M. 1976. Avaliação comparativa entre os métodos convencionais estatístico e geoestatístico no cálculo de reservas de um depósito uranífero. An. XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, Res.Trabalhos, p.72.
- Garcia Guerra P.C., Censi A.C., Marques J.P.M. e Huijbregts, C. 1978. Cálculo de reservas do setor C-09, Poços de Caldas, MG, através da geoestatística. An. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, Bol. 1, 340.
- Graef F.F. 1887. Laavenit im brasilianischem Elaeolithsyenit. N.Jahrb.Mineral.Geol.Paläont., vol. I, 201-203.
- Grestner A. 1974. Missão Brasil 1961-1966. Relatório Geral de Síntese. Com.Nac.Energ.Nucl., Rio de Janeiro, Bol. 2. 61p.
- Gorsky V.A. e Gorsky E. 1968. Contribuição ao estudo de caldeirão do Planalto de Poços de Caldas, MG. An. XXII Congr.Bras. Geol., Belo Horizonte, Res.Comunic., 9-10.
- Gorsky V.A, e Gorsky E. 1970. Diferentes tipos de mineralização no Planalto de Poços de Caldas, MG. An. XXIV Congr.Bras.Geol., Brasília, Res.Comunic., Bol.Esp. 1, 135-137.
- Gorsky V.A. e Gorsky E. 1973. Contribuição ao estudo de diferentes tipos de mineralização no Planalto de Poços de Caldas (Minas Gerais). An. XXVII Congr.Bras.Geol., Aracajú, Resumos, Bol. 1, 19-21.

Gorsky V.A. e Gorsky E. 1974. Contribuição à mineralogia e petrografia do Planalto de Poços de Caldas. Com.Nac.Energ.Nucl. Rio de Janeiro, Bol. 13, 93p.

Guimarães D. 1947. Origem das rochas alcalinas. Inst.Tecnol. Ind.Estado Minas Gerais, Bol. 5, 104p.

Guimarães D. 1948. The zirconium ore deposits of the Poços de Caldas Plateau, Brazil, and zirconium geochemistry. Inst. Tecnol.Ind.Estado Minas Gerais, Bol. 6, 43-79.

Guimarães D. 1961. Contribuição ao estudo das rochas alcalinas do Brasil. Inst.Tecnol.Ind.Estado Minas Gerais, Bol. 28, 40p.

Guimarães D. e Dutra C.V. 1962. Contribuição à geoquímica das rochas alcalinas do Brasil. Depto.Nac.Prod.Min., Div. Fom. Prod.Min., Bol. 112, 47-76.

Guimarães D. e Ilchenko W. 1954. Rochas com pseudoleucita ou epileucita de Poços de Caldas. Bol.Agricult., 3, 11-13.

Guimarães D. e Moraes L.J. 1955. Um mineral raro dos foiaitos de Serrote, Cascata, município de Águas da Prata, SP. Inst. Tecnol.Ind.Estado Minas Gerais, Avulso 19, 10p.

Guimarães D. e Vianna I.A. 1970. Dados geocronológicos de algumas rochas ígneas mesozóicas do Brasil e sua significação geodinâmica. Depto.Nac.Prod.Min., Div.Fom.Prod.Min., Avulso 99, 7-28.

Guimarães D., Campos M. e Figueiredo D.G. 1953. Algumas rochas alcalinas de Poços de Caldas relacionadas com as jazidas de caldasito uranífero. Esc.Eng.Univ.Minas Gerais, Inst.Pesq. Radioat., Publ. 2, 39p.

Harder E.C. 1952. Examples of bauxite deposits illustrating variation in origin. Amer.Inst.Mining Metall. Eng.

Hussak E. 1892. Ueber Brasilit, ein neues Tantal (Niob)Mineral von der Eisenmine Jacupiranga, Sued São Paulo. N. Jahrb. Mineral.Geol.Paläont., vol. II, 141-159.

Hussak E. 1899. Ein Beitrag zur Kenntniss der sogenannten "Favas" der brasilianischen Diamantensande. Tscherm.Mineral. Petrog.Mitt. 18, 335-359.

Hussak E. 1900. Ueber ein leukokrates gemischtes Ganggestein aus dem Nephelinsyenitgebiet der Serra de Caldas, Brasilien. N.Jahrb.Mineral.Geol.Paläont., vol. I, 22-28.

Hussak E. e Reitinger J. 1903. Ueber Monazit, Xenotim, Senait und natuerliches Zirkonoxyd aus Brasilien. Zeit.Kristall. Mineral., 37, 550-574.

- Ilchenko W. e Guimarães D. 1953. Sobre a possibilidade de utilização agrícola dos sienitos nefelínicos do Planalto de Poços de Caldas, Estado de Minas Gerais. Inst.Tecnol.Ind. Estado Minas Gerais, Avulso 15, 50p.
- Ilchenko V. e Guimarães D. 1954. O processo de decomposição das rochas alcalinas do planalto de Poços de Caldas, Estado de Minas Gerais. Esc.Eng.Univ.Minas Gerais, Inst.Pesq.Radioat., Publ. 3, 52p.
- Lapido-Loureiro E.E. e Valderano M.H.W. 1982. A província alcalino-carbonatítica Brasil-Angola e seus principais aspectos econômicos. An. XXXII Congr.Bras.Geol., Salvador, 3,1049-1060.
- Leonardos D.H. 1970. Geociências no Brasil. A contribuição britânica. Forum, Rio de Janeiro. 343p.
- Leonardos O.H., Fyfe W.S. e Kronberg B. 1976. Rochagem: método de aumento de fertilidade em solos lixiviados e arenosos. An. XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, Bol. 1, 137-145.
- Loewenstein W. 1952. Estudos sobre as propriedades químicas dos minerais de zircônio da região de Poços de Caldas, Minas Gerais. Fac.Filos.Ciênc.Letras, Univ.São Paulo, Bol. 147, Mineral. 9, 37-74.

- Machado J. 1888. Beitrag zur Petrographie der suedwestlichen Grenze zwischen Minas-Gerais and S.Paulo. Tschermak's Mineral.Petrog.Mitt., 9, 318-360.
- Maciel A. e Cruz P.R. 1973a. Perfil analítico do Urânio:Depto Nac.Prod.Min., Bol. 27, 70p.
- Maciel A.C.e Cruz P.R. 1973b. Perfil analítico do Torio e Terras Raras. Depto.Nac.Prod.Min., Bol. 28, 72p.
- Maciel A.C., Azuaga C.H.C. e Cruz P.R. 1973a. Reservas de Urânio e Torio no Brasil e no mundo. Capacidade de produção e perspectivas de demanda. An. XXVII Congr.Bras.Geol., Aracajú, 2, 353-368.
- Maciel A.C., Azuaga C.H.C. e Cruz P.R. 1973b. Metodologia de prospecção de Urânio no Brasil. An. XXVII Congr.Bras.Geol., Aracajú, 2, 431-440.
- Marchetto C.M.L. e Barbosa O. 1973. Bauxitas de Poços de Caldas e Passa Quatro. An. XXVII Congr.Bras.Geol., Aracajú, Resumos, Bol. 1, 16-17.
- Marques J.P.M., Garcia Guerra P.A.G. e Vinha C.A.G. 1980. Avaliação de reservas de bens minerais na Nuclebrás. An. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, 1, 345-394.

- Moniz A.C. 1969. Estudo mineralógico de argilas do maciço alcalino de Poços de Caldas. Fac.Filos.Ciênc.Letras, Univ. São Paulo, Bol. 304, Mineral. 19, 134p.
- Moniz A.C., Williams D.D., Souza-Santos P. e Souza-Santos H. 1972. Clay minerals in veins associated with bauxites of Poços de Caldas, Minas Gerais. XXVI Congr.Bras.Geol., Belém, 1, 221-230.
- Oliveira A.G. 1968. Urânio no Planalto de Poços de Caldas. An. XXII Congr.Bras.Geol., Belo Horizonte, Res.Comunic., p.30.
- Oliveira A.G. 1973. Perspectivas de reserva e características gerais de mineralização uranífera no setor C-09, Poços de Caldas (Minas Gerais). An. XXVII Congr.Bras.Geol., Aracajú, Resumos, Bol. 1, 35-36.
- Oliveira A.G. 1974. Mineralização de urânio e molibdênio no Planalto de Poços de Caldas, MG. An. XXVIII Congr.Bras.Geol., Porto Alegre, 1, 207-221.
- Oliveira A.I. 1956a. Reservas brasileiras de torio. Eng.Miner.Metal., 24, 163-164.
- Oliveira A.I. 1956b. Ocorrências brasileiras de urânio. Eng. Miner.Metal., 24, 209-211.

- Oliveira M.A.F., Alves F.R. e Coimbra A.M. 1975. Sedimentação associada ao vulcanismo alcalino de Poços de Caldas (Divinolândia, SP). Bol.Inst.Geociênc., 6, 13-19.
- Paradella W.R. e Almeida Fº R. 1976. Condicionamento das mineralizações radioativas no Planalto de Poços de Caldas, baseado em imagens MSS do Landsat. An. XXIX Congr.Bras.Geol., Ouro Preto, 3, 181-190.
- Pinto M.da S. 1937. Bauxita. Depto.Nac.Prod.Min., Serv.Fom. Prod.Min., Avulso 24, 21p.
- Pinto M.da S. 1938. Bauxita em Poços de Caldas (Estado de Minas Gerais). Prospeção nos campos da Fazenda do "Recreio". Depto.Nac.Prod.Min., Serv.Fom.Prod.Min., Bol. 22, 71p.
- Putzer H. 1976. Metallogenetische Provinzen in Suedamerika. Schweizerbart'sche, Stuttgart, 316p.
- Ramos J.R.A. 1968. A situação do urânio no Brasil. An. XXII Congr.Bras.Geol., Belo Horizonte, 81-88.
- Ramos J.R.A. e Fraenkel M.O. 1974a. Principais ocorrências de urânio no Brasil. An. XXVIII Congr.Bras.Geol., Porto Alegre, 1, 185-201.
- Ramos J.R.A. e Fraenkel M.O. 1974b. Principais ocorrências de urânio no Brasil. Com.Nac.Energ.Nucl., Rio de Janeiro, Bol. 12, 24p.

- Ramos J.R.A. e Maciel A.C. 1974a. Atividades de prospecção de urânio no Brasil. 1966-1970. Com.Nac.Energ.Nucl., Rio de Janeiro, Bol. 3, 86p.
- Ramos J.R.A. e Maciel A.C. 1976b. Prospecção de urânio no Brasil, 1970-1974. Com.Nac.Energ.Nucl., Rio de Janeiro, Bol. 4, 129p.
- Sachsen-Coburg P.A.von. 1889. Beitræge zur Mineralogie und Petrographie Brasiliens. Tschermak's Mineral.Petrog.Mitt., 10, 451-463.
- Sadowski G.R. e Dias Neto C.M. 1981. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. Rev.Bras.Geoc., 11, 109-212.
- Sardela I.A. 1981. Elementos radioativos nos minerais zirconíferos de Poços de Caldas, MG. Diss.Mestrado, Inst.Astr.Geof., Univ.São Paulo, 120p.
- Sardela I. e Fujimori K. 1980. Determinação do teor de Urânio lixiviável (método AIEA) e total no "caldasito" pela análise fluorimétrica. An. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, 4, 2263-2268.
- Souza-Santos P. 1937. Contribuição para o estudo da bauxita do Planalto de Poços de Caldas. Bol.Inst.Pesq.Tecnol., São Paulo, nº 17, 109-134.

- Souza-Santos P. e Santini P. 1963. Análise térmica diferencial de bauxita, de argilas aluminosas e de lateritos. Cerâmica, São Paulo, 9, 3-32.
- Teixeira E.A. 1936. Zircônio no Planalto de Poços de Caldas (Minas Gerais e São Paulo) Depto.Nac.Prod.Min., Serv.Fom. Prod.Min., Avulso 14, 23p.
- Teixeira E.A. 1937. Bauxita no Planalto de Poços de Caldas, Estados de São Paulo e Minas Gerais. Depto.Nac.Prod.Min., Serv.Fom.Prod.Min., Avulso 15, 19p.
- Teixeira E.A. 1943. Zircônio em Poços de Caldas. Depto.Nac. Prod.Mineral, Div.Fom.Prod.Min., Bol. 55, 63p.
- Teixeira H.R. e Ulbrich H. 1982. Petroquímica de tinguaiños do Anel Norte, maciço alcalino de Poços de Caldas, MG. An. XXXII Congr.Bras.Geol., Salvador, Bol.2, p.78.
- Teixeira H.R., Fujimori K. e Ulbrich H. 1982. Conteúdo de urânio total dos tinguaiños do Anel Norte, maciço alcalino de Poços de Caldas, MG. An. XXXII Congr.Bras.Geol., Salvador, Bol. 2, p.78.
- Tolbert G. 1958a. Preliminary report of the zirconium ore deposits of the Poços de Caldas Plateau. Part I. Eng.Mineral. Metal., 27, 265-269.

- Tolbert G. 1958b. Preliminary report of the zirconium ore deposits of the Poços de Caldas Plateau. Part II. Eng. Miner.Metal., 27, 353-360.
- Tolbert G.E. 1958c. Geochemistry of trace element concentrations in the Poços de Caldas Plateau, Brazil. Bol.Soc.Bras.Geol., 7, 71-79.
- Tolbert G.E. 1966. The uraniferous zirconium deposits of the Poços de Caldas Plateau, Brazil. U.S.Geol.Surv.Bull., 1185-C, 28p.
- Traube H. 1895. Referat, "E. Hussak, Ueber Brazilit, etc". Zeit.Kristall.Mineral., 164-166.
- Ulbrich H.H. e Gomes C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Science Rev., 17, 135-154.
- Ulbrich H. e Pucci F.G. 1978. Diferenciação mineralógica nos tinguaítos da Pedreira Bortolân, Poços de Caldas, MG. An.XXX Congr.Bras.Geol., Recife, Bol. 1, p.93.
- Ulbrich H. e Vlach S.R.F. 1978. O nefelina sienito híbrido do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG. An. XXX Congr.Bras. Geol., Recife, Bol. 1, 93-94.
- Ulbrich H., Kahn H. e Bagnoli E. 1978. As fácies petrográficas da zona do Morro do Serrote, Poços de Caldas, MG. An.XXX Congr.Bras.Geol., Recife, Bol. 1, 91-92.

- Ulbrich H., Ulbrich M.N. e Bagnoli E. 1978. Estrutura e petrografia do lujaurito de Poços de Caldas, MG. An. XXX Congr. Bras.Geol., Recife, Bol. 1, p.92.
- Ulbrich H., Ulbrich M.N., Kahn H., Vlach S.R.F. e Bagnoli, E. 1979. Estrutura e petrologia dos nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP: nota preliminar. Bol. Mineral., Recife, nº 6, 31-40.
- Ulbrich M.N.C. 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos de Poços de Caldas, MG-SP. Tese Doutoral. Inst.Geociênc., Univ.São Paulo, 369p.
- Ulbrich M.N.C. e Ulbrich H. 1980. Os piroxênios egirínicos de lujauritos e chibinitos do distrito alcalino de Poços de Caldas. An. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, Bol. 2, p.419.
- Ulbrich M.N.C. e Ulbrich H. 1982. Esquemas de cálculo para a determinação de Fe^{3+}/Fe^{2+} de piroxênio egirínico. An. XXXII Congr.Bras.Geol., Salvador, Bol. 2, p.78.
- Ulbrich M.N.C., Gomes C.B. e Ulbrich H. 1980. Zonalidade extrema nos piroxênios do nefelina sienito híbrido de Poços de Caldas. An. XXXI Congr.Bras.Geol., Camboriú, Bol. 2, p.420.
- Utsumi O. 1971. Mineralização urano-molibdenífera no Planalto de Poços de Caldas. An. XXV Congr.Bras.Geol., São Paulo, Res. Comunic., Bol.Especial 1, 40-41.

- Utsumi O., Oliveira A.G., Parisi C.A. e William D.P. 1971. Poços de Caldas. XXV Congr.Bras.Geol., São Paulo, Roteiro Exc., Bol. Esp. 2, 7-13.
- Weber B.N. 1959a. Bauxitização no distrito de Poços de Caldas, Minas Gerais, Brasil. Bol.Soc.Bras.Geol., 8, 17-30.
- Weber B.N. 1959b. Bauxitization in the Poços de Caldas district, Brazil. Amer.Inst.Min.Metall.Eng.Trans., 214, 805-809.
- Wedow Jr. H. 1961a. Thorium and rare earths in the Poços de Caldas zirconium district, Brazil. U.S.Geol.Surv.Prof.Paper 424-D, D214-D216.
- Wedow Jr. H. 1961b. "Lateritization" of allanite in the Morro do Ferro rare-earth and thorium deposit, Poços de Caldas Plateau, Brazil. (Abs.) Geol.Soc.Amer.Spec.Paper 68, 293.
- Wedow Jr. H. 1967. The Morro do Ferro thorium and rare-earth ore deposit, Poços de Caldas district, Brazil. U.S.Geol. Surv.Bull., 1185-D, 34p.
- White M.G. e Pierson C.T. 1974. Sumário da prospecção para minerais radioativos no Brasil no período de 1952 a 1960. Com. Nac.Energ.Nucl., Rio de Janeiro, Bol. 1, 25p.

- Winchell A.N. e Winchell H. 1967. Elements of optical mineralogy. Part II. Descriptions of minerals. 4ª ed., Wiley, Nova Iorque, 551p.
- Winters A.A.M. 1981. A geologia do maciço sienítico de Pedra Branca, Caldas, MG. Dissert.Mestrado, Inst.Geociênc. Univ. São Paulo, 92p.
- Winters A.A.M. e Ebert H. 1978. O maciço sienítico da Pedra Branca, Município de Caldas, MG. An. XXX Congr.Bras.Geol., Recife, 3, 1364-1370.

APÊNDICE B

AS BRECHAS SUBAÉREAS E INTRATELÚRICAS DE ORIGEM ÍGNEA: REVISÃO
E PROPOSTA PARA UMA CLASSIFICAÇÃO GEOLÓGICA

HORSTPETER H.G.J. ULBRICH
Instituto de Geociências
Universidade de São Paulo

São Paulo
1984

APÊNDICE B

AS BRECHAS SUBAÉREAS E INTRATELÚRICAS DE ORIGEM ÍGNEA: REVISÃO E PROPOSTA PARA UMA CLASSIFICAÇÃO GEOLÓGICA

ÍNDICE DE TEMAS

	Pág.
RESUMO	B-01
I. A DEFINIÇÃO DE BRECHAS DE ORIGEM ÍGNEA	B-04
- A designação das brechas por nomes compostos e adjetivados	B-06
II. TERMOS TEXTURAIS E ESTRUTURAIS UTILIZADOS NA DES CRIÇÃO DE BRECHAS	B-07
- Clastos vs. matriz	B-07
- Proporção de clastos maiores necessários para definir uma "brecha"	B-09
- Litologia dos clastos: oligomíctico vs. poli- míctico (ou mono vs. polilitológico)	B-09
- Relações entre clastos e matriz	B-11
- Caráter dos clastos: essenciais, acessórios e acidentais	B-13
- Caracterização dos clastos e da matriz	B-13

	Pág.
III. CLASSIFICAÇÕES GENÉTICAS VS. GEOLÓGICAS	B-15
III.1. BRECHAS VULCÂNICAS SUBAÉREAS	B-20
III.1.1. Brechas autoclásticas de derrames.	B-20
1. Brechas de derrames	B-22
2. Brechas de ajuste	B-23
3. Brechas de talus e de colapso em domos	B-23
III.1.2. Brechas piroclásticas aerotransportadas (tefra)	B-25
III.1.3. Depósitos piroclásticos de fluxo .	B-26
1. Ignimbritos	B-28
2. Depósitos freato-magmáticos de "maare" (depósitos de "base surge") ..	B-32
III.1.4. Brechas epigenéticas associadas a fenômenos vulcânicos	B-34
Depósitos lahâricos	B-37
III.2. BRECHAS SUBVULCÂNICAS DE CONDUTO	B-40
III.2.1. Brechas autoclásticas e xenolíticas de conduto (com matriz ígnea).	B-40
III.2.2. Brechas de conduto, resultantes de fenômenos explosivos	B-41
III.2.2a. Brechas piroclásticas de retorno e depósitos associados	B-42

III.2.2b.	Brechas intratélúricas de conduto	B-44
α.	Brechas não - intrusivas de conduto	B-44
1.	Brechas de colapso	B-45
2.	Brechas de fragmentação ...	B-51
3.	Zonas "craquelêes" (zonas "quebradas")	B-52
β.	Brechas intrusivas de condu to	B-55
4.	Brechas intrusivas tufisíti cas e tufisitos	B-55
5.	Aglomerados intrusivos e bre chas associadas	B-65
III.2.2c.	Relações entre brechas in trusivas e não intrusivas de conduto	B-67
III.2.2d.	Substituições e mineraliza ções nas brechas de conduto	B-69
III.3.	BRECHAS DE ORIGEM PLUTÔNICA	B-71
III.3.1.	Brechas protoclásticas de contato e de fricção: cataclasitos e milo nitos	B-77
III.3.2.	Brechas de contato com matriz íg nea: agmatitos	B-77

III.3.3. Brechas ígneas de corpos plutônicos menores: diques e condutos plutônicos de brechas	B-79
III.3.4. Brechas de substituição	B-79
IV. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	B-82

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
FIGURA B - 1. Tipos de brechas segundo as relações clas- tos vs. matriz	B-14
FIGURA B - 2. Brechas de ajuste	B-24
FIGURA B - 3. Algumas feições características de depôsi- tos piroclásticos aerotransportados	B-27
FIGURA B - 4. Algumas feições características de ignim- britos	B-31
FIGURA B - 5. Estruturas em depósitos de "base surge" .	B-35
FIGURA B - 6. Secção transversal de lahar	B-39
FIGURA B - 7. Depósitos piroclásticos de retorno (tipo "fall-back")	B-43
FIGURA B - 8. Vários sistemas de fraturas concêntricas, ao redor de condutos, Chile	B-49
FIGURA B - 9. Secção esquemática interpretativa de con- dutos de colapso, Chile	B-50
FIGURA B-10. Faixas de compressão e descompressão	B-54
FIGURA B-11. Secção interpretativa geral de um conduto quimberlítico sulafricano	B-58
FIGURA B-12. Conduto de "maare"	B-60
FIGURA B-13. Experiências de fluidização em laborató- rio	B-62
FIGURA B-14. Secção esquemática dos condutos de brecha, Copper Basin, Arizona	B-66

	Pág.
FIGURA B-15. Formação de aglomerados (brechas) intrusi <u>v</u> os de conduto	B-68
FIGURA B-16. Características de agmatitos e diques sin-plutônicos	B-74
FIGURA B-17. Algumas feições estruturais que caracteri <u>z</u> am diques e brechas de substituição	B-81

ÍNDICE DE TABELAS

	Pág.
TABELA B - 1. Termos utilizados na descrição de brechas de origem ígnea	B-08
TABELA B - 2. Nomenclatura para identificar o caráter mono-ou polilitológico de brechas e conglomerados	B-10
TABELA B - 3. Classificação de rochas por meio das relações matriz/clastos (exemplo das rochas carbonáticas clásticas, Dunham, 1962) ...	B-12
TABELA B - 4. Classificação granulométrica dos vários tipos de brechas de origem vulcânica (modificado de Fisher, 1961)	B-16
TABELA B - 5. Classificação genética de brechas vulcânicas (Fisher, 1960b; 1966; Wright e Bowes, 1963; Parsons, 1969)	B-18
TABELA B - 6. Classificação proposta para brechas de origem ígnea, em função do ambiente geológico de colocação	B-21
TABELA B - 7. Erupções freáticas	B-33
TABELA B - 8. Características gerais dos principais depósitos subaéreos de origem vulcânica ...	B-36
TABELA B - 9. Características gerais das brechas explosivas intratelúricas de origem vulcânica.	B-46

Pág.

TABELA B-10. Classificação de brechas de origem plutônica	B-78
TABELA B-11. Brechas e diques de substituição	B-80

RESUMO

Com base em observações no Planalto de Poços de Caldas, e numa revisão bibliográfica, apresenta-se proposta para a classificação das brechas subaéreas e intratelúricas de origem ígnea. Engloba-se no termo "brecha ígnea" todas as rochas clásticas de origem ígnea, cujos clastos (de angulosos até arredondados) sejam maiores do que 2 mm. A classificação proposta divide as brechas em *vulcânicas subaéreas*, *vulcânicas intratelúricas (de conduto)* e *plutônicas*. As *brechas vulcânicas subaéreas* são as autoclásticas de derrame (incluindo as de ajuste, de talus e de colapso externo e interno de domos vulcânicos), as piroclásticas aerotransportadas (tufitos, lapillitos), os depósitos piroclásticos de fluxo (entre os quais se encontram os ignimbritos e os depósitos freato-magmáticos de "maare") e as brechas epigenéticas associadas ao vulcanismo (entre as quais os lahars são as mais importantes). As *brechas subvulcânicas de conduto* compreendem as autoclásticas (de fricção, etc.), e xenolíticas de conduto (com matriz de rocha vulcânica) e o importante grupo de brechas de conduto que resultam da atividade explosiva. Estas últimas dividem-se principalmente em brechas não-intrusivas (de colapso, do tipo "shatter" ou de fragmentação, e as que se encontram como brechas "quebradas" ou zonas "craquelêes") e intrusivas de conduto (do tipo tufisítico, geralmente com matriz predominante ou pelo menos abundante, e os aglomerados e brechas intrusivas, geralmente com pouca matriz); utilizando características estruturais, apresenta-se um esquema de geração destes vários tipos, em parte

baseado em modelos da literatura. As *brechas plutônicas* são divididas em brechas protoclásticas de contato e fricção (cataclastos e milonitos), agmatitos, brechas de substituição e brechas de corpos menores (provavelmente colocadas por mecanismos tufisícos).

Revisam-se os termos texturais e estruturais utilizados para descrever as brechas e propõe-se adicionalmente que se enfatizem na descrição tanto as características dos clastos (tipo, seleção, arredondamento, tamanho, etc.) como também as relações clastos vs matriz; identificam-se assim três tipos de brechas: "clast-supported", "clast-matrix supported" e "matrix-supported".

Em todos os casos, revisam-se os possíveis mecanismos que levam à formação do material brechóide.

AS BRECHAS SUBAÉREAS E INTRATELÚRICAS DE ORIGEM ÍGNEA: REVISÃO
E PROPOSTA PARA UMA CLASSIFICAÇÃO GEOLÓGICA

O tema das "brechas de origem ígnea" surge naturalmente ao estudar as rochas ígneas, especialmente as que se colocam através de fenômenos vulcânicos ou como corpos intrusivos rasos. Os trabalhos petrográficos e de mapeamento realizados pelo autor em Poços de Caldas o confrontaram, mais de uma vez, com material vulcanoclástico que, longe de ser homogêneo nas suas características texturais e estruturais, mostrava variadíssimas feições. As tentativas de interpretação geológica levavam, frequemente, a situações de perplexidade e incompreensão. Nada mais natural, então, que suplantar este estado de ignorância por tentativas de racionalização, através de revisões do tema e proposta de uma classificação geológica. O trabalho aqui apresentado restringe-se ao já complexo grupo das brechas subaéreas e intratelúricas; felizmente para o autor, as brechas subaquosas são praticamente inexistentes em Poços de Caldas e estão excluídas desta discussão.

A grande maioria das brechas de origem ígnea forma-se em ambiente vulcânico ou subvulcânico, registrando portanto todas as complexas interações possíveis entre processos epigenéticos e vulcânico-subvulcânicos. Mais do que no caso das rochas ígneas maciças "convencionais", a caracterização da brecha ígnea não se esgota na descrição da própria rocha; devem-se ainda adicionar, como extremamente significativas, observações so-

bre o ambiente geológico de colocação.

Este enfoque parece-nos muito importante, já que as brechas de origem ígnea só podem ser interpretadas, geralmente, através do conhecimento do contexto geológico de sua colocação. Justificam-se assim, mais do que classificações baseadas em processos, aquelas que enfatizam os ambientes geológicos.

I. A DEFINIÇÃO DE BRECHA DE ORIGEM ÍGNEA

Brecha de origem ígnea é a formada diretamente pela atividade ígnea. O termo inclui portanto brechas vulcânicas, geologicamente as mais numerosas e importantes, e as plutônicas. Os processos geológicos diretamente responsáveis pela formação de brechas são dos mais variados, e compreendem principalmente os seguintes (em parte, segundo Anderson, 1933):

- A. Erupção subaquosa de lava, em parte invadindo sedimentos (hialoclastitos, peperitos, "pillows", etc.)
- B. Fricção (brechamento de crosta sólida do derrame ainda em movimento; brechamento mecânico das rochas encaixantes pelo magma; etc.)
- C. Invasão tranquila de magma na rocha encaixante (agmatitos)
- D. Desmoronamentos (parte frontal de lavas aa, crosta externa de domos vulcânicos, etc.)

- E. Deslizamentos de encostas de vulcões (lahars acompanhando erupções; lahars por ruptura de lagos de cratera, etc.).
- F. Erupções com participação de lava (rochas piroclásticas e ignimbritos vários; erupções vulcanianas, peleanas, por fissuras, strombolianas, etc.; em parte, erupções através de lagos de cratera, campos de neve, etc.).
- G. Erupções freáticas e freato-magmáticas (as primeiras sem a participação de magma, as segundas gerando "*base surges*").

Na maioria dos casos, os depósitos resultantes de tais atividades são constituídos essencialmente por rochas ígneas, seja como clastos maiores, seja constituindo a matriz. Esta característica é bem observada no caso das brechas de origem vulcânica. Fisher (1960b) indica que "brecha vulcânica é a rocha composta predominantemente por fragmentos angulosos maiores de 2 mm, colocados em matriz subordinada, de qualquer composição ou textura, ou até sem matriz; ou, alternativamente, composta de fragmentos maiores não vulcânicos, colocados em matriz vulcânica". Wright e Bowes (1963) assinalam que a definição exclui algumas brechas vulcânicas constituídas de fragmentos acidentais (e.g., brechas várias de explosão); alternativamente, incorpora ao conjunto todas as brechas sedimentares, com clastos vulcânicos, formadas por processos epigenéticos. Os autores citados propõem, portanto, definir como brecha vulcânica toda brecha formada em consequência de fenômenos vulcânicos, independentemente de sua litologia; esta proposta é hoje aceita pela maioria dos autores.

Contudo, a classificação ainda não é inteiramente satisfatória. Nem todos os clastos destas brechas são "angulosos" (cf. a definição de Fisher), já que são bastante comuns as brechas que apresentam clastos arredondados (e.g., "pebble dikes" de origem vulcânica, muitas brechas mineralizadas de conduto, la pillitos com lapilli de acreção, etc.).

Uma definição cuidadosa de brecha de origem ígnea deve portanto incluir também os "aglomerados", geneticamente equivalentes às brechas de clastos angulosos. Prefere-se aqui a seguinte definição: *brecha ou aglomerado de origem ígnea é toda rocha com fragmentos, angulosos a arredondados, maiores de 2 mm, formada exclusiva ou predominantemente pela ação de processos ígneos, ou que acompanham processos ígneos.*

A designação das brechas por nomes compostos e adjetivados

Existe consenso entre vários autores que nomes compostos e adjetivos devem ser usados com algum cuidado quando se descrevem brechas (cf. Wright e Bowes, 1963).

Em princípio, nomes compostos devem identificar o ra o processo de formação da brecha, ora a litologia dos clastos maiores. Assim "brechas de intrusão" ou "brechas de explosão" são brechas geradas por intrusão de magma (brechando, por exemplo, a rocha encaixante) ou por explosão (com ou sem participação de magma). Analogamente, "brechas de granito" ou "brechas de basalto" refere-se à constituição litológica dos clastos maiores dominantes.

Os adjetivos são utilizados ora para definir características geológicas e estruturais da brecha, ora para identificar a constituição (granulométrica ou litológica) da matriz. Uma "brecha intrusiva" é aquela que corta a rocha encaixante, enquanto que "brecha tufítica" ou "brecha basáltica" definem rochas cuja matriz é formada por material tufítico ou basáltico, respectivamente.

II. TERMOS TEXTURAIS E ESTRUTURAIS UTILIZADOS NA DESCRIÇÃO DE BRECHAS

As brechas de origem ígnea apresentam fragmentos e são portanto rochas clásticas. Para sua descrição, justifica-se inteiramente a utilização da nomenclatura de rochas sedimentares, como já vem sendo feito pela maioria dos autores. Nos parágrafos seguintes, é definido o significado dos termos a serem utilizados, que também se encontram resumidos na Tabela B-1.

Clastos vs. matriz

A diferença entre clastos e matriz é mais ou menos arbitrária, e depende de definições. Adota-se aqui, como guia aproximado, definir como matriz os clastos cujo tamanho é 1/10 (ou menos) do tamanho dos clastos maiores.

TABELA B-1

TERMOS UTILIZADOS NA DESCRIÇÃO DE BRECHAS DE ORIGEM ÍGNEA
(Ver texto para discussão)

Definição de brecha ou aglomerado de origem ígnea: rocha clástica gerada por processos ígneos, com clastos maiores de 2 mm, angulosos a arredondados, de qualquer litologia (mais de 25% de clastos maiores vs matriz).

Litologia dos clastos: brecha oligomíctica (ou monolitológica);
brecha polimíctica (ou polilitológica).

Relações entre clastos e matriz: "Clast-supported", "Clast-matrix supported", "Matrix-supported".

Caráter dos clastos: essenciais, acessórios ou acidentais.

CARACTERIZAÇÃO DO CLASTO

Granulometria: escala granulométrica (cf. Tabela B-4).

Forma: equidimensional, laminar, tabular, prolato (Pettijohn, 1975).

Angulosidade: angulosos, subangulosos, subarredondados, arredondados (Pettijohn, 1975).

Litologia: indicar composição petrográfica.

Textura: maciço, pumiceo, escoriáceo, vesicular-amigdalóide, orientado, etc.

CARACTERIZAÇÃO DA MATRIZ

Granulometria, forma, angulosidade, litologia: ver caracterização do clasto.

Textura: indicar se os espaços entre os clastos estão total ou parcialmente preenchidos por matriz.

Matriz magmática vs matriz clástica: se os clastos maiores estão cimentados por magma, indicar mineralogia, textura, granulação (agmatitos, clastolavas, ver Tabela B-10).

Proporção de clastos maiores necessários para definir uma "brecha"

Uma brecha vulcânica (ou aglomerado vulcânico) é definida como a rocha com mais de 25% de clastos maiores. Para rochas intermediárias, utiliza-se a mesma nomenclatura das rochas sedimentares. Assim, uma rocha com 90% de cinza e 10% de blocos é um "tufito brechóide". Mantém-se, desta maneira, o paralelismo com a classificação das rochas sedimentares (Pettijohn, 1975).

Observe-se que neste aspecto não existe consenso entre os autores. Schmincke (1974) assinala que na literatura se recomendam proporções mínimas de 15 até 40% de clastos, para identificar a brecha ou o conglomerado.

Litologia dos clastos: oligomíctico vs. polimíctico (ou mono - vs. polilitológico)

Os clastos maiores de brechas e conglomerados podem ser de um só tipo, ou de vários tipos litológicos. Este aspecto, que tem implicações geológicas, cita-se na literatura de várias formas (oligo- vs. polimíctico; mono- vs. polilitológico; mono- vs. poligênico; cf. Tabela B-2). Das três alternativas indicadas, parece-nos insatisfatória apenas a proposta por Hatch e Rastall (1971), pela utilização do sufixo "genético": no contexto das brechas e conglomerados, uma rocha "poligenética" não é, certamente, uma rocha que passou por várias etapas genéti

TABELA B-2

NOMENCLATURA PARA IDENTIFICAR O CARÁCTER MONO- OU POLILITOLÓGICO DE BRECHAS E CONGLOMERADOS

AUTOR	NOMES PROPOSTOS	UTILIZADO PARA
Pettijohn, 1975 (entre outros)	Oligomictico Polimictico	Conglomerados
Schmincke, 1975; Parsons, 1969; Fisher, 1960a	Monolitológico Polilitológico (ou heterolitológico)	Brechas vulcânicas
Hatch <i>et al.</i> , 1971	Monogenético Poligenético	Conglomerados

cas, como sugere o termo!

Relações entre clastos e matriz

Uma característica textural de fundamental importância, que deve ser registrada, é a que indica as relações entre matriz e clastos maiores (ver consideração no item III.2.2b, e Tabela B-9, sobre brechas de conduto). Algumas brechas apresentam os clastos maiores imbricados e em contato, dominando a textura (e.g., brechas de derrame, ver item III.1.1.). No extremo oposto, situam-se as rochas com seus clastos maiores totalmente imersos em matriz (e.g., os ignimbritos com lapilli e pedrapomes em matriz dominante de tufito). Estas características, pelo menos em parte, são diretamente relacionadas ao processo genético. Em Sedimentologia, esta relação é utilizada para definir índices classificatórios. Assim, Dunham (1962) estabelece uma classificação adicional para as rochas carbonáticas clásticas, que se encontra resumida na Tabela B-3; as relações clastos - matriz das rochas indicam bastante adequadamente os ambientes específicos de deposição (e.g., de maior ou menor energia).

Para a descrição das texturas de brechas, propõe-se aqui utilizar termos semelhantes aos indicados na Tabela B-3, que infelizmente são de difícil tradução para o português. São os seguintes:

Sustentada por clastos ("clast supported"): os clastos maiores estão todos em contato direto entre si nas três dimensões do es

TABELA B-3

CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS POR MEIO DAS RELAÇÕES MATRIZ/CLASTOS
(Exemplo das rochas carbonáticas clásticas, Dunham, 1962)

ROCHAS CARBONÁTICAS NÃO RECRISTALIZADAS

ESTRUTURAS CLÁSTICAS			ESTRUTURAS NÃO CLÁSTICAS
COM LAMA CARBONÁTICA "MUD-SUPPORTED"		SEM LAMA "GRAIN-SUPPORTED"	
<10% clastos	>10% clastos		
Lamito carbonático (calcilutito)	"Wackestone" (calcilutito calcarenítico)		
		"Grainstone" (calcirudito ou calcarenito)	"Boundstone" (biolitito)

paço, e a textura é definida, portanto, pelos clastos. Os espaços entre os clastos maiores estão ora vazios, ora preenchidos por matriz, cimento, ou mineralizações (Figura B-1a).

Sustentada por matriz ("matrix-supported"): os clastos maiores estão separados, nas três dimensões do espaço, por matriz, que portanto define a textura da rocha (Figura B-1b).

Sustentada por clastos e matriz ("clast-matrix-supported"): uma textura intermediária entre as duas anteriores, com os clastos maiores parcialmente em contato entre si, e parcialmente separados por matriz (Figura B-1c).

Caráter dos clastos: essenciais, acessórios e acidentais

Os clastos (maiores ou da matriz) que derivam diretamente do magma juvenil, ligado ao processo vulcânico ou plutônico em consideração, são chamados de *essenciais*. Fragmentos de rocha ígnea pré-existente, cogenética ao material juvenil, são chamados de *acessórios*, enquanto que os fragmentos de rochas estranhas ao evento ígneo são denominados de *acidentais* (e.g., Pettijohn, 1975; Schmincke, 1974).

Caracterização dos clastos e da matriz

A descrição da matriz e dos clastos é fator importante para definir geneticamente a brecha. Nesta descrição, devem-se incluir informações sobre granulometria, litologia, textu

FIGURA B-1. Tipos de brechas segundo as relações clastos vs. matriz. Escala arbitrária nos três casos, segmentos geralmente representando alguns cm ou decímetros. a) Sustentada por clastos ("clast-supported"). Textura dominada por clastos que se sustentam mutuamente. Matriz intersticial escassa, frequentemente ausente. b) Sustentada por clastos e matriz ("clast-matrix supported"), com clastos parcialmente sustentados por matriz, parcialmente em contato mútuo. c) Sustentada por matriz ("matrix-supported"), clastos totalmente envolvidos por matriz, sem contatos mútuos.

ra, forma, angulosidade, etc. (ver Tabela B-1).

A *escala granulométrica* adotada é a proposta por Fisher (1961), que apenas modifica ligeiramente uma anterior, a de Wentworth e Williams (e.g., Pettijohn, 1975), de modo a adaptá-la às das rochas sedimentares. A classificação granulométrica das brechas de origem vulcânica, é mostrada na Tabela B-4. Observe-se que, embora o termo "brecha" (ou "aglomerado") vulcânica deva ser utilizado para rochas com clastos superiores a 2 mm, razões históricas consolidaram a denominação de "lapillito" e "tufito de lapilli" *exclusivamente* para os depósitos piroclásticos aerotransportados, com fragmentos de 2 até 64 mm, reservando-se o termo "brecha" para os equivalentes constituídos de fragmentos maiores (Tabela B-4; Fisher, 1961; Pettijohn, 1975). Os depósitos epigenéticos diretamente associados ao vulcanismo (essencialmente lahars) são classificados segundo a nomenclatura das rochas sedimentares comuns (Tabela B-4; ver também item III.1.4).

A classificação dos fragmentos em "anguloso", "subanguloso", "subarredondado" e "arredondado", segundo o maior ou menor arredondamento das arestas (Pettijohn, 1975), aplica-se aqui de maneira qualitativa, devido à dificuldade de separar visualmente os diversos tipos e aplicar medições mais rigorosas.

III. CLASSIFICAÇÕES GENÉTICAS VS. GEOLÓGICAS

São várias as classificações genéticas propostas

TABELA B-4
CLASSIFICAÇÃO GRANULOMÉTRICA DOS VÁRIOS TIPOS DE BRECHAS DE ORIGEM VULCÂNICA
(modificado de Fisher, 1961)

Tamanho (mm)	NOME DA PARTÍCULA		AGREGADO CONSOLIDADO		
	Rochas Sedimentares	Rochas Piroclásticas ^a	Rochas Piroclásticas ^a	Brechas autoclásticas e de condutos	Lahars ^d
>256	Bloco	Bloco ^b (Bomba)	Brecha grosseira (Aglomerado)	Brecha ^c (Aglomerado)	Brecha (Conglomerado)
256	Calhao	Bloco ^b (Bomba)	Brecha fina (Aglomerado)		
128					
64					
32	Seixos	Partícula de lapilli	Lapillitos (Tufi- to de lapilli)		
16					
8					
4					
2	Grão	Partícula de cinza grosseira	Tufito grosseiro	Tufisito	Arenito
0,5					
0,250					
0,125					
<0,0625	Partícula de silte ou argila	Partícula de cinza fina	Tufito fino		Siltito e argilito

a: aerotransportada e de fluxo (ignimbritos, etc.).

b: nas rochas piroclásticas, bloco é fragmento anguloso, bomba o fragmento arredondado com formas geralmente aerodinâmicas.

c: aglomerado apresenta-se com fragmentos arredondados.

d: depósitos epiclásticos associados ao vulcanismo.

para brechas, especialmente para as de origem vulcânica, das quais a mais citada é a de Fisher (1960b). Esta classificação enfatiza o *processo* de brechamento e divide as brechas em "autoclásticas" (quando o magma esteve sujeito a processos de autobrechamento por resfriamento, fluxo, vesiculação, etc.), "aloclasticas" (quando o processo magmático fratura as rochas pré-existent), "piroclásticas" (quando o magma é ejetado mais ou menos violentamente e se fragmenta) e "epiclásticas" (quando o material vulcânico é mobilizado por processos epigenéticos) (ver também Wright e Bowes, 1963; Fisher, 1966; Parsons, 1969). A classificação de Fisher (1960b) aparece na Tabela B-5, com as modificações propostas por outros autores.

A primeira vista, parece justificada uma classificação genética. Entretanto, algumas considerações mostram que esse tipo de classificação é, neste caso, bastante arriscada e, às vezes, pouco prática. Por um lado, é ainda bastante limitado o conhecimento sobre muitos dos processos que geram brechas (e.g., o processo de ejeção e transporte de ignimbritos; o posicionamento e movimentação das brechas de conduto; a vesiculação extrema de lavas, gerando "tufolavas" e "frothlavas", e.g., Boyd, 1961; McCall, 1964), com o que os processos tornam-se critérios pouco firmes para estabelecer classificações. Por outro lado, a caracterização do ambiente geológico permite uma classificação das brechas sem a necessidade de conhecer, paralelamente, todos os detalhes sobre o processo de formação. Do ponto de vista textural e petrográfico, uma brecha autoclastica de "fricção" (Tabela B-5) pode ser muito similar a brechas aloclasticas de "explo-

TABELA B-5

CLASSIFICAÇÃO GENÉTICA DE BRECHAS VULCÂNICAS
(Fischer, 1960b, 1966; Wright e Bowes, 1963; Parsons, 1969)

I. BRECHAS VULCÂNICAS AUTOCLÁSTICAS

- A. Brechas de fricção
 - 1. Brechas de fluxo (autobrechamento de derrames)
 - 2. Brechas por desmoronamento da crosta externa de domos (brechas de talus ou de colúvio)
- B. Brechas de explosão (brechamento da rocha vulcânica por vesiculação em diques, condutos, etc.)

II. BRECHAS VULCÂNICAS ALOCLÁSTICAS

- A. Brecha de intrusão (formada por intrusão de magma e brechamento da encaixante, etc.)
- B. Brecha de explosão (subvulcânicas em condutos vulcânicos, etc.)
- C. Brecha intrusiva (que corta rochas pré-existentes; comparar com brecha de intrusão)

III. BRECHAS PIROCLÁSTICAS

- A. Brechas vulcânicas (material aerotransportado)
 - 1. Brechas strombolianas e de fontes de lavas (explosões pouco violentas)
- B. Brechas piroclásticas de fluxo (ignimbritos)
- C. Brechas hidrovulcânicas
 - 1. Brechas formadas por explosões freáticas (não acompanhadas de magma)
 - 2. Brechas lahâricas (correntes vulcânicas de lama)
 - 3. Brechas hialoclásticas, formadas por derrames submarinhos
- D. Aglomerados e brechas de conduto

IV. BRECHAS VULCÂNICAS EPICLÁSTICAS

- A. Brechas lahâricas (em parte)
- B. Brechas depositadas em águas (lagos, etc.)

são" ou de "intrusão", ou a uma piroclástica de "conduto", etc. (Tabela B-5). Entretanto, a identificação do ambiente geológico fixa não só o contexto geológico como também limita de maneira adequada os parâmetros geológicos que são os causadores do fenômeno: reconhecer que a brecha sob discussão é, por exemplo, uma brecha de conduto exigirá explicações diferentes das que se apresentarão se a brecha for considerada ligada a derrames.

Este exemplo ilustra o que parece *vantagem maior das classificações geológicas*: força-se, através da classificação geológica, uma caracterização e descrição adequada do ambiente geológico, partindo-se posteriormente para possíveis inferências ou especulações sobre causas e mecanismos de geração da brecha.

A ênfase na classificação geológica de ambientes permite dividir as brechas de origem ígnea em apenas três grandes grupos muito gerais: as relacionadas a fenômenos vulcânicos e com expressão na superfície (as *brechas vulcânicas supracrustais*), as que se relacionam com fenômenos subvulcânicos e não atingem a superfície (*brechas subvulcânicas de conduto*) e as relacionadas com fenômenos plutônicos (*brechas de origem plutônica*). Para as brechas subvulcânicas, propõe-se aqui o nome de brechas de conduto. "Conduto" refere-se aos vários corpos geológicos que levam material vulcânico até a superfície (chaminé, fissuras, "necks", etc.) e equivale em parte ao termo inglês "pipe". Incluem-se no termo também os condutos que não se comunicam com a superfície, como muitos diques e fendas plutônicas e subvulcânicas.

Existem transições entre os vários tipos geológicos de brechas (por ex., entre as de conduto e as supracrustais, por um lado, e algumas plutônicas, pelo outro). Em alguns casos, a separação das brechas por ambiente geológico duplica algumas descrições de tipos litológicos, já que brechas similares encontram-se em mais de um ambiente geológico (e.g., brechas "auto-clásticas" formam-se no interior de condutos e em derrames). Esta duplicação, entretanto, parece-nos inconveniente menor, face à clara definição das características geológicas.

A *classificação geológica* que se propõe aqui aparece resumida, com suas subdivisões, na Tabela B-6 e será discutida nas páginas seguintes.

III.1. Brechas vulcânicas subaéreas ou supracrustais

São subdivididas em brechas de derrames, piroclásticas aerotransportadas e de fluxo, e epigenéticas (cf. Tabela B-6).

III.1.1. Brechas autoclásticas de derrames

O nome de *brechas autoclásticas* foi proposto para as brechas vulcânicas geradas pela movimentação do próprio magma, durante a sua colocação: encontram-se localizadas em corpos tanto tipicamente supracrustais (e.g., derrames) como subvulcânicos (e.g., diques ou condutos). O termo engloba também as chamadas *brechas de fricção* (Curtis, 1954 ; Fisher, 1960b; Parsons, 1969).

TABELA B-6

CLASSIFICAÇÃO PROPOSTA PARA BRECHAS DE ORIGEM ÍGNEA EM FUNÇÃO DO AMBIENTE GEOLÓGICO DE COLOCAÇÃO (Ulbrich, 1983)

A. BRECHAS DE ORIGEM VULCÂNICA

I. Brechas supracrustais (subaéreas)

I.1. Brechas autoclásticas de derrame

Brechas de derrames

Brechas de ajuste

Brechas de talus ou colúvio

Brechas de colapso

I.2. Brechas e depósitos piroclásticos aerotransportados (tefra)

I.3. Brechas e depósitos piroclásticos de fluxo

Ignimbritos

Brechas e depósitos de "maare"

I.4. Brechas epigenéticas associadas ao vulcanismo: lahars

II. Brechas subvulcânicas de conduto

II.1. Brechas autoclásticas e xenolíticas (matriz ígnea)

II.2. Brechas explosivas de conduto

A - Brechas não intrusivas

Brechas de colapso

Brechas de fragmentação ("shatter") e zonas "craquelêes"

B - Brechas intrusivas

Brechas tufisíticas

Aglomerados de conduto

B. BRECHAS DE ORIGEM PLUTÔNICA

Brechas de fricção e protoclásticas de borda (cataclasitos e milonitos)

Agmatitos e rochas plutônicas xenolíticas

Brechas de corpos plutônicos pequenos (diques e diatremas plutônicos)

Brechas de substituição

Neste item, tratam-se só as brechas relacionadas com manifestações superficiais (derrames, etc.).

1. Brechas de derrames

Alguns derrames (lavas basálticas tipo aa, lavas andesíticas, etc.) apresentam-se com o topo já solidificado e sujeito a tensões devido à movimentação da parte central, ainda fluida. Essa crosta superior, fragmentada em blocos de tamanhos diversos, decimétricos e angulosos, continua se movimentando por fluxo do derrame. De maneira semelhante à formação de brecha no topo, também existem condições para produzir brechas na parte inferior do derrame. A parte central solidifica-se geralmente como rocha vulcânica maciça. Estas brechas apresentam-se frequentemente com pouca ou nenhuma matriz, autosustentando-se por solda dos blocos ainda plásticos (*aglutinatos*); em outros casos, a matriz é ígnea, de lava intersticial resfriada (constituindo-se estas rochas, neste caso, em "*elastolavas*", Maleyev, 1966, que são de certa maneira uma variedade de agmatitos; ver itens III.3.1.; Tabela B-8).

Fenômenos semelhantes de autobrechamento foram observados em andesitos subvulcânicos e outras rochas (parte marginal de diques; em "plugs"; cupulas de corpos plutônicos; etc.) que se relacionam, pela similitude do mecanismo gerador, às brechas de derrame aqui mencionadas (ver também item III.2.1.).

Alguns derrames aparecem totalmente brechados,

com claras evidências de movimentação horizontal como massas de blocos. Estas e outras observações indicam que o brechamento é intratelúrico (Parsons, 1969, p.272).

Estrutural e petrograficamente semelhantes são alguns depósitos brechóides, que gradam para derrames maciços, provavelmente gerados por derrames subaquáticos ou subglaciais e subsequente brechamento por explosões freáticas (Fiske et al., 1963) (ver também Tabela B-7).

2. Brechas de ajuste

Alguns derrames andesíticos (Curtis, 1954; Schmincke, 1979; Parsons, 1969) mostram evidências de autocataclase muito irregular, propiciada aparentemente por um mecanismo de esfriamento e vesiculação, com pouca ou nenhuma movimentação do derrame (as características mais importantes do fenômeno estão reproduzidas na Figura B-2; Curtis, 1954).

3. Brechas de talus e de colapso em domos

Lavas muito viscosas acumulam-se geralmente como domos nos vulcões andesíticos e similares, com uma crosta externa resfriada, escoriácea ou maciça, sujeita a constante expansão por aumento de volume da massa magmática central; os fragmentos da crosta externa desprendem-se continuamente por desmoronamento, formando depósitos de material extremamente caótico, que ainda pode mobilizar-se, por gravidade, encosta abaixo. Este meca

FIGURA B-2. Brecha de ajuste, por brechamento autoclástico de derrame, que se movimenta como unidade já quase sólida. Três estágios sucessivos. a) Diaclasamento na rocha. b) Deslocamento e brechamento autoclástico ao longo do diaclasamento. c) Estágio mais avançado, com faixas de brechas separando blocos maciços. Escala arbitrária (correspondendo a vários decímetros ou metros quadrados) (Curtis, 1954).

nismo de geração de blocos é acompanhado, frequentemente, por contrações do núcleo do domo (por resfriamento e vesiculação) e formação de brechas internas de colapso (comparar com item III.2.2b) e, por outro lado, pela ruptura da crosta e expulsão de avalanches incandescentes movimentadas por gravidade (ver também avalanches tipo Merapi, item III.1.3).

III.1.2. Brechas piroclásticas aerotransportadas (tefra, Thorarinsson, 1954)

As brechas aerotransportadas, de deposição por controles essencialmente gravitativos, são as que se formam durante explosões mais ou menos violentas que ora lançam para o ar grandes quantidades de material essencial e acidental (vulcanismo do tipo vulcânico), ora determinam a ejeção relativamente tranquila de lava incandescente (vulcanismo do tipo stromboliano). No vulcanismo mais violento, formam-se fragmentos de tamanhos muito variados, desde blocos e bombas de vários metros, até cinza de tamanho de silte ou argila; a partir da deposição gravitativa deste material, formam-se tanto os cones vulcânicos, com flancos com pendentes relativamente abruptos (interestratificados com derrames) como as camadas de material piroclástico fino que cobrem extensas áreas, por vezes estendendo-se por dezenas de km². O vulcanismo stromboliano (e as fontes de lava, geradas por mecanismos semelhantes) caracterizam-se por constituir cones de escôria e de cinza, que aparecem geralmente com pendentes moderadas. O material clástico derivado por este mecanismo é geralmente só de lavas; os fragmentos acessórios ou acidentais são raros. Ra

ramente este material se deposita longe da área fonte.

Em geral, o material que se deposita gravitativamente, caracteriza-se por apresentar algumas feições gerais muito típicas, que não se repetem nos outros depósitos piroclásticos supracrustais. As camadas mais grosseiras de tefra (aglomerados e brechas) que se depositam perto da chaminé ejetora, mostram estratificação grosseira e maciça, apresentando-se, por vezes, com pouca ou mesmo nenhuma matriz. O material mais fino (incluindo depósitos contendo lapilli) encontra-se como depósitos estratificados a laminados, com excelente continuidade lateral. Cada estrato ou lâmina corresponde a um evento explosivo. A seleção é em geral de boa a excelente, com clastos tanto mais angulosos quanto mais fino for o material.

Depósitos piroclásticos aerotransportados se identificam em geral facilmente a partir de um conjunto próprio de características estruturais e texturais (Figura B-3); ver resumo das características na Tabela B-8.

III.1.3. Depósitos piroclásticos de fluxo

Os depósitos deste tipo geram-se pelo colapso e i mobilização de correntes de densidade extremamente fluidas, que se formam quando magmas relativamente ricos em voláteis são expelidos violentamente. O resultado do processo é uma verdadeira emulsão, muito pouco viscosa, com gotas e fragmentos maiores de magma, em processo contínuo de degasificação, imersos em gases

FIGURA B-3. Algumas feições características de depósitos piroclásticos aerotransportados. a) Depósitos de manto, capeando regularmente a topografia; observar estratificação contínua e regular (também observada em depósitos de "base surge"). b) Efeito de impacto de bomba, com bomba vulcânica deslocando as camadas inferiores de tefra uniformemente estratificada (comparar com Figura B-4) (esquemático, segundo Schmincke 1974). c) Depósito de lapilli, pouco consolidado; note-se a estrutura interna maciça do depósito e ausência quase total de matriz.

de origem vulcânica e ar quente. O conjunto de gases e partículas adquirem às vezes excepcional velocidade (da ordem de 100 a 200 km/hs). Mapeamentos geológicos dos depósitos resultantes indicam claramente que, sob circunstâncias favoráveis (temperatura da massa, tamanho das partículas, etc.) as correntes de densidade deste tipo podem se trasladar a distâncias de mais de 100 km até em terrenos horizontais. O mecanismo propulsor não é portanto a gravidade (embora seja importante como agente auxiliar), mas resultante do fenômeno explosivo e da autopropulsão que se origina pela degasificação das partículas e conseguinte lubrificação da corrente como um todo (e.g., Sheridan, 1979; Wohletz e Sheridan, 1979). Este processo geológico é semelhante ao da "fluidização", utilizado na indústria (Reynolds, 1954; ver tufisitos, item III.2.2b).

Os depósitos piroclásticos de fluxo são principalmente de dois tipos, como se indica a seguir:

1. Ignimbritos

Os ignimbritos apresentam características algo variadas, no tocante a petrografia, estrutura, e extensão areal. No entanto, a maioria dos autores afirma que estes depósitos se constituem sobretudo pela ação de correntes de densidade de alta temperatura, de origem semelhante às descritas acima. Autores soviéticos (cf. Cook, 1966) diferenciam ignimbritos e "tufolavas"; as primeiras são de natureza clástica, enquanto que as segundas equivalem a lavas vesiculadas, com texturas não clásticas

(e.g., McCall, 1964). A leitura de trabalhos específicos (veja-se Cook, 1966) sugere, entretanto, que a maioria das tufolavas descritas por autores soviéticos são verdadeiros ignimbritos.

Williams (1957, citado em Parson, 1969, e Schmincke, 1974) detalha três possíveis mecanismos geradores de ignimbritos: a) mecanismo peleano (do Monte Pelee), onde a corrente de densidade é gerada por explosão ou colapso de domos vulcânicos de rochas intermediárias ou ácidas; b) tipo de St. Vincent (ou tipo de Krakatoa, ver Parsons, 1969), onde a corrente de densidade é formada principalmente por colapso gravitativo da clássica coluna de detritos piroclásticos que acompanha muitas das explosões de vulcões andesíticos e riodacíticos - riolíticos: uma parte do material piroclástico continua se expandindo e atingindo grandes alturas até se dispersar, enquanto que as partes mais inferiores e centrais entram em colapso gravitativo, deslizando-se, então, pelas encostas de vulcão, como corrente de densidade; c) correntes piroclásticas emanadas de fissuras, como massas quentes que se autoexpandem, uma vez expelidas. Embora este fenômeno nunca tenha sido observado, acredita-se que seja aquele que deposita os grandes mantos de ignimbritos presentes em várias partes do mundo (campos ignimbríticos do SW dos Estados Unidos; Valley of the Ten-Thousand Smokes, Alaska; Turquia; Sumatra; Ilha Norte de Nova Zelândia, etc.).

Os dois primeiros mecanismos formam, perto do conduto, depósitos de brechas caóticas, pouco extensas e sem estratificação, com quantidades variáveis de clastos maiores (do tipo

escoriáceo ou pumíceo, comumente colapsados por efeitos do fluxo e compactação, também frequentemente acompanhados de clastos acidⁱntais e acessórios). Os ignimbritos de fissura, por outra parte, chegam a cobrir dezenas ou até centenas de km², apresentando espessuras consideráveis (até dezenas de metros), perfeitamente horizontais; são maciços, com estruturas características ("fiamme", etc.) geradas pelo colapso e orientação dos fragmentos pumíceos maiores. Geralmente, dominam os clastos médios e sobretudo finos; a maioria destes ignimbritos são, granulometricamente, tufitos. As rochas podem aparecer ora porosas, ora soldadas; no último caso, as unidades de fluxo apresentam zonalidade típica (base e topo pouco consolidados, parte central e central-inferior soldada: tufitos soldados). As características mais marcantes destes depósitos estão discriminadas na Tabela B-8 (ver também Figura B-4).

Depósitos semelhantes (pelo menos no tocante ao mecanismo) são os que se formam por ruptura de domos vulcânicos quando são expelidas massas incandescentes de lavas, que se misturam aos depósitos de talus e se movimentam por gravidade. Este tipo é muito semelhante ao tipo Merapi, de avalanche incandescente (MacDonald, 1972, p.150), causada pela expansão extrema dos domos, até que partes da crosta externa, semi-incandescentes, se desprendem e se movimentam por gravidade.

FIGURA B-4. Algumas feições características de ignimbritos. a) Estrutura eutaxítica em ignimbrito soldado com fragmentos alongados e orientados ("*fiamme*"), geralmente de pedra pomes colapsada, em matriz tufítica; notar a falta de estratificação e gradação. b) Estrutura maciça não orientada em ignimbrito não soldado (e.g., como os que se encontram no topo de unidades ignimbríticas). c) Visão esquemática de duas unidades de fluxo e resfriamento em ignimbritos soldados: observar a disposição colunar, característica sobretudo das partes centrais das unidades e a superfície perfeitamente horizontal (hidrodinâmica) da unidade superior. d) Efeito "inverso" de bomba em ignimbrito; o fragmento maior foi transportado pela corrente fluidizada, e a curvatura nas estruturas de fluxo indica o grau de colapso e de compactação ("deflação") da corrente, uma vez finalizada a movimentação (colapso ou "deflação" total: $h_2h_0 - h_1h_0$) (segundo Sheridan, 1979). e) Dois aspectos microscópicos da textura apresentada por ignimbritos; e₁ mostra estilhaços de vidro e fragmentos de cristais em ignimbrito não soldado; e₂ indica estilhaços deformados e estirados por efeito de compactação e fluxo, em ignimbrito soldado. f) Diferentes "porosidades" em correntes fluidizadas. (A) representa o estágio inicial de fluidização (fluxo de tipo inercial); (B) representa o estágio de corrente fluidizada "densa" (fluxo viscoso - inercial); (C) é o estágio de corrente fluidizada "leve", com fluxo viscoso. (Para discussão, ver Wohletz e Sheridan, 1979).

2. Depósitos freato-magmáticos de "maare" (depósitos de "*base surge*")

Esta é uma categoria de depósitos que só agora começa a ser explicada mais satisfatoriamente. Os "maare" são chaminés subcirculares a elípticas, geralmente de pequenos tamanhos (menos de 1 km de diâmetro), rodeadas por um anel topograficamente mais elevado, constituído de material tufáceo e lapillítico.

Os mecanismos que geram tais depósitos são ainda muito discutidos, mas existe consenso entre vários autores que se trata de uma categoria especial de "hidroexplosão" (cf. Tabela B-7; Stearns e MacDonald, 1946, cit. em Ollier, 1974). As explosões freato-magmáticas ocorrem quando magmas entram em contato com lençóis freáticos (Schmincke, 1974; Ollier, 1974; Parsons, 1969) e se caracterizam por apresentar uma sequência típica de eventos (Waters e Fisher, 1971): a) o aparecimento de uma coluna vertical de vapor branco, com pouco ou nenhum material sólido; b) subsequentemente, jatos pretos de partículas sólidas são ejetados radialmente, seguindo trajetórias balísticas; c) o processo culmina quando uma mistura extremamente turbulenta de vapor e ar eleva-se carregando partículas sólidas e, após seu colapso gravitativo, se expande radialmente como uma corrente de densidade, movimentada a alta velocidade.

Os depósitos de "maare" apresentam-se como camadas geralmente finas (centimétricas a decimétricas), com estratificação contínua (depósitos tipo manto), frequentemente lamina-

TABELA B-7

ERUPÇÕES FREÁTICAS

(Stearns e Macdonald, 1946, cf. Ollier, 1974)

1. Erupções submarinhas. Lavas entrando em contato com a água do mar e gerando explosões (construções de cones piroclásticos submarinhos; geração de fluxos piroclásticos submarinhos, lavas almofadadas; variolitos; etc.).
2. Erupções litorâneas. Explosões causadas pelo ingresso de derrames terrestres no mar (lavas almofadadas; cones litorâneos de material piroclástico gerados por brechamento de lava, etc.).
3. Erupções freáticas. Água subterrânea (ou de outro tipo, e.g., lagos) convertida em vapor, ao entrar em contato com ambiente vulcânico (explosões, com depósitos caóticos de material acessório e acidental; caso raro). Inclui também os casos de ingresso de água subterrânea em condutos com material lávico ou detritos quentes (Halemaumau, Hawaii).
4. Erupções freato-magmáticas. Água subterrânea, de lagos, etc., convertida em vapor pela proximidade de magmas; estes participam do evento (comparar com o item anterior) (depósitos piroclásticos de "maare"). Ollier (1974) recomenda utilizar "freático" e "freato-magmático" indistintamente, para englobar simultaneamente os dois fenômenos.
5. Erupções subglaciais. Lava se expandindo embaixo de geleiras (vulcões com topografia de crista ou "tableau"; etc.).

das; são características as formas antidunas e laminação cruzada de baixo ângulo. Litologicamente dominam os tufitos, os tufitos de lapilli, e lapillitos; as rochas são geralmente oligomícticas (Schmincke, 1974). Muito frequentes são também os lapilli de acreção, que são pisolitos pelo tamanho e estrutura interna concêntrica e que em geral raramente ultrapassam os 10-20 mm de diâmetro. Apresentam no núcleo geralmente fragmentos maiores (vítreos ou cristalinos), rodeados concentricamente por material muito fino. Formam-se preferencialmente em ambiente úmido. Alguns destes lapilli, com o núcleo vazio, geram-se provavelmente por acreção de partículas muito finas ao redor de gotas de chuva (ver Tabela B-8 e Figura B-5).

Alguns autores incluem nesta categoria também as explosões freáticas ou freato-magmáticas, as quais produzem brechas caóticas maciças polimícticas, com fragmentos angulosos principalmente acidentais e acessórios de tamanhos extremamente variados. Estas explosões não são acompanhadas pelo fenômeno de "base surge" (e.g., Parsons, 1969).

III.1.4. Brechas epigenéticas associadas a fenômenos vulcânicos (em parte, as brechas vulcânicas epiclásticas de Fisher, 1960b, 1966)

O termo de "brecha epiclástica vulcânica" foi proposto por Fisher (1960b) como denominação abrangente para englobar todas as brechas transportadas e depositadas por fenômenos epigenéticos (i.e., de transporte subaéreo) essencialmente

FIGURA B-5. Estruturas em depósitos de "base surge". Esquemático. a) Na parte inferior, observam-se depósitos horizontais laminados de tefra, sobre os quais encontram-se depósitos de "base-surge". Observar as formas antidunas, ascendentes, com laminação e estratificação cruzada de baixo ângulo (a sota-vento da forma antiduna); a seta indica a direção da corrente (segundo Schmincke, 1974). b) Formas antidunas sucessivas, cujas cristas se movimentam no sentido da corrente (ver seta); notar a laminação cruzada de baixo ângulo, e a tendência das lâminas e estratos de "subir" a topografia (segundo Fisher e Waters, 1970). c) Depósitos de tefra, na parte inferior; forma antiduna corta a estratificação cruzada de barlavento; por cima, depósitos de tefra e/ou de "base surge" (Fisher e Waters, 1970); d) Camadas de material tuftico, com estrato de lapilli acrecionais em matriz tuftica (textura "matrix-supported"); lapilli com estas estruturas concêntricas são considerados típicos de ambientes úmidos de deposição, e portando provavelmente indicadores característicos de depósitos colocados por "base surges" (ver texto; esquemático, segundo Fisher e Waters, 1970).

TABELA B-8
CARACTERÍSTICAS GERAIS DOS PRINCIPAIS DEPÓSITOS SUBAÉREOS DE ORIGEM VULCÂNICA

TIPO	CORPO GEOLÓGICO	TAMANHO E EXTENSÃO	ESTRUTURA	ESPESSURA	MERGULHO ORIGINAL	CLASTOS MAIORES	TEXTURA	POLI- OU OLIGOMICTICA	CLASTOS MAIORES	MATRIZ	VARIEDADES
Brechas de derrame	Derrames (associados a cones, etc.)	Centenas de m a km	Maciça, caótica; gradando vertical para lava maciça (centro do derrame)	Métrica (a dezenas de m)	Subhorizontal	Nenhuma seleção; angulosos, superf. lisa ou escoriçada irregular (resp. lava de blocos e tipo "aa")	"Clast-suppl." (por vezes, aglutinados)	Oligo	Vulcanita maciça ou escoriçada	Ausente ou pouco abundante	Derivadas de "aa" e pahoehoe: clastos escoriçados-irregulares; de lava de blocos: clastos maciços, fratura lisa. Típica brecha de derrame apresenta, na parte média, lava maciça não brechada; variedades totalmente brechadas podem representar frentes de derrame, ou lava já brechada no conduto (cf. texto)
Brechas de talus	Corpos irregulares, associados a domos (andesíticos, etc.)	Reduzida, dezenas a centenas de m	Maciça, caótica	Métrica	Moderado a baixo	Angulosos, desde ess. até acid.	De "clast-suppl." até "clast-matrix suppl."	Oligo até poli	Vulcanitas ess. e acess.	Frações distais, com matriz acess.; proximais, pouca ou nenhuma matriz	Por fluxo encosta abaixo, passa para lahar e incorpora maior quantidade de mat. acess. (e acid.)
Brechas de ajuste	Corpos estratiformes, associados a (ou gradando para) derr. andesíticos	Dezenas a centenas de m	Maciça, gradação para vulcanita maciça	Métrica	Baixo a Subhorizontal	Angulosos, todos ess., nenhuma seleção	"Clast-suppl."	Oligo	Fragmentos de vulcanito	Fragmentos maiores gradacionais até tamanhos da matriz	Aspecto irregular, blocos maiores de vulcanita maciça, sem rotação, mostrando estrat. contínuas (fluxo, etc.), gradando para zonas brechadas (Fig. B-2)
Tefra: brechas aerotransportadas (próximas a condutos)	Corpos irregulares estratiformes, associados a cones ou condutos	Dezenas a centenas de m, raramente km	Maciça, caótica, às vezes gradacional, estratificação muito grosseira	Metros a dezenas de m (unidade)	Moderado a alto	Angulosos até arredondados	"Clast-suppl."	Geralmente poli	Rochas vulcânicas ess. e acess. as vezes, também acid.	Geralmente subordinada, alterada	Associadas e/ou interestratificadas com lapillitos e tufitos e/ou derrames. Manifestações adicionais alteração, falhas, diques, etc.
Tefra: lapillitos e tufitos	Estratos e lâminas regulares associados (ou não) a cones, depósitos de manto	De centenas de m a dezenas de km	Maciça a laminada (unidade)	Lapillito: cm a dm; tufito: cm a mm (unidades)	Subhorizontal (depósitos de manto)	Angulosos; lapilli de acreção são arredondados	Lapillito, de "clast-suppl." até "matrix-suppl."	Oligo	Vidro, frag. de cristais ess.	Lapillito: as vezes, matriz tufítica	Efeito de bomba (Fig. B-3). Ausência de estr. cruzada (com estr. cruzada: dep. de "base surge" ou mat. retransportado). Estr. gradada inversa (dep. lacustres)
Depósitos de "maare": brechas (perto do conduto)	Corpos estratiformes	Reduzido (m) a centenas de m	Maciça, caótica	Métrica (unidade)	Subhorizontal	Angulosos até arredondados (freq., também lapillis acrecionais)	"Clast-matrix supported"	Oligo	Vidro, frag. alterado; frag. ess. e acess.	Tufítica	Associados a "maare". Gradações para depósitos mais finos de "base surge"
Depósitos de "maare": lapillitos e tufitos	Estratos regulares e lâminas (dep. de manto); parte distal de "maare" e condutos similares	Reduzido (centenas de m a km)	Estratificada-laminada; estr. cruzada	Mm., cm ou dm (unidade)	Subhorizontal	Angulosos até arredondados (freq. lapillis de acreção)	Lapillito: "matrix-suppl."	Oligo	Vidro, cristais; frag. ess.	Lapillito: matriz tufítica	Associados a "maares", etc.; lapillitos de acreção frequentes; formas antiduna nos tufitos; laminação cruzada de baixo ângulo (<15-10°) (Fig. B-5). Alternam com tefra
Ignimbritos	Estratos (os mais extensos não associados a cones)	Centenas de ms a dezenas de km	Maciça, Ignimbrito soldado, com zonalidade e disjunção colunas (Fig. B-4)	Métrica até dezenas de m (unidade)	Horizontal	Geralmente angulosos (Fig. B-4)	Clastos maiores "Matrix-suppl." (blocos e lapilli) em matriz fina (Fig. B-4)	Oligo	Pedra pomes, frag. de cristais, dominam frag. ess.	Ignimbrito ou matriz de lapillito: vidro e cristais	Avalanches de domo (com blocos em matriz fina; tipo Merapi, etc., cf. texto) Granulometricamente, dominam tufitos de lapilli e tufitos (Fig. B-4). Mier., estilhaços de vidro (orientados ou não). Freq. recristalizados, com vesículas, esferulitos, etc.
Lahar	Corpo estratiforme (partes distais de cones)	Centenas de m a dezenas de km	Maciça, com estr. gradacional grosseira, ou com clastos maiores no centro	Vários m (unidade)	Subhorizontal a baixo	Angulosos até arredondados	"Matrix-suppl."	Poli	Clastos vulc., desde ess. até acess.	Arenosa até silítica-argilosa; acid. ou acess. predominam	Gradações para brechas autoclásticas, de talus, etc., por um lado, e conglomerados, por outro. No estrato, as vezes canais com estr. cruzada. Interestratificado com derrames e depósitos fluviais

acess.: acessório; acid.: acidental; Br.: brecha; dm: decímetro; ess.: essencial; estr.: estratificação; estrut.: estrutura; frag.: fragmentos; freq.: frequentemente; gross.: grosseiramente; mat.: material; micr.: microcópico; Suppl.: supported; vulc.: vulcânico(s).

constituídas por fragmentos vulcânicos. Inclui, portanto, desde avalanches de encostas vulcânicas (lahars) até conglomerados com seixos de vulcanitos pré-existentes. O termo é extenso demais, já que incorpora rochas muito diferentes, tanto genética como estruturalmente (ver também Wright e Bowes, 1963; Parsons, 1969). Preferimos aqui restringirmos aos fenômenos que estão diretamente ligados ao vulcanismo. Um conglomerado com clastos de rochas vulcânicas, formado por erosão normal de cones vulcânicos e derrames pré-existentes, não deve ser considerada uma rocha "diretamente" ligada ao vulcanismo.

Depósitos lahâricos

Estes depósitos são, de longe, os mais importantes entre os aqui discutidos. O termo "lahar" define um depósito vulcânico transportado por água, no vernáculo da população da Indonésia (van Bemmelen, 1949, citado em Fisher, 1960c). Schmincke (1974) indica que a diferença essencial entre lahar e outros depósitos (e.g., brechas de encosta ou colúvio, brechas piroclásticas de fluxo, etc.) é que os primeiros derivam de correntes vulcânicas de densidade, onde o meio fluido é água líquida (e não, por exemplo, vapor como nas "base surges"). Os lahars são divididos, segundo o mecanismo de geração, em "quentes" e "frios" (Anderson, 1933; Fisher, 1960a; Schmincke, 1974). Os do tipo quente originam-se por erupções de lavas através de lagos, geleiras, ou simplesmente solos saturados em água. Nestes casos, formam-se misturas de água e material vulcânico ainda quente; porém já bastante resfriado, que deslizam como avalanches

(semelhantes a "mudflows"), incorporando material acessório como matriz. Os depósitos são de camadas maciças caóticas, muito mal selecionados; alguns autores indicam a presença de pequenas áreas com laminação de corrente (Parsons, 1969), enquanto que também são citados os casos de estratificação gradativa inversa, sobretudo nos depósitos mais distais (Parsons, 1969) e de concentração de clastos maiores na parte média do estrato (Schmincke, 1974, ver também Figura B-6). Os fragmentos maiores são geralmente todos vulcânicos, sobretudo na parte proximal, alcançando às vezes tamanhos consideráveis (métricos). A matriz é desde subordinada (frequentemente 25% ou menos) até predominante (cf. Figura B-6). A espessura da unidade se mantém por vezes constante por mais de 60 km. Encontra-se frequentemente madeira incorporada, às vezes carbonizada, outras petrificada (cf. Parsons, 1969; Schmincke, 1974; Fisher, 1960a).

Os "lahars" de tipo frio são também às vezes contemporâneos, ou penecontemporâneos, à erupção. Em parte, originam-se posteriormente, por deslizamento de encostas vulcânicas instáveis. Os depósitos de lahar frio apresentam características similares às dos lahar quentes e a distinção entre as duas categorias resulta difícil ou impossível, particularmente nos depósitos mais antigos. Por outro lado, a própria dinâmica do processo indica que um lahar, quente na sua zona de origem, pode facilmente converter-se em lahar frio à medida que avança. Existem evidências geológicas que sugerem que pelo menos parte do material brechado dos lahars é de origem intratelúrico (Lydon, 1968).

FIGURA B-6. Secção transversal de lahar. Maciço e arenoso na parte inferior, mostra na parte média clastos maiores em matriz siltica-arenosa; notar, neste exemplo, a tendência de concentração de blocos maiores no centro (por outra parte, feição pouco comum). Na parte superior, com o aumento na relação de líquido vs. clastos transportados, aumentam os fenômenos de turbulência e movimentação aquosa, produzindo estruturas e texturas características (estratificação cruzada, canais de erosão, etc.) A figura destaca adequadamente o complexo mecanismo de transporte e deposição que é característico das correntes de lama (reproduzido em Schmincke, 1974).

Os lahars constituem depósitos importantes na maioria das áreas caracterizadas por vulcanismo explosivo. Para um resumo de suas características, ver Tabela B-8.

III.2. Brechas subvulcânicas de conduto

Citam-se aqui dois tipos de brechas, que representam condições geológicas algo diferentes. Um desses tipos é o das brechas de conduto que exibem matriz ígnea (item III.2.1.). O segundo tipo apresenta brechas totalmente clásticas (item III.2.2.).

III.2.1. Brechas autoclásticas e xenolíticas de conduto (com matriz ígnea)

As brechas desta categoria localizam-se em condutos nos quais a atividade explosiva foi provavelmente nula ou inconsequente. Lavas que fluem no conduto formam às vezes *brechas autoclásticas de conduto*, por fragmentação de material essencial já sólido, cimentado posteriormente por lava intersticial que se resfria; este tipo parece restringir-se a lavas andesíticas e similares. Os mecanismos citados para gerar o autobrechamento intratelúrico são vários, porém todos eles relacionam-se, de uma ou outra forma, ao resfriamento do magma, eventualmente acompanhado de explosões locais ou vesiculação (cf. Maleyev, 1966). Provavelmente, várias das brechas autoclásticas supracrustais (ver item III.1.1.) adquirem as suas características já dentro do conduto, do qual saem expelidas como derrames fragmentados (Curtis, 1954; Parsons, 1969). Várias lavas de conduto apresenu

tam-se carregadas de *xenólitos* (acidentais ou acessórios), que, ao se resfriarem, convertem-se numa variedade de "*elastolavas*" com fragmentos colocados em matriz de rocha vulcânica (Maleyev, 1966); Curtis (1954) e Lydon (1968) sugerem que o autobrechamento é inerente ao mecanismo de resfriamento (em domos, ou até intratelúrico) de lavas viscosas. Muitas destas brechas, sobretudo as autofragmentadas, reconhecem-se facilmente em amostra de mão, mas as diferenças entre clastos e matriz tendem a se tornar indistintas ao microscópio.

Em geral, estas brechas são variedades de agmatitos, aos quais devem ser comparados (cf. item III.3.1. para caracterização e classificação; Tabela B-10). É interessante a observação que os "agmatitos" são subordinados ou inexistentes nos diatremas e outras manifestações vulcânicas que se formam predominantemente a partir de explosões (cf. item III.2.2b).

III.2.2. Brechas de conduto, resultantes de fenômenos explosivos

Estas brechas caracterizam-se por constituir diatremas vários (quimberlíticos, de "maare", etc.) e os condutos mineralizados de brecha. Do ponto de vista estrutural, distinguem-se dois tipos diferentes de depósitos intra-conduto, não sempre representados em todos os diatremas: os depósitos estratificados (por ex., material aerotransportado depositado ou redepositado na chaminé) e as brechas propriamente intratelúricas.

III.2.2a. Brechas estratificadas de conduto e depósitos associados

A maioria dos diatremas e chaminés pouco erodidos ("maare", condutos de quimberlitos, etc., cf. Hawthorne, 1975) apresenta na parte superior de seus condutos uma cobertura de depósitos piroclásticos retrabalhados. Encontram-se assim conglomerados, arenitos e limolitos vários, constituídos essencialmente por produtos ejetados, com indicações de deposição por agentes fluvio-lacustres (discordâncias, canais de erosão, etc.; ver Figuras B-12 e B-13, abaixo). Os diatremas de "maare" apresentam a maior parte do conduto preenchida por depósitos tufíticos e brechóides, com estratificação subhorizontal (e.g., Montana, USA; Hearn, 1968), às vezes retrabalhados por agentes fluviais (condutos de Fifeshire, Escócia; Francis, 1970). Estas evidências sugerem que essas camadas estratificadas são em parte depósitos de retorno ("fall-back deposits"; Figura B-7) que, ao longo da história do conduto, estiveram submetidos à subsidência por vezes considerável (mais de 1300 m em Montana, Hearn, 1968). O mecanismo de subsidência converte-se então em parte essencial da dinâmica que se opera durante a formação do conduto (Figura B-7). Algumas observações geológicas feitas em diatremas de "maare" e quimberlíticos, em parte sustentadas também por evidências de laboratório, sugerem explicações algo mais complicadas que as meramente ligadas ao "retorno" de material piroclástico aerotransportado (ver item III.2.2b; Woolsey et al., 1975; Lorenz, 1975).

FIGURA B-7. Depósitos piroclásticos de retorno (tipo "fall-back"). Parte do material que preenche o conduto é formado por retorno dos fragmentos piroclásticos aerotransportados (para mecanismos alternativos, ver discussão no texto). As setas indicam as áreas com predomínio de movimentos de subsidência e aquelas nas quais se produz movimentação ascendente.

III.2.2b. Brechas intratelúricas de conduto

Aborda-se o tema das brechas de conduto identificando vários grupos diferentes do ponto de vista geológico e estrutural, e cujas características, a juízo do autor, correlacionam-se bastante estreitamente com possíveis mecanismos formadores (não necessariamente conhecidos em detalhe!). Suplanta-se assim aqui a visão generalizadora que normalmente predomina na literatura, por um esforço de introduzir uma sistemática precisa na nomenclatura das brechas de conduto.

Na literatura, utilizam-se geralmente nomes mistos de tipo genético-geológico, para se referir às brechas de conduto (e.g., "brecha de colapso"). Embora este hábito seja pouco satisfatório, é difícil fugir dele, e até pouco conveniente: com efeito, já se indicou acima que, para o autor, as brechas de conduto são muito variadas e a cada possível mecanismo gerador correspondem também características petrográficas e geológicas próprias.

Do ponto de vista geológico, diferenciam-se imediatamente dois tipos contrastados, as intrusivas e as não intrusivas.

a) Brechas não intrusivas do conduto

Estas brechas intratelúricas caracterizam-se por não evidenciar relações intrusivas com as rochas encaixantes. Dis

tinguem-se aqui três tipos diferentes, geológica e geneticamente interligados entre si: as brechas de colapso, as brechas de fragmentação, e as zonas "craquelêes".

1. Brechas de colapso

Um primeiro tipo de brecha de conduto apresenta-se geralmente colocada na parte marginal ao conduto, com fragmentos que são a amostragem da litologia das rochas encaixantes; estão normalmente constituídas por fragmentos angulosos e não possuem matriz. As características gerais, que aparecem resumidas nas Tabela B-9, são compatíveis com mecanismos de colapso. Várias são as propostas já citadas na literatura, que se mencionam a seguir:

A) "lasqueamento" ("spalling"), gerado pela diferença entre a pressão litostática na rocha encaixante, e a pressão menor que atua no conduto (em parte, exagerada pelo "efeito Venturi", que reduz ainda mais a pressão no conduto, por efeito dos gases que escapam para a superfície); Gates, 1959, discute os fenômenos de "spalling" descritos em túneis e minas profundas.

B) explosões controladas pela expansão de gases magmáticos (Rust, 1937; cf. discussão em Gates, 1959).

C) explosões de gases (e água!) que se encontram nos poros das rochas excaixantes e se expandem violentamente, após

TABELA B-9

CARACTERÍSTICAS GERAIS DAS BRECHAS EXPLOSIVAS INTRATELÓRICAS DE ORIGEM VULCÂNICA

TIPO	COFFO GEOLÓGICO	TAMANHO E EXTENSÃO	ESTRUTURA	COLOCAÇÃO ORIGINAL	CLASTOS MAIORES	TEXTURA	POLI- OU OLIGOMÍCTICO	COMPOSIÇÃO DOS CLASTOS MAIORES	MATRIZ E/OU CIMENTO	VARIÉDADES	COMENTÁRIOS
Brecha de colapso	Presenchimento de conduto, corpos apr. cilíndricos, irregulares.	Horizontal: m a dezenas de m Vertical: m a centenas de m.	Maciça, caótica	Subvertical	Angulosos (gradando para arredondados), nenhuma seleção	"Clast-suppl." a "clast-matrix suppl."	Oligo (litologia das zonas vizinhas do conduto)	Fragmentos de rochas do conduto	Ausente ou pouco abundante; cimentada por mineralizações		Gradando para brechas de fragmentação e "aglomerados" intrusivos. Partes centrais e/ou marginais de condutos (ver texto e Figura B-15)
Brecha de fragmentação ("shatter")	Partes marginais de conduto: lâminas, diques, corpos irregulares, etc. Às vezes diques, etc. isolados.	Horizontal: poucos m. Vertical: poucos m. até centenas de m.	Maciça	Subvertical	Angulosos, nenhuma seleção	"Clast-suppl.", clastos pouco movimentados	Oligo (litologia da rocha encaixante)	Fragmentos de rochas encaixantes	Ausente ou escassa		Aspecto "espinhoso" no afloramento. Gradação para brechas de colapso e zona "craquelée"
Zona "craquelée"	Diques, lâminas, etc. irregulares, isolados ou partes marginais de condutos.	Horizontal: cm a m. Vertical: cm até centenas de m	Maciça	Subvertical	Angulosos	Praticamente sem movimentação de clastos	Oligo	Fragmentos de rocha encaixantes	Ausente		Gradação para brechas de fragmentação. Aspecto "espinhoso" em afloramentos
Brechas intrusivas tufisíticas, tufisitos	Formas irregulares-cilíndricas; parte central de condutos	Horizontal: m a dezenas de m (raramente, poucas centenas de m). Vertical: centenas de m a vários km	Irregular-maciça, às vezes com estruturas verticais-irregulares de fluxo	Subvertical	Subangulosos, angulosos até arredondados, pouca ou nenhuma seleção	Brecha tufisítica: "Matrix-suppl." a "clast-matrix suppl."	Poli (litologias variadas)	Fragmentos ess. (vidro, vulcanitas), acess. e acid.	Brecha tufisítica: matriz de tufito (cf. aglomerados)	"Satélites" em rochas encaixantes: lâminas, "pebble dikes", diques	Relações intrusivas com outras rochas. Estrut. caótica: blocos enormes associados a mat. fino. Grosseira zonali- dade horiz. (Figuras B-11 e B-12)
Agglomerados e brechas intrusivas	Formas irregulares-cilíndricas; parte central de condutos	Horizontal: m a dezenas de m. Vertical: centenas de m	Irregulares-maciça	Subvertical	De angulosos até arredondados (que predominam nos aglomerados de conduto)	"Clast-matrix suppl." a "clast-suppl."	Poli (porém com preferência por litologia das rochas do conduto)	Dominam frag. acess. (rochas do conduto)	Escassa, de fragmentos menores; cimentada por mineralizações (cf. tufisito)	Provavelmente, gradações para brechas (tufisíticas) (ver texto)	Relações intrusivas com outras rochas. Gradação para brechas de colapso e de fragmentação

Para abreviações, ver Tabela B-8

fase de compressão pela passagem da onda explosiva que abre o conduto (no caso da água, ocorre sua conversão quase instantânea em vapor por efeitos térmicos e conseguinte brechamento das paredes do conduto) (Rust, 1937; cf. também Biondi, 1979).

D) exsolução de água no magma, que se concentra como "megabolha" na parte superior da câmara magmática, e subsequente criação de espaço vazio, sujeito a colapso, após esvaziamento por migração da água para as rochas encaixantes (Norton e Cathless, 1973).

E) processo de brechamento e fluidização de magma (e rocha) com posterior "implosão" das paredes do conduto (com a geração de brecha que pode ser mobilizada posteriormente por novas fluidizações) (Biondi, 1979).

F) Corrosão e solubilização de rochas pré-existent^{tes} fraturadas, por soluções hidrotermais e posterior colapso e mineralização ("mineralization stoping", Locke, 1926; cf. também Bryner, 1961, 1968).

Das causas citadas, as que parecem geologicamente mais prováveis são a A), a C) e a E). Provavelmente, brechas de colapso formam-se por combinações de processos.

Existem amplas evidências geológicas mostrando que as brechas de colapso são uma categoria importante de brechas intratelúricas. Relações geológicas extremamente claras são

mostradas por um conjunto de condutos de brechas no Chile central e setentrional (Sillitoe e Sawkins, 1971). Os condutos cortam granodioritos, e apresentam uma zona interna brechada, com clastos angulosos e irregulares, sem matriz, cimentados por quartzo e vários outros minerais (turmalina, sulfetos, etc.). A rocha encaixante, na imediata vizinhança do conduto, encontra-se quebrada por um sistema concêntrico de fraturas paralelas às paredes do conduto; este fenômeno é chamado de "laminação" ("sheeting", Sillitoe e Sawkins, 1971), e é interpretado como a resposta da rocha encaixante a processos de colapso (ver também discussão dos fenômenos de compressão-descompressão, item 3 desta seção). No conduto, o teto colapsa formando um caótico conjunto de blocos, enquanto que das paredes desprendem-se tanto lâminas como blocos irregulares. Observações de detalhe mostram que os condutos apresentam complexa história de colapso, registrada pela presença de vários sistemas de fraturas grosseiramente concêntricas (Figura B-8).

A Figura B-9 mostra uma seção interpretativa através deste tipo de conduto (Sillitoe e Sawkins, 1971).

Um resumo das principais características destas brechas é apresentado na Tabela B-8.

FIGURA B-8. Vários sistemas de fraturas concêntricas, ao redor de condutos, Chile. A figura mostra a complexidade dos mecanismos de fraturamento periférico ("laminação") em condutos mineralizados de colapso. Linhas cheias: fraturas verticais; tracejadas: fraturas com mergulho moderado. (Segundo Sillitoe e Sawkins, 1971).

FIGURA B-9. Secção esquemática interpretativa de condutos de colapso, Chile. No teto (zona A) observa-se apenas diaclasamento e fraturamento concêntrico (não representado). (B) representa uma zona com blocos levemente movimentados e caoticamente fraturados (zona "craquelêe" até brecha de fragmentação). A zona (C) é de colapso (em partes, com fragmentos laminares deslocando-se da parede do conduto até o centro, por escorregamento). A zona (D) é a mais fortemente mineralizada, e afetada por substituição de fragmentos pela neo-mineralização. Ao redor do conduto, a zona de laminação (E) (Segundo Sillitoe e Sawkins, 1971).

2. Brechas de fragmentação ("shatter breccias")

Um tipo muito comum de brecha é aquele formado exclusivamente por fragmentos angulosos de rocha encaixante, geralmente colocados na periferia do conduto. Esta brecha é oligomítica, com pouca ou nenhuma matriz, e passa gradativa ou bruscamente à rocha encaixante maciça. As evidências geológicas mostram que estas brechas formam-se praticamente in situ, observando-se apenas leve movimentação ou rotação dos clastos. A sua formação está intimamente ligada ao das brechas de colapso, já que o mecanismo de colapso exige um ajuste mecânico que se propaga até às rochas vizinhas ao conduto; o fenômeno de "laminação" (Figura B-8), é apenas uma das consequências deste ajuste. O aparecimento das "lâminas" e zonas mais irregulares de fratura não sujeitas a colapso direto pode ser considerada uma condição precursora para que, por intensificação e repetição dos ajustes mecânicos (e.g., através de várias erupções sucessivas) toda a zona se converte em brecha. Entretanto, a mobilização dos fragmentos é escassa, apenas se observando alguma "abertura" e rotação dos clastos. Estas brechas podem se converter em precursoras das brechas de colapso, particularmente as que se localizam nas áreas imediatamente vizinhas ao conduto. Assim, cabe esperar todas as transições estruturais e texturais entre uma brecha de colapso e as que aqui são descritas (como, por outra parte, o sugere a Figura B-9).

Para estas brechas, propõe-se aqui o nome coletivo de "brechas de fragmentação", (M.V.Coutinho, com. pessoal),

uma tradução tentativa adotada para o equivalente inglês "shatter breccias", já extensamente utilizado na literatura (embora de maneira não sistemática e não necessariamente neste contexto). As características mais salientes das brechas de fragmentação resumem-se na Tabela B-9.

3. Zonas "craquelêes" (zonas "quebradas")

Intimamente associado aos dois tipos anteriores de brechas, encontram-se conjuntos litológicos claramente brechóides, de pouca extensão e que se localizam nas partes periféricas dos condutos, inteiramente em rocha encaixante. Trata-se de zonas intensamente fraturadas, com geometrias às vezes bem definidas (e.g., lâminas ou "diques" de alguns m de extensão, e poucos cm de espessura). A rocha encaixante está aqui quebrada em fragmentos centimétricos, angulosos; inexistente matriz, e são frequentes espaços vazios entre os clastos. Entretanto, a movimentação relativa dos clastos é escassa ou nula. Estes corpos brechóides são típicos acompanhantes de fenômenos explosivos e seu mapeamento sistemático (em afloramentos de superfície) pode servir de eventual guia para a localização de condutos. Para estas "brechas" propõe-se o nome de zonas "craquelêes" (zonas "quebradas"). Em parte, não são mais do que estágios prévios para a geração de brechas de fragmentação (ver item anterior).

O mecanismo produtor das zonas "craquelêes" está intimamente ligado ao que gera as brechas anteriormente discutidas. As rochas encaixantes, por fora dos limites imediatos do

conduto, estão sujeitas à propagação de ondas compressivas (durante a explosão) após o que segue-se imediatamente uma etapa de descompressão. Criam-se portanto, nos locais afetados (Figura B-10), áreas sujeitas à compressão e descompressão sucessivas. Embora seja necessária uma confirmação quantitativa da importância destes fenômenos, sugere-se que nestas áreas atuam esforços que fraturam intensamente a rocha encaixante, gerando uma "brecha" com fragmentos de pequenas dimensões que, entretanto, mostrarão poucos sinais de movimentação (ver Tabela B-9).

Algumas jazidas citadas na literatura (do tipo "stockwork") assemelham-se a zonas "craquelêes" mineralizadas. A faixa mineralizada de Cactus, na região do São Francisco, Utah, por ex., corresponde a um corpo subvertical de brecha, aparentemente sem relação nenhuma com condutos. Está colocado em monzonito, e tem espessura irregular (máxima de 30 m). A parte inferior é aparentemente gradacional para rocha ígnea maciça. Dominam os blocos angulosos, que nas partes superiores tornam-se parcialmente arredondados. A movimentação relativa dos blocos entre si é mínima ou inexistente (Locke, 1926).

A identificação dos três tipos de brechas *não intrusivas* de conduto sugere uma grosseira zoneografia, indicada esquematicamente na Figura B-10. Assim, as zonas "craquelêes" dominam nas partes distais, enquanto que no conduto em si localizam-se, eventualmente, possíveis brechas de colapso. Na zona intermediária, especialmente nas paredes do conduto, encontram-se as brechas de fragmentação.

FIGURA B-10. Zonas "craquelêes", localizadas ao longo de faixas de compressão e descompressão (indicadas com linhas tracejadas; ver texto). De maneira esquemática, indica-se também a localização das diversas brechas geradas por descompressão. (A) é zona de colapso (o próprio conduto) enquanto que as brechas de fragmentação formam-se preferencialmente no local (B). As zonas "craquelêes" encontram-se mais afastadas do conduto. Numa visão dinâmica do processo, as zonas "craquelêes" transicionam textural e estruturalmente para as brechas de fragmentação; considerações idênticas valem para estas últimas e as brechas de colapso. Comparar a zonalidade nesta figura, com a que apresentam as brechas dos condutos das Figuras B-9 e B-14.

Estes importantes tipos de brechas relacionam-se assim entre si diretamente por meio de mecanismos de compressão e descompressão (e eventuais colapsos).

β) Brechas intrusivas de conduto

Estas brechas intratélúricas, contrariamente às anteriores, são rochas onde a litologia dos fragmentos, e as relações geológicas, mostram claramente transporte *ascendente* do material brechado; as relações com as rochas encaixantes (por vezes também outras brechas) são claramente intrusivas. Diferenciam-se aqui, sobretudo por motivos texturais, dois tipos. O primeiro é o conjunto das *brechas tufisíticas*, com clastos desde angulosos a arredondados, e matriz predominante ou pelo menos abundante. O segundo tipo ilustra-se com os importantes *aglomerados* de conduto, constituídos essencialmente de clastos arredondados a subarredondados, geralmente de tamanhos decimétricos ou superiores, com pouca matriz. O primeiro tipo encontra-se tipicamente nos condutos de quimberlitos e de "maare", enquanto que o segundo é frequentemente descrito em condutos mineralizados com sulfetos. As diferenças genéticas entre os dois tipos são provavelmente só de grau.

4. Brechas intrusivas tufisíticas e tufisitos

Hans Cloos (1941) propõe um processo de transporte de clastos, de formas e tamanhos muito variados, em uma emulsão de gases, eventualmente também com a participação de magma

fragmentado, submetido a processos de vesiculação e resfriamento (ver também ignimbritos). Com este processo, Cloos explica a co locação de material caótico nos condutos da Suabia, Alemanha; as rochas assim constituídas são chamadas por Cloos de "tufisitos" (tufitos intrusivos) de forma a diferenciá-las dos tufitos aero-transportados. O processo de transporte e deposição é semelhan-te ao processo industrial de "fluidização", ao qual foi relacio-nado (Reynolds, 1954). Este mecanismo é geralmente utilizado pa-ra acelerar as reações químicas entre partículas e gases, e consiste na injeção de gás numa camada horizontal de material finamente fragmentado. A baixas velocidades de corrente (da ordem de 0,3 cm/seg. para partículas de 40 micras), o gás simplesmente impregna a camada de pó. A velocidades pouco maiores, a camada se expande; as partículas começam a perder contato entre si, por estarem isoladas por envoltórios de gás. O aumento ainda maior de velocidade (até aproximadamente 30 cm/seg, para partículas de 40 micras) é acompanhado pela formação de bolhas de gás, que agi-tam violentamente as partículas ao se propagarem verticalmente. Nesse momento, a camada ainda continua horizontal, porém já apre-sentando aspecto borbulhante pela vibração introduzida pelas bo-lhas. A velocidades ainda superiores, as bolhas começam a trans-portar as partículas, e a camada começa a se deslocar (Reynolds, 1954).

Mecanismos semelhantes a este explicam porque uma massa de fragmentos pode se comportar como um fluido extremamen-te móvel, invadindo até fraturas finas por dezenas de metros. Cloos (1941) mostrou, nos seus estudos dos diatremas de Suabia,

que o processo provavelmente começou como corrente de fragmentos de gases (*corrente fluidizada*, na terminologia atual) invadindo fraturas e erodindo-as, por causa do poder erosivo dos fragmentos fluidizados. O conduto amplia-se, assim, através de um verdadeiro processo auto-erosivo. Paralelamente, a massa fluidizada penetra nas fraturas que circundam as paredes do conduto, ampliando-as e separando, das paredes, grandes blocos de rocha encaixante. Na imagem de Cloos, esses blocos (restritos à zona externa do diatrema) literalmente flutuam na corrente fluidizada, na qual descem lentamente por gravidade, sem no entanto rotar ou se movimentar caoticamente; explica-se assim porque a maioria dos grandes blocos marginais aparecem no conduto em níveis muito inferiores aos estratigráficos, sem mudanças relativas na orientação de suas estruturas internas (estratificação, etc.). Na parte superior dos condutos, preservam-se tufitos estratificados, que aparecem frequentemente com camadas de lapillitos acrecionais (pisolitos); às vezes, blocos isolados destes depósitos são observados em níveis mais profundos, aos quais descem por subsidência. Os tufisitos exibem às vezes clara orientação granulométrica e linhas verticais de fluxo.

A estrutura dos diatremas dos quimberlitos da África do Sul é bastante conhecida, em função dos muitos exemplos já estudados (Hawthorne, 1975); uma reconstrução geral de um diatrema típico (Figura B-11) mostra características similares às indicadas acima. Encontra-se uma parte central, de aspecto caótico, dominada por rocha tufisítica (mais ou menos brechóide), na qual os fragmentos maiores são de dimensões moderadas (máximo

FIGURA B-11. Secção interpretativa geral de um conduto quimberlítico sulafricano. (A) indica os depósitos de "base-surge" que formam a elevação topográfica ao redor da cratera original (geralmente, área não preservada). (B) assinala o material retrabalhado depositado na cratera (areias, limo, cascalho) por agentes fluviais e lacustres. (C) mostra as brechas caóticas com blocos enormes em matriz tufística. (D) representa os tufisitos centrais do conduto, mais ou menos brechóides; observar a grosseira zonalidade horizontal, com os blocos maiores concentrados perto da parede do conduto. Na parte inferior, destacam-se brechas tufisíticas intrusivas, polimícticas, com fragmentos de litologias variadas (xenólitos do manto, encaixantes etc.). (Segundo Hawthorne, 1975). Ver também texto.

de algumas toneladas) e uma zona externa onde se encontram blocos às vezes enormes de rocha encaixante, colocados em matriz tu fisítica.

Estes blocos maiores podem ser correlacionados à coluna estratigráfica das paredes do conduto e mostram subsidência de às vezes centenas de metros. Enquanto que na parte externa, o movimento global é de subsidência, na interna encontram-se, além de blocos menores de rocha encaixante, também outros que foram trazidos de grandes profundidades (xenólitos do manto, etc.). Novamente se observa que o mecanismo de preenchimento e formação do diatrema envolve complexa movimentação: ascendente na parte interna, descendente na parte externa do conduto.

O mesmo esquema é aplicado para explicar a estrutura interna dos *diatremas dos "maare"* (ver também item III.1.3.). Na Figura B-12, é apresentado um modelo estrutural deste tipo de diatrema, aplicável para as ocorrências da França e da Alemanha (Lorenz, 1974). As primeiras manifestações explosivas formam um conduto estreito, supondo-se então que a rocha encaixante se desprende das paredes por dois processos, à medida que avança a cons trução do diatrema: "spalling" e desprendimento de lâminas e cu nhas maiores por instabilidade gravitativa (Figura B-12). Forma-se assim uma zona externa, dominada litologicamente por rocha en caixante em subsidência. Na parte central, manifesta-se a corrente fluidizada, carregando fragmentos de rochas encaixantes e magma resfriado, com água ou vapor de água atuando como veículo fluidizante. O material se deposita na superfície, sobretudo a-

FIGURA B-12. Conduto de "maare". Na parte superior do conduto (A) depósitos retrabalhados de "maare" (depósitos fluviais e lacustres). No interior, subsidência de depósitos estratiformes de maare (B), cortados por condutos tufisíticos (C). Observar a subsidência lateral de blocos de rochas encaixantes. Na parte inferior, (E) rocha vulcânica. (D) é rocha encaixante. (Segundo Lorenz, 1975).

través de "base surges". Este processo retira constantemente material do fundo do conduto, depositando-o na superfície; paralelamente, amplia-se o conduto, com as partes mais externas sendo constantemente rebaixadas e, eventualmente, expelidas quando situadas no fundo do conduto. A subsidência atinge, em determinado momento, também os depósitos superficiais do "maare", que vão se perder no conduto. Explica-se assim uma das características mais notáveis desta estrutura: o anel externo com blocos deslocados de rocha encaixante, e a parte interna com predomínio de tufitos e lapillitos estratificados subhorizontalmente cortados por condutos estreitos de brechas caóticas. Nestes casos, então, os depósitos estratificados encontrados no conduto não são o resultado de uma deposição do tipo "fall - back", como sugerido anteriormente, mas devem ser explicados por mecanismos de subsidência de depósitos de "base surge".

O fenômeno de formação de diatremas por fluidização foi pesquisado experimentalmente por Woolsey et al. (1975). Ar injeta-se verticalmente em cubas experimentais, preenchidas por material clástico de composições variadas e tamanhos, colocado como camadas horizontais. Quando a velocidade do ar alcança valores apropriados, começa a agitação dos clastos, com formação de bolhas ascendentes. Formam-se células de convecção no material, nas quais as partículas ascendem na parte central do conduto fluidizado, e descem na parte periférica (Figura B-13a). Este estado não se mantém por muito tempo, já que culmina geralmente quando a corrente fluidizada atinge as camadas superficiais e as atravessa por meio de explosões. Em alguns casos, a corrente

FIGURA B-13. Experiências de fluidização em laboratório. a) Injeta-se ar sob pressão na parte inferior da cuba, preenchida previamente com material pouco consolidado colocado em camadas. Geração de dois condutos, sem saída do ar para o exterior neste estágio. Observar o movimento das partículas no conduto mais desenvolvido. A pressão de ar forma uma "câmara de ar" (indicada pela seta) e o soerguimento das camadas superiores algo plásticas, com aparecimento de fraturas concêntricas e radiais. b) Estágio mais avançado, com o conduto secundário desativado. Observa-se a formação de uma "cratera" superficial, com um anel topográfico formado por partículas expelidas; paralelamente, processa-se a subsidência das paredes do conduto. c) Conduto já bem desenvolvido, preenchido por material estratificado da cratera, que é levado para níveis inferiores por subsidência. A coluna ascendente de ar movimenta-se pela parte central do conduto (pontilhado) (ver texto). (Segundo Woolsey et al., 1975).

fluidizada forma subsuperficialmente uma câmara de ar (Figura B-13a), curvando as camadas superiores. Esse domeamento registra-se às vezes na superfície, através de fraturas em anel e radiais (Figura 13a), quando, por exemplo, a camada superficial era uma lâmina de material mais consolidado (e.g., silte semiconsolidado). Uma vez formado o diatrema, observa-se claramente a circulação vertical ascendente na parte central, com ejeção e deposição de material aerotransportado, tanto dentro como fora da cratera, mostrando-se pequena elevação topográfica em anel (Figura B-13b, c). A perda de material por ejeção é compensada por material da parte periférica, que desce por mecanismos de subsidência (colapso das paredes do conduto e esmagamento dos blocos, Figura B-13b, c). Em parte, o material estratificado da cratera também está submetido à subsidência (Figura B-13c). Esta estrutura gerada em laboratório é muito semelhante à que se observa em muitos diatremas. Observe-se que neste caso a parte interna (Figura B-13c) do conduto é preenchida com material levemente estratificado, cortado por condutos estreitos sem estratificação e constituídos por material algo mais grosseiro: o primeiro representa os depósitos estratificados da cratera, rebaixados por subsidência, enquanto que os condutos são as vias de movimentação ascendente do material fluidizado, que arrasta preferencialmente fragmentos mais finos.

Lorenz (1975) sugere que o material estratificado (rebaixado por subsidência) e as rochas encaixantes, podem ser reciclados várias vezes pelas correntes fluidizadas. Uma vez que o material rebaixado atinge por subsidência profundidades a-

dequadas (e.g., o fundo do conduto), estará sujeito a transporte ascendente e conseqüente atrito por parte de correntes fluidizadas. Neste caso, o material a ser transportado (seja rocha encaixante, seja depósito estratificado da cratera) perde a sua estrutura interna e os fragmentos diminuem de tamanho por atrito. Segundo este modelo, os diatremas que se apresentam com o conduto preenchido por depósitos estratificados representam um estágio relativamente "jovem". Deste estágio inicial, passar-se-ia para outro posterior com condutos preenchidos por tufisitos caóticos. Representantes do primeiro grupo são os diatremas dos maare (cf. modelo estrutural da Figura B-12), e os de Montana (cf. Hearn, 1968), enquanto que os do segundo grupo estão representados pelos diatremas quimberlíticos da África do Sul (cf. Figura B-11) e pelos da Suabia descritos por H. Cloos.

As causas para que um diatrema apresente-se com uma ou outra configuração podem ser das mais variadas. Só é possível especular-se sobre elas. Parece no entanto que a presença de tufisitos caóticos é favorecida por fluidizações muito enérgicas (ou por fenômenos de fluidização várias vezes repetidos), enquanto que os diatremas do tipo "maare" provavelmente são formados preferencialmente sob um regime menos enérgico de fluidização (ou poucas repetições do mesmo fenômeno).

O resumo das características principais destes depósitos consta da Tabela B-9 .

5. Aglomerados intrusivos e brechas associadas

Este tipo litológico caracteriza-se pelas relações de discordância com outras rochas; predominam nestas "brechas" os clastos subarredondados ou arredondados. Trata-se essencialmente de uma "brecha" de blocos, por ser a matriz subordinada; outras vezes, quando falta a matriz, os blocos apresentam-se cimentados por mineralizações posteriores ou contemporâneas. São brechas centrais ao conduto, geralmente polimícticas, contendo tanto fragmentos das rochas que afloram nas paredes do conduto, como litologia de níveis inferiores e superiores (cf. Tabela B-9).

Encontram-se na literatura várias descrições de de p^ositos semelhantes. Em Copper Basin, Arizona, observa-se um conjunto de pequenos condutos cilíndricos (de 50 m até uns 200 m de diâmetro) de brecha mineralizada, que cortam rochas precambrianas intensamente fraturadas (em parte também mineralizadas ao longo de fraturas). A estrutura dos condutos mostra uma zona externa de espessura variável (de poucos cm a 3 m) com brecha constituída por clastos angulosos, colocada praticamente in situ (brecha de fragmentação, na nomenclatura do presente trabalho), em parte com algumas indicações de pequena subsidência. Esta zona externa está nitidamente cortada por uma zona interna de aglomerado polimíctico; os blocos estão cimentados por quartzo e sulfetos, com claros sinais de mobilização ascendente (Johnston e Lowell, 1961; ver estrutura dos condutos na Figura B-14).

FIGURA B-14. Secção esquemática de condutos de brecha, Copper Basin, Arizona (segundo Johnston e Lowell, 1961). A rocha encaixante encontra-se intensamente diaclada, passando rapidamente para brechas de fragmentação, com clastos angulosos, e pouca ou nenhuma movimentação relativa dos fragmentos; a zona interna do conduto é constituída por blocos geralmente arredondados, com pouca ou nenhuma matriz, e cimento mineralizado.

O mecanismo de colocação destas brechas e aglomerados é pouco conhecido. O caráter arredondado dos fragmentos, bem como sua natureza polimíctica, indica transporte e atrito mecânico (e térmico?), enquanto que a quantidade subordinada de matriz (ou até sua ausência) sugere que estas brechas são diferentes dos típicos tufisitos. O conjunto destas características sugere, como provável origem, o retrabalhamento de brechas anteriores de colapso através de fluidizações e/ou explosões (cf. Biondi, 1982, para um esquema proposto para quimberlitos). Aos blocos inicialmente formados por colapso, juntam-se fragmentos trazidos de níveis inferiores; paralelamente, os fragmentos menores são retirados do sistema por explosões e/ou fluidizações intensas. O processo repete-se várias vezes, durante a formação do conduto (Figura B-15).

III.2.2c. Relações entre brechas intrusivas e não intrusivas de conduto.

As evidências geológicas mostram que os vários tipos de brechas de conduto estão relacionados geneticamente entre si; veja-se, por exemplo, os condutos de Copper Basin (Figura B-14). Salienta-se também, por outra parte, a importância dos fenômenos de fluidização para a geração de vários condutos ("maare", quimberlíticos, etc.). Fluidizações de pouca energia, supostamente atuantes na gênese dos "maare", preenchem o conduto com material estratificado, através de uma combinação de movimentação ascendente central e subsidência lateral, enquanto que os depósitos caóticos dos condutos de Suabia explicar-se-iam por flui

FIGURA B-15. Formação de aglomerados (brechas) intrusivas de conduto (do tipo das de Copper Basin, ver figura B-8). a) Formação de brechas de colapso, por algum dos mecanismos citados no texto; tipo "clast-supported", com fragmentos angulosos. b) O conduto se alarga, com novos eventos explosivos; continuam os fenômenos de colapso, porém agora restritos à parte periférica; ao mesmo tempo, os fragmentos da zona central são retrabalhados por processos de atrito mecânico e/ou térmico (exfoliação térmica). O processo pode ser controlado por correntes fluidizadas de intensidade variável (e.g., violentas no início da etapa, diminuindo de intensidade no final). Cada um destes eventos é visualizado como o gerador de movimentos de val-e-ven nos fragmentos, com movimentação ascendente durante a fase mais violenta (e consequente transporte para cima dos fragmentos) seguido de colapso e subsidência durante a fase final de ajuste. c) Estágio mais avançado do anterior, com o conduto alargado por repetição dos fenômenos descritos em b). Neste estágio, um evento explosivo pode se manifestar na parte central, abrindo assim um novo conduto central (ver Figura B-13c) no qual se colocam brechas intrusivas de idade diferente das anteriores (ver também Biondi, 1982).

dizações de energias maiores.

Biondi (1982) apresenta um modelo de "ciclo completo", para explicar os condutos quimberlíticos; gera-se primeiramente um conduto de brechas caóticas por "implosão" freática, seguida de fluidização e consequente retrabalhamento dos fragmentos, a baixa temperatura. Este modelo, por apresentar uma imagem dinâmica do processo de formação de brechas, constitui bom fundamento para discussões, sobretudo quando complementado com consideração sobre a intensidade e o sequenciamento das fluidizações (e.g., energia da fluidização; oscilações na sua intensidade, de tal maneira que a etapas com energias maiores se sucedem outras, de menor energia, que permitem colapsos; etc.).

Entretanto, não resta dúvida de que muitas brechas de conduto se formam por mecanismos unicamente explosivos ou de colapso (cujas causas são pouco conhecidas), sem participação nenhuma de fluidizações (ver o exemplo de Cactus, e dos condutos do Chile, Figura B-9).

III.2.2d. Substituições e mineralizações nas brechas de conduto

As brechas de conduto apresentam-se frequentemente com importantes mineralizações de sulfetos, sulfatos, carbonatos, óxidos, fluorita e/ou sílica. A deposição destes materiais processa-se simultaneamente à alteração hidrotermal, através de complexo mecanismo químico (e.g., Meyer e Hemley, 1967; Rose e

Burt, 1979). As rochas originais passam assim por profundas modificações químicas, que geralmente também deixam a sua marca nas texturas e estruturas. A literatura sobre estas variações é muito extensa e não será revisada aqui. Basta lembrar que as mudanças texturais e estruturais mais frequentemente observadas são as seguintes:

a) substituição de minerais, texturas e estruturas originais por novos minerais, texturas e estruturas;

b) substituição de clastos menores da matriz por minerais, com modificações também no aspecto textural;

c) preenchimento de geodos, cavidades, fraturas, fendas, juntas e falhas por novos minerais, frequentemente também com substituição parcial da rocha vizinha por minerais neoformados; as estruturas e as texturas assim originadas são geralmente características, do tipo paralelo e/ou concêntrico;

d) solubilização de minerais pré-existentes e geração de novas "cavidades de dissolução";

e) substituição das arestas de clastos angulosos por novos minerais, simultaneamente ao processo geral de substituição, tal que o efeito geométrico seja o de "arredondar" os clastos.

Nas brechas de conduto, as áreas centrais são ge-

ralmente as mais atingidas por estes processos, por razões geométricas e de facilidade de percolação. Os processos citados podem afetar fortemente as estruturas e texturas primárias, ocultando-as ou até fazendo-as desaparecer.

III.3. Brechas de origem plutônica

A classificação das brechas de origem plutônica é difícil devido ao sumário conhecimento dos vários tipos que podem ser gerados. Esta complexidade pode ser melhor avaliada através de um breve resumo de alguns exemplos descritos na literatura.

O batólito de Colville, Washington (Waters e Krauskopf, 1941) ocorre rodeado por vasta auréola de rocha gnáissica de origem cataclástica-milonítica, que aflora em partes por mais de 8 km, formada como resultado da intrusão de massas magmáticas plásticas cujo envólucro externo, já mais rígido, foi se deformando por fluxo plástico ou cataclástico ao se movimentar conjuntamente à massa central. Concomitantemente, deforma-se também parte da rocha encaixante, submetida a regimes térmicos e de deformação semelhantes aos da crosta externa do batólito. Esta auréola "*protoclástica*" (devida ao próprio mecanismo intrusivo) divide-se em uma zona externa de gnaisses miloníticos e uma interna de ortognaisses granodioríticos. A *zona interna* é litologicamente um granodiorito nitidamente foliado, que transiciona tanto para a zona externa como para as rochas homófnas do batólito (essencialmente granodiorito, quartzo diorito e

diorito). Esta zona foliada interna caracteriza-se por apresentar bandas biotíticas intensamente dobradas; apesar do aspecto caótico em afloramentos, os eixos das pequenas dobras mostram-se orientados. A *zona gnáissica externa* está constituída por antigos migmatitos de injeção, agora convertidos em gnaisses cataclásticos e miloníticos, geralmente apresentando megacristais ovoidais alongados de feldspatos, com claros sinais de rotação e cataclase. A matriz é frequentemente bandada, muito fina ou fina, com cristais triturados de feldspatos, quartzo e outros minerais; encontram-se também finas bandas de pseudotaquilito. Às vezes, a rocha é recristalizada, mostrando mosaicos granulíticos. Externamente ao envoltório gnáissico, estende-se ainda uma zona de aproximadamente 1 km, no qual as rochas encaixantes encontram-se quebradas e rotadas, constituindo uma vasta *brecha de fricção*. Os blocos correspondem litologicamente ao do horizonte estratigráfico da rocha encaixante vizinha, para a qual transicionam: são angulosos e de vários tamanhos, predominando no entanto os fragmentos de dimensões métricas. Esta zona de fricção é cortada ainda por sistemas de juntas e por inúmeras falhas de reduzidas dimensões. Todas as evidências de campo indicam que o batólito, através de complexa história intrusiva, inicialmente migmatiza a rocha encaixante para em seguida, ainda em movimento, atuar plástica e cataclasticamente sobre a rocha encaixante e a sua própria crosta externa rígida. Como resultado decorrem fenômenos essencialmente cataclásticos e miloníticos (protoclásticos), formando-se estruturas e texturas análogas às do metamorfismo dinâmico.

Exemplo diferente é o das várias unidades granitoides que constituem o vasto batólito costeiro que se estende continuamente por mais de 1100 km ao longo da costa peruana (Myers, 1975). Os corpos do batólito invadem rochas pré-Cretácicas e um conjunto de vulcanitos, aos quais associam-se geneticamente. Trata-se de corpos que, em sua maioria, apresentam diques anelares em profundidade, como possíveis condutos alimentadores, que se ampliam para cima adotando então formas retangulares ou de segmento de cilindro, com paredes verticais e teto horizontal. A sua colocação deve-se ao colapso e subsidência vertical de blocos de rochas encaixantes, criando-se assim os espaços para preenchimento por magmas granitoides. Não se encontram evidências de invasão forçada e brechamento cataclástico da rocha encaixante. Observam-se no entanto vários tipos de brechas cuja matriz é de rocha plutônica (agmatitos), formadas por colapso de fragmentos do teto (Figura B-16). Algumas formas brechóides semelhantes se formam no caso da deformação e ruptura (plástica ou cataclástica) de diques que invadem massas granitoides ainda incompletamente consolidadas (diques simplutônicos, cf. Figura B-16). O fenômeno de formação de agmatitos, aqui representado, é provavelmente característico de regimes tensionais (plutons de "epizona").

Já foram descritos vários corpos de brechas plutônicas que admitem como explicação mais plausível a da sua colocação por intermédio de sistemas fluidizados. Um desses exemplos é da própria Cordillera Costeira Peruana (Myers, 1975). Associados a vários dos corpos granitoides, encontram-se lâminas

FIGURA B-16. Características de agmatitos e diques sin-plutônicos. a) Zona de contato (teto do maciço) entre rocha encaixante (pontilhada) e rocha plutônica intrusiva, com agmatitos de contato. b) Agmatito com fragmentos subangulosos - subarredondados de rocha encaixante, algumas dezenas de m. abaixo do teto. c) Rocha encaixante xenolítica, a mais de cem m do teto, com xenólitos de rocha encaixante de tamanhos menores, aparentemente assimilados. d) Dique sin-plutônico; a rocha plutônica encaixante se movimenta, fraturando o dique, já bastante sólido (observar fragmentos angulosos). e) e f), diques sin-plutônicos, ainda bastante plásticos (fragmentos irregulares até arredondados) fragmentando-se por movimentação da rocha plutônica encaixante. (Segundo Myers, 1975). O segmento indica apr. 40 cm.

(diques) de granodiorito (as lâminas de Baranda). Estes diques mostram às vezes estruturas bandadas de fluxo, e frequentemente xenólitos arredondados, homogeneamente distribuídos. Por vezes, observam-se também transições destes diques granodioríticos para zonas de brechas de aspecto cataclástico, *sem* matriz ígnea, contendo tanto fragmentos angulosos como arredondados. Estas feições sugerem que os diques e brechas se instalaram provavelmente pela ação de correntes fluidizadas, como precursoras das massas magmáticas granitóides maiores (Myers, 1975, p.1217-18). Analogamente, são descritos diques e condutos de brecha granítica, preenchidos por material clástico derivado do teto do batólito variscico do SW da Inglaterra; os clastos se mobilizaram provavelmente pela ação de voláteis que escaparam do granito durante o resfriamento (Goode e Taylor, 1980).

Goodspeed (e.g., 1952, 1953) identifica três tipos diferentes de brechas de origem plutônica. As *brechas plutônicas* são do tipo agmatítico (incluem também as "clastolavas" e outras similares, ver item III.1.1.; Goodspeed, 1953). As *brechas de substituição* (metassomáticas) são rochas nas quais veios metassomáticos separam fragmentos geralmente angulosos. Finalmente, as *brechas reomórficas* caracterizam-se por apresentar fragmentos angulosos até arredondados, em matriz variada, geralmente fluidal. As descrições de Goodspeed indicam que as brechas reomórficas são rochas das mais variadas, por incluir tanto as mobilizadas por fluxo plástico (i.e., brechas cataclásticas-miloníticas) como aquelas onde se gera "neomagma", que na interpretação de Goodspeed é consequência de fenômenos extremos de metassoma-

tismo (e.g., Goodspeed, 1953, p.466). Provavelmente, muitas das brechas reomórficas associadas a corpos ígneos são rochas mobilizadas por fenômenos de fluidização (cf. a descrição da brecha associada ao norito basal de Subdury; Goodspeed, 1953, p.463).

Os exemplos aqui indicados mostram que as brechas associadas a fenômenos plutônicos podem agrupar-se tentativamente segundo o seguinte esquema:

1) Um *primeiro grupo* é representativo das brechas protoclásticas de contato e de fricção, geradas por brechamento e deformação essencialmente mecânicos tanto da rocha encaixante como da própria rocha ígnea, sob condições de injeção forçada.

2) Ainda no contato, porém sob regime "passivo" de injeção e controle de tectônica tensional de blocos, é possível encontrar um *segundo grupo* de brechas, o das brechas agmatíticas, com matriz ígnea.

3) Um *terceiro grupo* de brecha, que comumente aparece confinado a corpos pequenos (diques e condutos plutônicos), mostra fragmentos colocados em matriz variada, seja clástica, seja ígnea. O mecanismo de colocação destas brechas é discutido; provavelmente geram-se quando é grande o contraste térmico-mecânico entre o corpo intrusivo e a rocha encaixante (corpos rasos, condições pós-tectônicas, etc.), por influência do escape de gases magmáticos de corpos em resfriamento, formando-se verdadeiras massas fluidizadas.

4) Deve-se considerar ainda um *quarto grupo*, o das brechas de substituição.

Apresenta-se a seguir um esquema de classificação para os quatro tipos.

III.3.1. Brechas protoclasticas de contato e de fricção: cataclasitos e milonitos

As rochas que se apresentam cataclasadas e milonitizadas no contato de corpos intrusivos mostram as mesmas texturas e estruturas encontradas nas rochas cataclásticas em geral. Sugere-se portanto aplicar a classificação correspondente. Entre as várias utilizadas, prefere-se aqui a proposta por Spry (1969), que aparece resumida na Tabela B-10.

III.3.2. Brechas de contato com matriz ígnea: agmatitos

Trata-se de uma categoria de brecha na qual blocos (angulosos até arredondados, ver Figura B-16) de rocha encaixante (ou da própria rocha ígnea) apresentam-se em matriz de rocha plutônica. Sugere-se aqui aplicar o termo "agmatito" para cobrir os casos nos quais os fragmentos se encontram em proporções superiores a 25%. Rochas com proporções menores de fragmentos, são "rochas ígneas xenolíticas" (cf. Tabela B-10).

TABELA B-10

CLASSIFICAÇÃO DAS BRECHAS DE ORIGEM PLUTÔNICA

A. BRECHAS PROTOCLASTICAS (CATACLASITOS E MILONITOS) (nomenclatura segundo Spry, 1969)

TIPO DE MATRIZ ^a		PROPORÇÃO DA MATRIZ ^a			
		0-10%	10-50%	50-90%	90%
Triturada	Foliada	Brecha (ou conglomeração) cataclástica	Protomilonito	Milonito	Ultramilonito
	Maciça		Protocataclasito	Cataclasito	Ultracataclasito
Recristalizada	Incipiente	Hartschiefer			
	Dominante	Blastomilonito			
Vítrea		Pseudotaquilito (hialomilonito)			

a. Adicionar indicações petrográficas para os clastos maiores (textura: e.g., Augen-milonito, milonito bandado, etc.; composição: e.g., milonito granitóide, diorítico, etc.).

B. AGMATITOS E ROCHAS XENOLÍTICAS

Clastos maiores	Nome da rocha ^b
> 25%	Agmatito
< 25%	Rochas ígneas xenolíticas ^c

b. descrever em separado fragmentos e matriz:

c. e.g., granito xenolítico.

C. BRECHAS DE CORPOS PLUTÔNICOS MENORES

Com matriz clástica: Brechas (e aglomerados), quando fragmentos são maiores de 2mm (para este caso, utilizar Tabela B-4).

Com matriz ígnea: utilizar nomenclatura de agmatitos (ver quadro precedente nesta Tabela).

III.3.3. Brechas ígneas de corpos plutônicos menores: diques e condutos plutônicos de brechas

Estas brechas ocorrem ocupando fendas (diques) ou condutos fechados (condutos plutônicos); os fragmentos são desde angulosos até arredondados, e a matriz é ora clástica, ora ígnea. Para o caso das rochas com matriz clástica, sugere-se utilizar os termos definidos para as brechas de conduto. Para as que contêm matriz de rocha plutônica, utilizar-se-á a nomenclatura dos agmatitos (cf. Tabela B-10).

III.3.4. Brechas de substituição.

Fenômenos de substituição são muito citados na literatura, em parte até para explicar a origem de corpos ígneos de grandes dimensões. Em geral, não é fácil provar o caráter metassomático de uma determinada estrutura. Sugere-se aqui prudência antes de admitir como "metassomática" uma determinada feição ou estrutura; a controvérsia sobre a origem dos granitos, hoje já menos acirrada, mostrou claramente que muitos argumentos "transformistas" não são válidos. Algumas das feições que, após cuidadosa consideração, permitem identificar brechas (e diques) de substituição são citados na Tabela B-11 (ver também Figura B-17). Por outra parte, não é necessária uma nomenclatura especial para estas brechas, já que elas podem ser identificadas pela palavra "substituição" e descritas como os agmatitos.

TABELA B-11

CARACTERÍSTICAS PARA IDENTIFICAR BRECHAS E DIQUES DE SUBSTITUIÇÃO
(para crítica e cuidados na interpretação das evidências, ver
Grout, 1941)

PRESERVAÇÃO DE TEXTURAS RELÍTIAS

Substituição de minerais primários por outros secundários.

Plagioclásios xenomórficos não zonados na matriz ígnea.

Texturas "fantasmas" (e.g., orientação de biotitas).

PRESERVAÇÃO DE ESTRUTURAS

Foliações passando gradativamente dos clastos para a matriz
ígnea.

CRISTAIS MAIORES (e.g., feldspatos) crescendo através do contato en
tre clastos e matriz ígnea (Figura B-17).

RELAÇÕES NAO DILATAIONAIS (Figura B-17).

CONTROLE DE COLOCAÇÃO DA MATRIZ ÍGNEA POR FENDAS, FRATURAS, OU JUN-
TAS

CONTATOS GRADACIONAIS E/OU SERRADOS (E/OU GRADACIONAIS-IRREGULARES,
Figura B-17).

FIGURA B-17. Algumas feições estruturais que caracterizam diques e brechas de substituição. Ver também Grout (1941). Segmento indica escala arbitrária, geralmente alguns cm (e.g., parte c) até decímetros ou metros. a) Característica dilatacional (B₁) e não dilatacional (B₂) em agmatito (a matriz plutônica aparece pontilhada); só a segunda feição sugere substituição (ver no entanto, Reynolds, 1954, para explicações alternativas) b) Dique dilatacional (D₁) e não dilatacional (D₂), portanto provavelmente de substituição. c) Megacristais crescendo tanto na matriz plutônica (pontilhada) como nos fragmentos, sugerindo geração da estrutura por substituição (ou, pelo menos, complexa história de cristalização). d) Contatos irregulares-serrados entre rocha plutônica e encaixante, que apresenta a mesma orientação que o "relieto" (no interior da rocha plutônica).

IV. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Anderson C.A. 1933. The Tuscan Formation of northern California, with a discussion of the origin of volcanic breccia. Cal.Univ.Pub.Dept.Geol.Sci.Bull., 23, 215-276.
- Biondi J.C. 1979. "Pipes" e diques de brecha - Um novo modelo de origem (implosão-fluidização). Rev.Bras.Geoc., 9, 198-217.
- Biondi J.C. 1982. Kimberlitos. An. XXXII Congr.Bras.Geol., Salvador, 2, 452-464.
- Boyd F.R. 1961. Welded tuffs and flows in the rhyolite plateau of Yellowstone Park, Wyoming. Geol.Soc.Amer.Bull., 72, 387-426.
- Bryner L. 1961. Breccia and pebble columns associated with epigenetic ore deposits. Econ.Geol., 56, 488-508.
- Bryner L. 1968. Proposed terminology for hydrothermal breccias and conglomerates. Econ.Geol., 63, 692.
- Cloos H. 1941. Bau und Taetigkeit von Tuffschloten. Geol. Rundschau, 32, 709-800.
- Cook R.R. (ed.) 1966. Tufflavas and ignimbrites (a survey of Soviet Studies). American Elsevier, Nova Iorque, 212pp.

- Curtis G. 1954. Mode of origin of pyroclastic debris in the Mehrten Formation of the Sierra Nevada. Cal.Univ.Pub.Dept. Geol.Sci.Bull., 29, 453-502.
- Dunham R. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In Ham W.E. (ed.) Classification of carbonate rocks. Amer.Assoc.Petr.Geol.Mem. 1, 108-121.
- Fisher R.V. 1960a. Criteria for recognition of lahatic breccias, Southern Cascade Mountains, Washington. Geol.Soc. Amer.Bull., 71, 127-132.
- Fisher R.V. 1960b. Classification of volcanic breccias. Geol. Soc.Amer.Bull., 71, 973-981.
- Fisher R.V. 1961. Proposed classification of volcanoclastic sediments and rocks. Geol.Soc.Amer.Bull., 72, 1409-1414.
- Fisher R.V. 1966. Rocks composed of volcanic fragments and their classification. Earth-Science Rev., 1, 287-298.
- Fisher R.V. e Waters A.C. 1970. Base surge bed forms in maar volcanoes. Amer.J.Sci., 268, 157-180.
- Fiske R.S., Hobson C.A. e Waters A.C. 1963. Geology of Mount Rainier National Park, Washington. U.S. Geol.Surv.Prof.Paper 444, 93pp.

- Francis E.H. 1970. Bedding in Scottish (Fifeshire) tuff-pipes and its relevance to maars and calderas. Bull.Volcan., 34, 679-712 (cit. em Lorenz, 1975).
- Gates O. 1959. Breccia pipes in the Shoshone Range, Nevada. Econ.Geol., 54, 790-815.
- Goode A.J.J. e Taylor R.T. 1980. Intrusive and pneumatolytic breccias in south-west England. Rept.Inst.Geol. Sci., 80/2 (cit. em Mineral.Abstr., 1981, 32, p.196).
- Goodspeed G.C. 1952. Replacement and rheomorphic dikes. J.Geol., 60, 356-363.
- Goodspeed G.E. 1953. Rheomorphic breccias. Amer.J.Sci., 251, 453-469.
- Grout F.F. 1941. Formation of igneous-looking rocks by metasomatism: a critical review and suggested research. Geol.Soc.Amer.Bull., 52, 1525-1576.
- Hatch F.H. e Rastall R.H. 1971. Petrology of the Sedimentary Rocks. 5ª ed., revis. por J.T.Greensmith, Hafner, Nova Iorque, 502pp.
- Hawthorne J.B. 1975. Model of a kimberlite pipe. In Ahrens L.H., Dawson J.B., Duncan A.R. e Erlank A.J. (eds.): Phys. Chem.Earth, vol. 9, 1-16, Nova Iorque, Pergamon.

- Hearn B.C. 1968. Diatremes with kimberlitic affinities in North-Central Montana. *Science*, 159, 622-625.
- Johnston W.P. e Lowell J.D. 1961. Geology and origin of mineralized breccia pipes in Copper Basin, Arizona. *Econ. Geol.*, 56, 916-940.
- Locke A. 1926. The formation of certain ore bodies by mineralization stoping. *Econ.Geol.*, 21, 431-453.
- Lorenz V. 1975. Formation of phreatomagmatic maar-diatreme volcanoes and its relevance to kimberlite diatremes. In Ahrens L.H., Dawson J.B., Duncan A.R. e Erlank A.J. (eds.): *Phys.Chem.Earth.*, vol. 9, 17-27, Nova Iorque, Pergamon.
- Lydon P.A. 1968. Geology and lahars of the Tuscan Formation, Northern California. *Geol.Soc.Amer.Mem.* 116, 441-475.
- Macdonald G.A. 1972. *Volcanoes*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, 510pp.
- McCall G.J.H. 1964. Froth flows in Kenya. *Geol.Rundschau*, 54, 1148-1195.
- Maleyev E.F. 1966. Genetic types of clastolavas and their distinction from ignimbrites. In Cook E.F. (ed.): *Tufflavas and ignimbrites (a survey of Soviet studies)*. American Elsevier, Nova Iorque, 27-31.

- Meyer C. e Hemley J.J. 1967. Wall rock alteration. In Barnes H.L. (ed.) Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits. Holt, Rinehart e Winston, Nova Iorque, 166-235.
- Myers J.S. 1975. Cauldron subsidence and fluidization: mechanism of intrusion of the Coastal Batholith of Peru into its own volcanic ejecta. Geol.Soc.Amer.Bull., 86, 1209-1220.
- Norton D.L. e Cathles L.M. 1973. Breccia pipes, products of exsolved vapor from magmas. Econ.Geol. 68, 540-546.
- Ollier C.D. 1974. Phreatic eruptions and maares. In Civetta L., Gasparini P., Luongo G. e Rapolla A. (eds.): Physical Volcanology, Elsevier, Amsterdam, 333pp.
- Parsons W.H. 1969. Criteria for the recognition of volcanic breccias: review. Geol.Soc.Amer.Mem. 115, 263-304.
- Pettijohn E.J. 1975. Sedimentary Rocks. 3ªed., Harper, Nova Iorque, 628pp.
- Reynolds D.L. 1954. Fluidization as a geological process and its bearing on the problem of intrusive granites. Amer.J. Sci., 252, 577-614.
- Rose A.W. e Burt D.M. 1979. Hydrothermal alteration. In Barnes H.L. (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2ªed., Wiley, Nova Iorque, 173-235.

- Rust G.W. 1937. Preliminary notes on explosive volcanism in southeastern Missouri, J.Geol., 45, 48-75.
- Schmincke H.U. 1974. Pyroclastic rocks. In Fuechtbauer H.: Sediments and sedimentary rocks, vol. 1, Schweizerbart'sche, Stuttgart, 160-189.
- Sheridan M.F. 1979. Emplacement of pyroclastic flows: a review. Geol.Soc.Amer.Spec.Pap. 180, 125-136.
- Sillitoe R.H. e Sawkins F.J. 1971. Geologic, mineralogic, and fluid inclusion studies relating to the origin of copper-bearing tourmaline breccia pipes, Chile. Econ.Geol., 66, 1028-1041.
- Spry A. 1969. Metamorphic textures. Pergamon, Oxford, 350pp.
- Thorarinsson S. 1954. The eruption of Hekla 1947-1948. The tephra fall from Hekla on March 29th, 1947, vol. 2, part 3. Visindafelga Islandinga, 68pp. (cit. em Schmincke 1974, e Parsons, 1969).
- Waters A.C. e Fisher R.V. 1971. Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. J.Geoph.Res., 76, 5596-5614.
- Waters A.C. e Krauskopf K. 1941. Protoclastic border of the Colville batholith. Geol.Soc.Amer.Bull., 52, 1355-1418.

Wohletz K.H. e Sheridan M.F. 1979. A model of pyroclastic surge. Geol.Soc.Amer.Spec.Pap. 180, 177-194.

Woolsey T.S.; McCallum M.E. e Schumm S.A. 1975. Modelling of diatreme emplacement by fluidization. In Ahrens L.H., Dawson J.B., Duncan A.R. e Erlank A.J. (eds.): Phys.Chem. Earth., vol. 9, 29-42, Nova Iorque, Pergamon.

Wright A.E. e Bowes D.R. 1963. Classification of volcanic breccia: a discussion. Geol.Soc.Amer.Bull., 74, 79-86.

APÊNDICE C

EVOLUÇÃO QUÍMICA, SÉRIES PETROGRÁFICAS E A CLASSIFICAÇÃO DAS
ROCHAS ÍGNEAS

HORST PETER H.G.J. ULBRICH
Instituto de Geociências
Universidade de São Paulo

São Paulo

1984

APÊNDICE C

EVOLUÇÃO QUÍMICA, SÉRIES PETROGRÁFICAS E A CLASSIFICAÇÃO DAS ROCHAS ÍGNEAS

ÍNDICE DE TEMAS

	Pág.
RESUMO	C-01
I. INTRODUÇÃO	C-03
A multiplicidade de nomes de rochas ígneas	C-04
A utilização do microscópio petrográfico	C-04
A influência da sistemática biológica	C-07
A espécie em Biologia	C-08
Um exame histórico do conceito de "espécie" petrográfica	C-13
II. MODELOS MAGMÁTICOS DE FRACIONAMENTO COMO BASE PARA A DISCUSSÃO DA CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS	C-19
A. CONSIDERAÇÕES GERAIS	C-20
O modelo magmático de fracionamento	C-20
As diferenças entre a linhagem dos líquidos e das frações complementares	C-22
Fracionamento e complexos estratiformes	C-22
Caráter geral do modelo de fracionamento ...	C-24
Os vários tipos de séries petrográficas	C-25

	Pág.
B. A EVOLUÇÃO QUÍMICA E DIAGRAMAS DE FASE	C-26
A evolução química como parâmetro petrográfi co fundamental	C-31
Conclusões	C-34
C. A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA COMO CONDICIONADORA DE CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS	C-37
Compartimentação geotectônica e séries petro gráficas	C-38
Relações com a tectônica local	C-40
Forma, tipo e tamanho de corpos de rochas íg neas	C-41
Textura como indicador de ambiente vulcânico ou plutônico	C-41
Conclusões	C-44
III. A CLASSIFICAÇÃO E AS SÉRIES PETROGRÁFICAS	C-45
A nomenclatura geral	C-46
A nomenclatura dos basaltos e rochas alcalinas .	C-49
Critérios propostos para avaliar nomes de rochas	C-50
IV. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	C-57

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
FIGURA C-1. Modelo esquemático de fracionamento magmático	C-21
FIGURA C-2. Diagrama de fases Ab-An-Di-Fo	C-28
FIGURA C-3. Diagrama tentativo Fo-Qz-An-Di	C-30
FIGURA C-4. O tetraedro basáltico Di, Fo, Ne, Qz	C-32

ÍNDICE DE TABELAS

	Pág.
TABELA C-1. Principais classificações macroscópicas de rochas (até 1862)	C-14
TABELA C-2. Regras de nomenclatura gerais para rochas ígneas (Streckeisen, 1967, 1976)	C-47
TABELA C-3. Critérios para avaliar nomes de rochas íg- neas	C-51

RESUMO

É intuito do presente trabalho salientar algumas regras que permitam, em função de parâmetros petrogenéticos, avaliar e julgar os nomes das rochas ígneas. Procede-se primeiramente a uma revisão histórica, por meio da qual avaliam-se duas significativas influências sobre a nomenclatura das rochas ígneas: a do microscópio petrográfico, que desde cedo converte-se em instrumento imprescindível para o petrógrafo, e a da sistemática biológica, cujo exemplo justificava a invenção de variada nomenclatura.

Adota-se, neste trabalho, o modelo de fracionamento magmático como base para uma discussão dos parâmetros que devem nortear uma classificação das rochas ígneas. Segundo este modelo, simplificadaamente, obtém-se um "magma derivado" quando de um magma original se separa uma fração mineral complementar. Estes magmas (e as eventuais rochas geradas pela sua cristalização) constituem potencialmente uma série quimicamente contínua, enquanto que o conjunto de frações complementares (e.g., num complexo estratiforme) aparece geralmente como série descontínua. À luz deste modelo, legitimam-se todos os termos petrográficos que registrem adequadamente a *evolução química* dos magmas e das frações complementares.

Por outro lado, a *evolução geológica* pode ser estudada através do exame de parâmetros geológicos, como ocorrên-

cia, textura, relações com tectônica local, e compartimentação geotectônica. Parâmetros texturais, tradicionalmente, dividem as rochas ígneas em plutônicas e vulcânicas. De interesse maior, entretanto, é a determinação da *série petrográfica*, comumente ligada de maneira direta a ambientes geotectônicos específicos; como regra geral, estabelece-se então a necessidade de registrar, através da nomenclatura, a "especificidade" de cada série petrográfica (e.g., "islandito" vs "andesito" de áreas orogênicas).

Estas considerações fundamentam um conjunto de regras básicas, com as quais classificar as rochas ígneas e, sobretudo, avaliar os nomes já existentes para determinar a sua "legitimidade".

I. INTRODUÇÃO

Apesar da vasta literatura já escrita sobre a nomenclatura de rochas ígneas, o tema é ainda motivo de discussão. Nos últimos anos, realizaram-se significativos esforços, de caráter internacional, para re-examinar a Nomenclatura das Rochas Ígneas, cuja culminação foi a criação, por parte da IUGS (International Union of Geological Sciences), de uma Subcomissão de Sistemática de Rochas Ígneas. Fruto do trabalho de revisão são as várias propostas já encaminhadas à comunidade geológica, referentes tanto à nomenclatura de rochas plutônicas como à de rochas vulcânicas (Streckeisen, 1967, 1976b, 1978). Faltam na literatura, no entanto, considerações abrangentes que fundamentem as diversas classificações com suficientes bagagem teórica.

Não se pretende, através destas páginas, propor novas classificações. Apenas é de nosso interesse pesquisar criticamente os fundamentos das várias classificações de rochas ígneas, para extrair então critérios que permitam testar a procedência e validade de determinados nomes de rochas ígneas. Como proposta inicial, poucos deixarão de endossar uma classificação que saliente (para utilizar os termos de sistemática biológica) as "relações naturais de parentesco" entre as rochas. O desejável, então, é uma classificação "natural", que respeite as ligações genéticas. Dificuldades de várias ordens indicam, entretanto, que o que é desejável nem sempre se concretiza.

A multiplicidade de nomes de rochas ígneas

O que primeiramente chama a atenção é a grande quantidade de nomes de rochas ígneas com os quais os petrógrafos pretendiam (e ainda pretendem) caracterizar os vários tipos que, segundo a impressão hoje reinante, não são mais do que "*transitional members of series*" (na expressão muito citada de Howell Williams). Assim, em 1935, referencia Troeger 1600 nomes de rochas ígneas (incluindo os de variedades), enquanto que Ronner (1963, p.344) contabiliza aproximadamente uns 4000 termos (nomes principais, variedades, transcrições, etc.). No campo mais reduzido das rochas alcalinas, catalogam-se pelo menos 400 "espécies" petrográficas (Sørensen, 1974a). Observa-se, em comparação, que para a Sistemática das Rochas Sedimentares bastavam, até pouco tempo atrás, menos de 100 nomes, para definir a variedade praticamente infinita de tipos sedimentares com os que se defronta o sedimentólogo.

A utilização do microscópio petrográfico

No caso da classificação de rochas ígneas, foi muito grande a influência exercida pelos pioneiros da Sistemática e, em particular, a importância fundamental do microscópio petrográfico para fins classificatórios. As primeiras tentativas de classificação de rochas em geral, baseadas puramente na macroscopia (às quais associam-se os nomes de geólogos e naturalistas tais como A.G.Werner, o criador do neptunismo e autor da primeira sistemática petrográfica, K. Haidinger, C.C.von Leonhard, J.

R. Haüy, A. Brongniart, P.L.A. Cordier, C. von Buch, A. von Humboldt, G. Rose, H. Abich, E. de Beaumont, C.F. Naumann, B. von Cotta, H. Coquand, M.H. Klaproth, e muitos outros), foram seguidas rapidamente por esquemas de classificação baseados fundamentalmente nas determinações de rochas com a ajuda do microscópio petrográfico, após as primeiras descrições de lâminas petrográficas por Sorby, em 1851. Embora, através dos estudos de Sorby, as primeiras rochas descritas ao microscópio fossem os calcarenitos da costa de Yorkshire e o próprio Sorby estudasse ativamente rochas sedimentares e metamórficas (a primeira teoria sobre a origem da xistossidade é do próprio Sorby, em 1853), o novo método foi entusiasmaticamente encampado sobretudo pelos petrógrafos de rochas ígneas. Em poucas décadas, acumulou-se vasto conhecimento destas rochas, que culminam na apresentação de duas obras fundamentais para a classificação de rochas ígneas: a obra de Zirkel, "Die mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine", editada em 1873, e a de Rosenbusch, "Die mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine", publicada em 1877. Nestas duas obras já se define a grande maioria de rochas ígneas conhecidas hoje em dia. Como atestado da enorme influência particularmente da obra de Rosenbusch, basta lembrar que ela mereceu cinco edições, a última das quais em 1924. O trabalho de Rosenbusch serviu de base para posteriores tentativas de classificações quantitativas, nas quais as primeiras nomenclaturas propostas eram substituídas por outras que pretendiam fixar limites precisos para os diversos tipos litológicos. Surgem assim nas primeiras décadas deste século, as classificações quantitativas (ou quantificáveis) de Washington, Cross, Iddings e Pirsson, de Osann, de Niggli, de Johannsen, de

Shand, de Tröger, e várias outras. Variavam bastante tanto os fundamentos destas classificações (ora mineralógico-texturais, ora químicos) como os critérios a partir dos quais eram limitadas as várias "espécies" petrográficas.

A utilização do microscópio, já desde cedo, explica porque eram muito bem conhecidas praticamente todas as rochas já nos fins do século passado.

Representava esta grande massa de informações, por um lado, uma vantagem muito grande. Com efeito, desde então pouco de novo foi adicionado ao catálogo de conceitos petrográficos já analisados, por exemplo, na primeira ou segunda edição do tratado de Rosenbusch. Com exceção do reconhecimento dos carbonatitos como rochas ígneas, são muito poucas as novidades adicionadas durante as últimas décadas. Do ponto de vista das *noções texturais*, as últimas décadas apenas contribuem com dois conceitos inteiramente novos (e não reinterpretações): o relacionado com a definição e interpretação das texturas "*cumulus*", e a descoberta das texturas "*spinifex*" e associadas. No tocante à *mineralogia* das rochas ígneas, a única contribuição significativa realizada durante as últimas décadas (esquecendo reinterpretações) foi a descoberta de dois raros minerais formadores de rochas, a da kalsilita nos kalmafitos de Uganda, por Holmes, Bannister e Hey, e a do anfibólio potássico magnoforita nos lamproítos de West Kimberley, Austrália, por Wade e Prider.

Por outro lado, este cuidado na descrição das ro-

chas ígneas também representava grande desvantagem. Pequenas diferenças entre rochas (por ex., a aparição de pequenas quantidades de minerais acessórios) justificavam, aos olhos dos petrógrafos, a introdução de novo nome petrográfico. Se os biólogos identificavam novos objetos (novas espécies) apenas porque variava alguma característica morfológica, porque não identificar também com novo nome a variedade de uma determinada rocha? No caso das rochas sedimentares, enfatizavam-se até faz pouco tempo as descrições macroscópicas, enquanto que a utilização de técnicas microscópicas, e outras mais modernas (e.g., o "peeling", raios X, ataque por ácidos) foi introduzida só recentemente de maneira sistemática. Neste contexto, cabe lembrar que as classificações mais sofisticadas de rochas carbonáticas são relativamente recentes.

A influência da sistemática biológica

Mas não é só a primazia do microscópio que explica a grande quantidade de nomes acunhados pela sistemática de rochas ígneas. Encontrava-se também um ambiente intelectual que valorizava a sistemática como *ferramenta de identificação de paren*tescos. Sem muito exame crítico, acreditava-se que uma nomenclatura petrográfica baseada no reconhecimento de *características "morfológicas"* (mineralogia e textura) implementava paralelamente *agrupamentos genéticos*. Segundo este conceito, rochas que a sistemática ígnea agrupava deviam também ser, automaticamente, rochas geneticamente aparentadas.

O fundamento teórico que legitimava estas aspirações classificatórias devia-se sobretudo à enorme influência da sistemática biológica. Na época das primeiras classificações petrográficas, tinha-se imposto por completo a sistemática linneana; o próprio Linneo, por outra parte, já em 1770 tentava classificar as rochas e os minerais segundo um sistema "natural" inteiramente análogo ao biológico (ver Ronner, 1963, p.161).

As discussões em torno da metodologia taxonômica enfatizavam a importância da construção de um sistema taxonômico "natural" que descrevesse as relações "reais" existentes entre os objetos classificados. Das propostas já formuladas naquela época para a classificação dos seres vivos, selecionou Linneo as que classificam a partir dos detalhes morfológicos (melhor: "homomorfológicos", entendendo como tal a somatória de todas as possíveis características) e que, em função do exame da unidade biológica (o "indivíduo"), partia para identificação da unidade imediatamente superior, a "espécie": guiados pelos conceitos aristotélicos do "específico" e do "genérico" delimitavam-se então as características individuais, para abstrair as que constituíam a categoria supra-individual "espécie". Por sua vez, as espécies eram agrupadas em "gêneros", e outras unidades superiores, através da análise das semelhanças morfológicas, construindo-se assim o "sistema natural".

A espécie em Biologia

Pelo menos em teoria, o conceito de espécie bioló

gica pode ser definido de maneira precisa. Trata-se, sobretudo, de uma comunidade reprodutiva, portadora de um "fundo" comum de características genéticas transmissíveis (o "genótipo").

O código genético de cada espécie é único, e é nele que se acumulam as informações para a construção do organismo (do "fenótipo"). O conjunto de informações holomorfológicas, transmitidos pelo código genético, é realmente muito grande, e é portanto muito pequena a probabilidade que dois códigos genéticos diferentes transmitam exatamente a mesma informação. Ou seja, é praticamente impossível que organismos *idênticos* do ponto de vista holomorfológico se apresentem com códigos genéticos (genótipos) *diferentes*. Segue-se aqui o exposto em vários textos, particularmente em Hennig 1968, e Dobzhansky, 1973.

Na prática define-se uma espécie (essencialmente, a tarefa de identificar códigos genéticos) através do estudo de suas características holomorfológicas. Esta tarefa certamente não é simples, já que o estudo de toda a holomorfologia (morfologia externa e interna, fisiologia, etc.) de uma determinada espécie converte-se em trabalho muito demorado ou até impossível de ser realizado (por ex., no caso de fósseis). Portanto, em lugar de estudar e relacionar todas as possíveis características holomorfológicas, a prática do sistemático restringe-se a estudar as mais acessíveis, geralmente aquelas do tipo morfológico (externo, às vezes também as de tipo interno). A análise destas dificuldades práticas, explica bem porque existem ainda tantos problemas de tipo sistemático. Assim, muitas das "paleoespécies"

dos paleontólogos definem-se em função de características puramente morfológicas.

Estas considerações levam diretamente à pergunta chave da sistemática: por que se estabelece automaticamente um sistema "natural", revelador das relações de parentesco entre organismos, ao se classificar a partir da avaliação de semelhanças e diferenças morfológicas? Parece portanto, para quantificar melhor a questão, que é grande a chance que as relações de parentesco fiquem expostas através do estudo de meros caracteres morfológicos. Para responder à questão, lembra-se brevemente o processo de transmissão de caracteres e o de "especiação". O código genético de cada espécie, que determina as características holomorfológicas, é transmitido a cada indivíduo por seus progenitores. Cada um destes indivíduos carrega consigo o mesmo código, que pode eventualmente ser transmitido indefinidamente, através dos sucessivos descendentes (fora as variações consideradas "individuais"). O processo de "especiação" consiste na aparição de organismos com novas características, portanto com código genético próprio, que num determinado momento se "isolam" geneticamente da comunidade da qual se derivam.

Uma das conclusões óbvias deste esquema é que o processo discutido gera uma sequência de espécies ligadas entre si por relações filogenéticas de parentesco. A partir de uma determinada população, construiu-se uma cadeia de organismos sucessivos, interligados entre si por pequenas diferenças genéticas (que aparecem, para o sistemático, como características holomor-

fológicas ligeiramente diferentes). Estas diferenças, quando enfatizadas, levam à aparição de espécies, relacionadas por relações hierárquicas de descendência.

Ficou resumido, no parágrafo superior, o que de fato constitui o fundamento da sistemática filogenética, construída a partir do estudo das características holomorfológicas. Encontra-se, no entanto, uma certa quota de arbitrariedade neste procedimento, que não deve ser ignorada. O processo de identificação das relações filogenéticas baseia-se *necessariamente* na suposição que estas podem ser reconhecidas através das características holomorfológicas. Esta suposição, embora muito plausível e até trivial (ver os primeiros parágrafos desta secção), pode ser sempre motivo de discussão e são provavelmente raros os casos em que se comprovou inequivocamente a relação entre código genético e determinado conjunto de características (e.g., no caso das experiências de laboratório com *Drosophila*). No entanto, esta suposição é tão necessária que se converte em *fundamental*: sem ela, não caberia fazer sistemática filogenética.

A esta "arbitrariedade" primária adicionam-se outras, de menor calibre, já que o sistemático está constantemente estabelecendo pesos para as diversas características que estão sendo estudadas. Até que ponto determinada característica (e.g., tamanho) deixa de ser característica sujeita a variações individuais, para converter-se em indicador de diferenças específicas? Quais são as diferenças que justificam a criação de um gênero novo? Qual o grau de semelhança, e de quais características, que

justificam a construção de agrupamentos como subfamílias, famílias, etc.? Qual o peso dado às semelhanças para julgar que uma espécie A está aparentada mais com B que com C? Os critérios adotados para relações de parentesco num determinado filo, são os mesmo utilizados nos outros?.

Uma última observação refere-se ao mecanismo das mutações, pelo qual provavelmente se viabiliza o processo de "especiação" acima discutido. Uma mutação introduz um salto quântico no processo, porque passa-se de maneira descontínua de um gene para outro. Supõe-se que o acúmulo de mutações gera um novo genótipo e que esse processo, por ser mais ou menos demorado, se realiza através de várias gerações.

Como conclusão final, observa-se que se justificam amplamente as afirmações que aparecem seguidamente:

- a) as relações de parentesco construídas através de avaliações morfológicas (de preferência, holomorfológicas) são pelo menos uma aproximação a um sistema "natural" e expressam assim as relações filogenéticas;
- b) a derivação de novas espécies, a partir de espécies pré-existent, processa-se de tal maneira que se justifica a elaboração de árvores genealógicas, nas quais incorpora-se, implicitamente, a noção de *hierarquia* e de (quase) *continuidade morfológica*. Duas espécies aparentadas, separadas através de características morfológicas claramente diferentes, podem por conseguinte considerar-se provavelmente ligadas por espécies "intermediárias".

Um exame histórico do conceito de "espécie" petrográfica

A proposta de Linneo é um dos marcos da história das Ciências Naturais, particularmente porque enfatiza o conceito de "espécie". Nada mais natural que aplicar este conceito, tão fértil para a Biologia, também como fundamento de outros sistemas classificatórios. Esse foi um dos motivos mais importantes que impulsionou as tentativas classificatórias dos petrógrafos de rochas ígneas, sobretudo numa época em que, mais do que geólogos, os petrógrafos eram naturalistas e portanto muito cientes dos avanços que ocorriam nos outros campos das Ciências Naturais. Quando, para fins do século 19, as várias disciplinas das Ciências Naturais ficavam definitivamente limitadas como os campos de atividade de especialistas, já o conceito de "espécie", emprestado da Biologia, estava fortemente ancorado no ideário da taxonomia da rochas ígneas.

É interessante a familiarização com as classificações mais antigas de rochas, através das quais geraram-se os conceitos que hoje são utilizados para definir as rochas ígneas e que são salientados na Tabela C-1. As primeiras tentativas são historicamente bastante tardias, e só aparecem em fins do século 18, portanto mais ou menos na época da sistemática linneana*. Desde cedo, edifica-se a classificação de rochas sobre dois fun

* As primeiras tentativas de classificar os seres vivos são tão antigas quanto a humanidade.

TABELA C-1

PRINCIPAIS CLASSIFICAÇÕES MACROSCÓPICAS DE ROCHAS (ATÉ 1862)

A.G. WERNER (1786/87)

Agrupamento por "formações" (= conjuntos de rochas relacionadas estratigráfica e/ou temporalmente)

Todas as rochas precipitadas ou acumuladas a partir de águas (Neptunismo)

Diferencia 5 formações:

Urgebirge (= rochas antigas) (granito, gnaiss, xistos, mármore, quartzito, sienito, pitchstone, etc.)

Uebergangsgebirge (= rochas de transição) (inc. folhelho, quartzito, xisto, grauwaque, etc.)

Floetzgebirge (= rochas estratificadas) (arenito, marg, wacke, evaporitos, coquina, basalto, variedades de carvão, etc.)

Aufschwemmgebirge (= rochas ou materiais "aluvionais" ou "coluviais") (areia, argila, lama, seixos, tufito, etc.)

Rochas vulcânicas (lava, lapilli, cinza, peperino, etc.), geradas por fusão de rochas no interior a partir de incêndios subterrâneos de camadas de carvão

Cada rocha, dentro deste esquema, é classificada segundo alguns critérios:

- 1) caráter monomineralico vs polimineralico
- 2) fábrica ("grãos intercrescidos" ou textura granular vs textura com "grãos numa massa fundamental")
- 3) reconhecimento dos minerais, os quais eram divididos em "principais" e "acessórios" (só os principais caracterizavam a rocha)

A. BRONGNIART (1813, 1827)

Classifica as rochas pela textura e mineralogia, identificando rochas "homogêneas" (monomineralicas ou aparentemente consideradas monomineralicas) e "heterogêneas" ("melangées", polimineralicas)

As rochas heterogêneas são divididas em classes:

- 1) classe das rochas "isômeras" (agregados granulares sem matriz ou cimento) (incl. granito, protógino, pegmatito, sienito)
- 2) classe das rochas "anisômeras" (agregados com cristais maiores em matriz mais fina, as vezes dominante) (gnaisse, xisto, filito, oficalcita, variolito, "wacke", anfibolito, meláfiro, pórfiro, amigdalóide, traquito, etc.)
- 3) classe das rochas "agregadas" (rochas clásticas). Agrupadas por fenômenos mecânicos e posteriormente cimentadas (brecha; psammitos: arenito, grauwaque; psefitos)

(Esta classificação foi mudada em 1827, na qual foram incorporados os conceitos da classificação de HAÛY)

J. R. HAÛY (1822)

Classificação de rochas segundo o mineral considerado principal (identificando-se assim rochas feldspáticas, dialógicas, micáceas, quartzosas, carbonáticas, sulfáticas, etc.) sem considerações de ocorrência, textura ou estrutura. Portanto, a petrografia era um apêndice da Mineralogia.

Enfatizava uma classificação natural (no sentido linneano) e agrupava as rochas em classes, ordens, gêneros, espécies, variedades e modificações.

TABELA C-1 (continuação)

C.C.von LEONHARD (1823/24)

Divide as rochas em 4 grupos gerais:

- 1) Heterogêneo (poliminerálico), subdividido em granulares, porfiríticas e xistosas
- 2) Homogêneo (moniminerálico ou aparentemente moniminerálico). As realmente moniminerálicas são divididas em granulares, xistosas e maciças (finas), e as aparentemente moniminerálicas (na realidade, poliminerálicas) são divididas em maciças (finas), porfiríticas, vítreas e escoriáceas.
- 3) Rochas clásticas
- 4) Rochas soltas (= agregados inconsolidados)

Observe-se que as rochas do grupo 1 e 2 são divididas em função de critérios eminentemente texturais-estruturais; em cada grupo, as rochas são classificadas adicionalmente por textura e mineralogia.

H. ABICH (1841)

Estabelece a primeira classificação química para as rochas pirogênicas (= magmáticas). Divide os magmas (e as rochas correspondentes) em básicos, neutros e ácidos (em função do conteúdo de "soluções silicosas"). Analisa os plagioclásios, e estabelece a série albita, oligoclásio (que também inclui andesina), labrador e anortita. Estabelece a correspondência entre tipo de rocha e o caráter (mais ou menos cálcico) do plagioclásio. Não utiliza critérios texturais.

G. ROSE (1852)

É o autor da primeira classificação totalmente mineralógica-textural para as rochas vulcânicas (=porfiríticas, com fenocristais em matriz mais fina). As rochas vulcânicas são divididas em 6 grupos, a saber:

- 1) com fenocristais de sanidina
- 2) com sanidina e oligoclásio (e mafitos hidratados)
- 3) com oligoclásio (e mafitos hidratados)
- 4) com oligoclásio e augita
- 5) com labrador e augita
- 6) com leucita e augita.

H. COQUAND (1857)

Divide as rochas utilizando critérios genéticos, texturais-estruturais e mineralógicos, definindo pela primeira vez a nomenclatura geral hoje utilizada:

- 1) Rochas de origem ígnea
 - A - Rochas graníticas: granito e sienito
 - B - Rochas porfiríticas: diabásio, diorito, paleovulcanitos
 - C - Rochas vulcânicas: neovulcanito
- 2) Rochas de origem acuosa (= rochas sedimentares)
- 3) Rochas metamórficas

Ao lado de critérios texturais-estruturais e mineralógicos influem também outros de tipo estratigráfico, os que supostamente separam os paleo- dos neovulcanitos

TABELA C-1 (continuação)

von COTTA (1862)

Analogamente a H.COQUAND, von COTTA divide as rochas em 3 grandes grupos:

- 1) Rochas eruptivas
- 2) Rochas metamórficas
- 3) Rochas sedimentares

As rochas eruptivas eram divididas em:

- a) Rochas vulcânicas ("porfiríticas, maciças, vesiculares ou vítreas quase nunca com textura xistosa; frequentemente associadas a tufitos") nas quais as relações com formas vulcânicas recentes mostram claramente que são rochas derivadas da cristalização de magmas
- b) Rochas plutônicas, as que eram divididas em rochas plutônicas inferiores (=plutonitos verdadeiros) e superiores, nas quais a origem magmática não é totalmente comprovada ("trata-se de lavas cristalizadas em profundidade...; as continuações subterrâneas de erupções vulcânicas do Paleozóico")

Também aqui insiste-se em separar os paleovulcanitos (que seriam "rochas plutônicas") dos vulcanitos mais recentes, somente na base de critérios geológicos, e não texturais ou mineralógicos.

damentos. Por um lado, o meramente lógico e que se transmite ao campo da Petrografia através da Biologia, identificava o "indivíduo" e definia a "espécie". O outro é estritamente geológico, por ser de tipo estratigráfico-temporal, baseado na idéia que rochas de idades diferentes devem também merecer posições diferentes no sistema classificatório. Este segundo critério, hoje abandonado na sistemática de rochas em geral, foi um dos fundamentos da primeira classificação, a de Werner (ver Tabela C-1) e teve considerável influência na Europa até inícios da século 20, tendo sido inclusive adotado na sistemática de Zirkel e Rosenbusch (assim, meláfiro, diabásio e basalto identificavam na Alemanha rochas basálticas de idades diferentes e supostas características geológicas também muito diferentes). A estes dois fundamentos soma-se ainda um terceiro, também de natureza geológica, que divide as rochas segundo a sua granulação e que se exagera quando Rosenbusch literalmente inventou uma série de nomes específicos para rochas de dique (contra este último aspecto, ainda hoje muito utilizado, posicionaram-se Zirkel e a maioria dos petrógrafos britânicos e americanos).

A influência do conceito de "espécie" nota-se claramente em várias das classificações macroscópicas antigas (Tabela C-1). Veja-se, por exemplo, a de Haüy, que no seu "Traité de Mineralogie" (Ronner, 1963, p.167; Wahlstrom, 1950, p.316) agrupa as rochas em "classes, ordens, gêneros, espécies, variedades e modificações". A discussão sobre a maneira de identificar a "espécie" petrográfica continua ao longo de todo o século 19.

Cabem várias perguntas, todas de difícil resposta. Quais são os critérios que permitem, na prática, transportar para a Petrografia classificações como a linneana? Qual é o equivalente petrográfico do "indivíduo" biológico? a amostra de mão, o conjunto de amostras de mão apanhadas num afloramento maior, todas as rochas semelhantes de uma determinada área?

Alguns petrógrafos identificavam como "indivíduo" a amostra de mão, a partir da qual estabelece-se a "espécie" petrográfica (e.g., Hobbs, em 1900, ver Ronner, 1963, p.151). Para Rosenbusch, a "rocha" ("espécie") é definida simplesmente em função do estudo, no laboratório, da amostra de mão representativa de corpos geológicos (Ronner, 1963, p.149). Mais recentemente, Tröger, em 1931 (Ronner, 1963, p.151) identifica na amostra de mão o equivalente do "indivíduo", equivale à "espécie" biológica o conjunto de rochas que representam todas as variações encontradas no afloramento. Um conjunto de corpos intimamente relacionados, e limitados temporal e geograficamente (a "província petrográfica" na sua acepção mais restrita) representa para Tröger o equivalente do "gênero" (por exemplo, um conjunto de derrames basálticos associados). A família, nesta comparação, estaria representada por todos os "basaltos" do mundo.

Poucos são os petrógrafos que no século 19 (e inclusive no atual) dedicam-se a testar a validade do princípio de "espécie" para a petrografia, com fundamentos teóricos adequados. Alguns indicam que na Petrografia devem-se identificar "conjuntos" mais do que espécies, cada um dos quais apresentando-se

com características próprias, porém relativamente semelhantes entre si (apenas se diferenciando, por ex., por proporções diversas dos mesmos minerais) (e.g., Vogelsang, em 1872, ver Ronner, 1963, p.188).

A confusão, nestas tentativas de estabelecer equivalências, surge da dificuldade de definir o que o petrógrafo deve considerar os equivalentes de "indivíduo", "geração", "organismo", "espécie", todos conceitos de definição relativamente concreta na Biologia. As rochas, por falta de individualidade orgânica, dificilmente podem ser comparadas com os indivíduos biológicos.

II. MODELOS MAGMÁTICOS DE FRACIONAMENTO COMO BASE PARA A DISCUSSÃO DA CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS ÍGNEAS

As "relações de parentesco" podem ser estudadas através de modelos petrogenéticos muito simples, a fim de aclarar a natureza da evolução das rochas ígneas e através dela identificar alguns critérios classificatórios que permitam catalogar as tendências evolutivas.

O modelo aqui utilizado é o fracionamento magmático, que permite obter rochas ígneas diferentes, através do mecanismo de cristalização fracionada. A partir de um magma parental, portanto, inicia-se um processo que pode originar várias séries de rochas ígneas. Existem dois enfoques diferentes para definir a evolução de uma série de rochas. Um deles refere-se aos

aspectos puramente *químicos* da evolução, e pode ser acompanhado em diagramas de fases. Outro, no entanto, é de *natureza geológica*, condicionando texturas e estruturas da rocha, forma e tamanho dos corpos, e convertendo-se frequentemente em controlador da evolução química (separação mais ou menos completa de cristais, etc.).

Faz-se necessário, portanto, o exame por separado da *evolução química* e do *condicionamento geológico*.

A. CONSIDERAÇÕES GERAIS

O modelo magmático de fracionamento

O esquema a ser discutido apresenta-se resumidamente na Figura C-1. Nela, observa-se que uma linhagem de magmas, cada vez mais evoluídos, estão relacionados entre si através de mecanismos de subtração; a partir de um magma parental original (MP) obtém-se um primeiro magma derivado (MD 1) pela subtração de minerais que, reunidos, constituem a fração complementar (rocha derivada RD 1). Quimicamente, $MD\ 1 + RD\ 1 = MP$. Este mecanismo repete-se tantas vezes como é necessário, derivando-se assim sucessivos magmas (MD 2; etc.) aos quais associam-se quimicamente as rochas derivadas correspondentes (RD 2, etc.). Estabelecem-se desta maneira duas séries ou linhagens paralelas. Uma é a *série evolutiva dos líquidos* (a "*liquid line of descent*"; Bowen, 1928), que na Figura C-1, está indicada por MD 1, MD 2, etc. A segunda é a das *frações complementares de rochas* (RD 1,

FIGURA C-1. Modelo esquemático de fracionamento magmático. A partir do magma parental MP separa-se um conjunto de minerais "líquidus" constituindo a rocha derivada RD 1: o líquido residual é o magma derivado MD 1, que continua se fracionando em magma derivado (MD 2) e rocha derivada 2 (RD 2); etc. (ver texto).

RD 2, etc.; Figura C-1). O mecanismo aqui proposto é o de cristalização fracionada, ainda hoje considerado como um dos mais importantes mecanismos petrogenéticos.

As diferenças entre a linhagem dos líquidos e das frações complementares

Parece importante salientar as características mais notáveis das duas linhagens inseridas no esquema da Figura C-1. A dos líquidos ("liquid line of descent") caracteriza-se por constituir-se em série contínua, porquanto os sucessivos magmas derivados não estão separados, em momento algum, por discontinuidades químicas (no esquema não se considera a possibilidade da imiscibilidade líquida). A linhagem das rochas derivadas (RD 1, etc.) é fundamentalmente diferente, porque está constituída principalmente por minerais "líquidus", que se separam dos respectivos magmas. É normal que vários magmas diferentes apresentem-se com fases "líquidus" também diferentes, que constituem, ao se separarem, uma série de rochas muito diferentes, ou até incompatíveis. Já que muitas das rochas derivadas não se correspondem, quimicamente, com líquidos (e.g., anortositos ou cromititos) compreende-se que a linhagem respectiva (RD 1, RD 2, Figura C-1) apresenta geralmente discontinuidades químicas às vezes muito marcadas.

Fracionamento e complexos estratiformes

O modelo conceitual muito simples colocado na Fi-

gura C-1 ilustra-se, na natureza, através da cristalização de líquidos basálticos em câmaras magmáticas fechadas, nas quais estabelece-se uma separação cristal-magma pelo controle do regime térmico e consequente mecanismo de correntes convectivas (Wager e Brown, 1968; Irvine, 1980). Nestes exemplos as várias correntes depositam gradativamente, no fundo da câmara magmática, as fases "liquidus" sob a forma de cristais "cumulus" ou "cumulatos", entre os quais ainda ficam imobilizados restos de magma intersticial como material "intercumulus" (Wager et al., 1960). Quanto menor a quantidade de magma "intercumulus" nestes cumulatos (e menor a comunicação com o magma fresco da câmara magmática suprajacente, ver por ex., Irvine, 1980) tanto maior será a diferença química entre o material assim separado (equivalente ao RD 1 da Figura C-1) e o magma que naquele momento se distribui pela câmara (equivalente ao MD 1, Figura C-1). O processo avança, através do fracionamento de minerais que se separam de magmas cada vez mais diferenciados.

Entre a composição do primeiro magma e a do último, posiciona-se toda uma série de magmas com composições gradativamente intermediárias entre as dos extremos; num diagrama de variação, o quimismo destes líquidos aparecerá representado por tendências evolutivas contínuas. Pelo contrário, os cumulatos depositados no fundo da câmara se apresentarão frequentemente com marcadas descontinuidades químicas (e mineralógicas), já que uma boa parte deles (piroxenitos, anortositos, dunitos, cromátitos, etc.) não aparecem como líquidos magmáticos.

Caráter geral do modelo de fracionamento

Este esquema, embora simples, tem a vantagem de representar uma boa base para discutir a evolução das rochas ígneas. Conceitualmente, apresenta *todas* as possíveis relações de parentesco que caracterizam séries de rochas. Não existe portanto a necessidade de discutir separadamente cada processo evolutivo. Veja-se senão:

- a) O esquema de fracionamento pode ser aplicado em qualquer escala. É importante visualizar que mecanismos análogos são, provavelmente, os que controlam a evolução da maioria das séries de rochas ígneas.
- b) Uma das características da evolução da linhagem líquida é que se apresenta quimicamente contínua (pelo menos em teoria). Esta característica, a da *continuidade das composições químicas* (e portanto das possíveis rochas que representariam o seu produto cristalizado) é a que define a maioria dos processos petrogenéticos propostos por petrólogos (incluindo-se também os de natureza não magmática) retratando-se assim obviamente uma situação real. O esquema conceitual implícito no modelo de fracionamento é portanto totalmente geral, porque o que importa salientar é que o mecanismo petrogenético pode e deve gerar séries contínuas (as representativas da linhagem líquida).
- c) Por outro lado, a série de rochas fracionadas destaca-se, conceitualmente, da linhagem líquida porque se observa aqui a

possibilidade de gerar rochas ígneas que chegam a constituir *séries descontínuas* (o processo de cristalização fracionada é, neste sentido conceitual, semelhante ao da imiscibilidade).

- d) Conceitualmente, o mecanismo de cristalização fracionada é pouco diferente do da fusão fracionada (no último caso, entre tanto, destaca-se a possibilidade de se gerar tanto séries líquidas como frações complementares *descontínuas*: para detalhes, ver Morse, 1980).

Os vários tipos de séries petrográficas

O modelo de fracionamento permite uma rápida tipificação das rochas ígneas, segundo que se observem, nas séries petrográficas, representantes da linhagem líquida ou das frações complementares.

O *primeiro caso* apresenta-se quando se observam somente os produtos fracionados (o equivalente de RD 1, RD 2, etc., Figura C-1). Exemplo deste caso é o dos complexos estratiformes, nos quais as variações litológicas observadas correspondem-se em boa parte a associações de minerais fracionados. A composição dos magmas associados deve ser deduzida, a maioria das vezes, através de considerações petrológicas (Wager e Brown, 1968).

O *segundo caso* será aquele onde só se observam, como rochas, os produtos cristalizados da linhagem líquida (MD 1,

MD 2, etc., Figura C-1). A evolução inibe neste caso a exposição das frações complementares (RD 1, etc.) que ficam ocultas à observação. Historicamente, as discussões sobre evolução magmática centraram-se precisamente neste caso; já Bowen (1928) chamava a atenção sobre o tema e indicava critérios que permitissem a identificação de rochas que representassem a linhagem líquida (esta discussão mostra, por outra parte, que ainda hoje continua a descoberto um dos mais sérios problemas geológicos e petrológicos, que é o de identificar as frações complementares da "liquid line of descent").

No *terceiro caso*, coexistem tanto os equivalentes cristalizados da linhagem líquida (MD 1, etc.) como os das frações complementares (RD 1, etc.). Este caso não foi claramente documentado. De maneira muito vaga, faz-se referência implícita ao caso quando se indica que peridotitos e piroxênitos ofiolíticos (e.g. Conference Participants, 1972) são "restitos" ou manto residual, derivados de manto fértil através de fusões fracionadas; as partes fundidas estariam diretamente representadas pelos basaltos mais primitivos (particularmente dos oceânicos) sem que no entanto seja possível identificar relações mais precisas de complementariedade entre determinado tipo de manto residual e algum basalto primitivo (ver também Rhodes, 1981).

B. EVOLUÇÃO QUÍMICA E DIAGRAMAS DE FASE

A evolução química de um magma pode ser representada de maneira geral em diagramas de fase. Para maior facilidade

de, discutem-se aqui exemplos concretos de líquidos basálticos. Um primeiro caso apresenta-se inserindo uma linhagem líquida no diagrama Fo-Di-An-Ab (Figura C-2). É possível passar gradativamente do líquido parental MP até o líquido C, através de vários mecanismos de fracionamento, todos eles porém envolvendo as separações de Fo, Di e plagioclásio em proporções variáveis. Do ponto de vista meramente químico, portanto, existe a possibilidade de gradações completas desde um extremo da linhagem líquida (MP) até o outro (líquido C). Do ponto de vista mineralógico, as rochas que se formarem por cristalização destes dois extremos, estarão constituídas por proporções pouco diferentes de Fo, Di e Plagioclásio, que se diferenciam sobretudo pela composição do plagioclásio; o presente no "basalto" MP será mais cálcico que o que se encontra no "basalto" C. Por outra parte, entre MP e o líquido C, certamente existem diferenças evolutivas, embora apenas de grau; assim o líquido C é mais evoluído que o B, etc. Pode ser muito importante salientar, com adequada nomenclatura, as diferenças entre MP e C, o que só poderá ser implementado através da fixação de limites arbitrários (e.g., nomes diferentes para rochas basálticas com plagioclásios diferentes). Assim, a maioria dos autores recomenda, hoje em dia, a utilização de nomes diferenciadores para alcali basaltos com labradorita, andesina, ou oligoclásio (normativo ou modal: ver por ex., Macdonald, 1960).

Um segundo exemplo ilustra-se inserindo vários líquidos no diagrama Fo-En-Di-SiO₂ (Figura C-3; Morse, 1980). Representam-se composições líquidas localizadas no volume de fase

FIGURA C-2. Diagrama de fases Ab-An-Di-Fo (cf. Yoder e Tilley, 1962). Indicam-se os respectivos volumes de fase (Fo, P, Di e Sp, resp. forsterita, plagioclásio, diopsídio e espinélio). MP: magma parental, que por fracionamento de proporções variáveis de Fo, P e Di, origina os magmas derivados identificados pelas letras A, B e C. Ver texto para comentários.

da Fo; MP e A indicam composição extremas. A partir de MP, por fracionamento de Fo, obtém-se um líquido derivado, cuja fração complementar será um "dunito", e assim sucessivamente, até atingir a composição do líquido derivado A. Como no caso de exemplo anterior, também aqui encontra-se continuidade química entre os dois líquidos extremos assinalados.

Os líquidos MP e A, se cristalizados, mostrarão en tretanto importantes diferenças com o exemplo anterior (Figura C-2). O líquido MP, sob condições de equilíbrio, cristalizará convertendo-se numa mistura cristalina de Fo, Piroxênios e An; a sua fase "liquidus" é Fo, à qual se adiciona En e posteriormente An, nas superfícies (ou linhas) correspondentes de coexistência. Por outro lado, o líquido A também apresentará Fo como sua fase "liquidus", que se converte em En, por reação com o magma, na superfície Fo-En (tracejado denso na Figura C-3); esta su perfície será então abandonada, e o líquido evolui até atingir o ponto de coprecipitação de An, piroxênios e quartzo. A composição final de equilíbrio da composição A é uma mistura destes minerais.

As diferenças entre estes dois líquidos deve-se a que um deles é insaturado, enquanto que o outro mostra-se supersaturado com respeito à sílica. Embora pertencendo a uma série contínua, o líquido A muda de características quando após a cristalização inicial de Fo atinge a superfície de coexistência Fo-Px (ponto B, Figura C-3). Geram-se assim as condições para a reabsorção total de Fo e a conseguinte possibilidade de entrar

FIGURA C-3. Diagrama tentativo Fo-Qz-An-Di (cf. Morse, 1980). Os volumes de fase indicados são os de Ol, Px, Qz (olivina, piroxênios e polimorfos de sílica, respectivamente). O plano En-An-Di é o plano de saturação; à direita, os líquidos são supersaturados, e insaturados à esquerda. O magma parental MP evolui para líquido A (à direita do plano de saturação) por separação de olivina; o líquido B situa-se no plano de coexistência Fo-Px. Ver texto.

no volume supersaturado de fase do diagrama da Figura C-3. As diferenças entre MP e A são muito significativas, e podem ser detectadas às vezes claramente na mineralogia da rocha (e.g., no caso das rochas francamente faneríticas). De qualquer maneira, elas aparecerão quando se manipulam convenientemente os dados químicos (convertendo-os em normas, números de Niggli, etc.).

Outro é, finalmente, o caso quando entre duas composições líquidas interpõe-se uma "divisa térmica" (Yoder e Tilley, 1962). No sistema basáltico existe abundante informação tanto geológica (Kennedy, 1933) como experimental e petrográfica (Yoder e Tilley, 1962), para justificar a existência de importante divisa térmica. Os basaltos com nefelina (alcali basaltos e rochas associadas) e os basaltos discutidos até aqui (toleitos e rochas associadas) apresentam, a baixas pressões, evoluções magméticas divergentes (Figura C-4). O volume de fases correspondentes aos alcali basaltos é petrogeneticamente incompatível com o dos toleitos e carece neste caso totalmente de sentido falar de gradações ou transições entre um e outro tipo basáltico.

A evolução química como parâmetro petrogenético fundamental

As variações químicas que controlam a evolução magmática centram-se no comportamento dos cristais face ao líquido magmático. Ao início, durante a fase de geração de um magma parental, as variáveis físico-químicas controlam o início da fusão; a composição do líquido inicial, e a da fração complementar (restítica), dependerá então do quimismo e mineralogia do sis

FIGURA C-4. O tetraedro basáltico Di (representando Ca-piroxênio, Ca-Px), Fo (representando olivina, Ol), Ne (nefelina), e Qz. En representa ortopiroxênio, (Opx), e Ab o plagioclásio (P). O plano Fo-Di-Ab é o plano crítico de insaturação (*divisa térmica*) enquanto que o plano En-Ab-Di é plano de saturação para olivina. Alkali basaltos cristalizam à esquerda, toleitos à direita do plano crítico de insaturação.

tema. Subsequentes evoluções magmáticas podem também ser visualizadas, como a fusão parcial, em diagramas de fase, onde outra vez o comportamento da fração cristalina determinará os caminhos da evolução magmática. A análise da evolução magmática, *acessível só através de dados químicos de rochas e minerais*, reveste-se portanto da máxima importância para a Petrografia Ígnea.

À luz deste contexto, é totalmente desnecessária a discussão sobre a primazia de classificações "químicas" ou "mineralógico-texturais": os dois sistemas são importantes, na medida em que transmitam a informação desejada e permitam acesso aos diagramas de fase. Prefere-se, na prática, simplesmente um ou outro sistema, por motivos de consistência, facilidade ou aceitação (ver por ex., os comentários de Streckeisen, 1976a, 1978; Church, 1975), mas não porque existam impedimentos teóricos contra um ou outro sistema.

Já que finalidade da maior importância na Petrologia Ígnea é a determinação das tendências evolutivas (resultado, a maioria das vezes, de interações cristal-magma) *compreende-se que são inaceitáveis unicamente as nomenclaturas petrográficas que ocultem ou minimizem diferenças evolutivas importantes.*

Este ponto é ressaltado na seção seguinte.

Conclusões

A vantagem de discutir tendências evolutivas através de diagramas de fase é que se mostra claramente quais são as "relações de parentesco" que devem ser salientadas por meio de nomenclatura adequada.

Comentam-se, em continuação, algumas conclusões emanadas da discussão anterior.

- a) Continuidade química na linhagem líquida, descontinuidade na linhagem de frações complementares.

Em primeiro lugar, parece óbvio que as rochas que representam a linhagem líquida são de fato membros de séries químicas contínuas, como foi expressado por H. Williams. Este já não é o caso das rochas que representam as frações complementares, como fica demonstrado na estratigrafia vertical da maioria dos complexos estratiformes.

- b) Tendência evolutivas identificadas na nomenclatura petrográfica.

Uma análise fatalista de critérios classificatórios poderia registrar que as classificações de rochas ígneas são sempre "arbitrárias", portanto não "naturais", já que, finalmente, as rochas são só membros de séries contínuas. Afirmações deste tipo, frequentemente encontradas na literatura

(ver por ex., as discussões em Shand, 1949, p.277, Ronner, 1963, p.189, etc.) parecem-nos pouco aceitáveis, como declaração geral. A nomenclatura petrográfica deve providenciar maneiras para identificar variações evolutivas importantes, através de critérios e definições que são muito obliquamente podem ser classificados como "arbitrários". Os casos a serem atendidos são resumidamente os seguintes:

Registro de tendências evolutivas em série mineralógicas e quimicamente contínuas.

Muitas rochas, embora evolutivamente diferentes, distinguem-se entre si apenas por alguns poucos parâmetros. Tal é o caso dos basaltos acima discutidos. Para salientar a diferença entre estas rochas, impõe-se a caracterização de limites fixos que, embora *arbitrários*, convertem-se em *necessários* para permitir a identificação. Assim, um dos parâmetros mais importantes para separar esses basaltos, é a composição dos plagioclásios (de preferência, normativa). Em função deste critério, estabelece-se "arbitrariamente" que "hawaiiito" é o alcali basalto (ou traquibasalto) com andesina, e "mugearito" aquele com oligoclásio (Macdonald, 1960; Coombs e Wilkinson, 1969).

Registro da aparição de minerais formadores de rochas.

A discussão do caso em que se passava de olivina toleiito para toleiito supersaturado (MP e A, Figura C-3), mostra que nu

ma série quimicamente contínua de rochas podem existir mineralogias diferentes ou até muito contrastadas.

Em geral, a aparição de *qualquer mineral formador de rocha* deve ser registrada na nomenclatura; o caso dos que apresentam mútuas relações de reação é só um caso algo especial desta regra geral (e.g., olivina-quartz_o, Figura C-3). Do ponto de vista dos diagramas de fase, a presença de um novo mineral que seja importante na série em estudo (e.g., anfibólio primário num gabro) significa que a evolução dos líquidos atingiu, no diagrama de fases, novas áreas de estabilidade.

Registro de séries petrográficas separadas por divisas térmicas.

Um basalto com "apenas" 5% de nefelina, e outro com "apenas" 5% de quartz_o, podem aparecer, para uma observação superficial, mineralógica e sobretudo quimicamente muito semelhantes. Do ponto de vista evolutivo, estes dois basaltos são totalmente diferentes (Figura C-4). Esta diferença deve ser reconhecida pela nomenclatura.

Registro da aparição de minerais acessórios petrogeneticamente significativos.

A argumentação apresentada nos parágrafos anteriores pode também ser levada ao campo dos minerais acessórios.

Nos nefelina sienitos, titanita é acessório que caracteriza os termos chamados *miasquíticos* (e.g., Sørensen, 1974b). Es-

tes nefelina sienitos apresentam conteúdos relativamente baixos de Na e K, e o Ca (embora escasso) distribuiu-se como elemento menor nos minerais essenciais (feldspatos e máficos) e nos acessórios (titanita). O Ti, por outro lado, distribuiu-se da mesma maneira que nas rochas calco-alcálicas normais (preferencialmente em biotita, piroxênios e anfibólios, e também nos opacos e titanita). Nos casos dos nefelina sienitos *agpaíticos*, no entanto, a rocha é tão fortemente peralcalina que parte do Na (e/ou K) entra nos máficos e até cristaliza como minerais acessórios incomuns (nos quais, por ex., encontra-se a combinação Si-Ti-Na; Si-Zr-Na, etc.), inexistindo condições para a formação de titanita. A presença de titanita, nos nefelinas sienitos em geral, deve ser especialmente indicada, por constituir-se em indicador petrogenético de importância.

As idéias mais recentes sobre as séries geoquimicamente diferentes de granitos (séries de "granitos com ilmenita", vs. os "com magnetita") indicam que já não basta com assinalar meramente a presença de "opacos" nestas rochas (Chappell e White, 1974; Ishihara, 1981). Antes bem, a presença de ilmenita, ou de magnetita, nestas rochas, apresenta-se carregada de significação petrológica e metalogenética.

C. A EVOLUÇÃO GEOLÓGICA COMO CONDICIONADORA DE CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS

Obter informações completas sobre a evolução geológica de uma série petrográfica é, normalmente, bastante mais di

fícil que tentar estabelecer os parâmetros químicos ou mineralógicos. Muitas das etapas relacionadas com a história geológica não são acessíveis a observação direta, enquanto que limitações das mais variadas (problemas logísticos, ausência de afloramentos adequados, etc.) frequentemente impossibilitam trabalhos detalhados.

Um exame sequer rápido dos vários fatores geológicos mostrará quais são os que merecem ser fixados através de critérios para a nomenclatura petrográfica.

Compartimentação geotectônica e séries petrográficas

Os estudos geológicos e petrológicos mais abrangentes das últimas décadas permitiram definir a existência de vários ambientes geológicos (geotectônicos) muito característicos. Assim, mostra a experiência geológica que as rochas ígneas encontradas em zonas de subdução são diferentes das que acompanham zonas de "rifting"; evidentemente, os processos petrogenéticos, embora ainda muito pouco conhecidos, são diferentes nos dois casos, estabelecendo-se assim linhas evolutivas geológicas e químicas bastante específicas.

Aparece assim claramente identificado, como indicador petrogenético da máxima importância, o conceito de *série petrográfica*, definida como uma assembléia característica de tipos litológicos, ligados entre si por mecanismos petrogenéticos específicos que, fundamentalmente, são expressões diretas ou in-

diretas de controles geotectônicos globais. Amarra-se desta maneira a "série petrográfica" diretamente ao ambiente geotectônico global, já que a "especificidade" do compartimento geotectônico condiciona também uma "especificidade" correlata dos fenômenos ígneos.

A "especificidade" de várias séries petrográficas, embora apresentando-se às vezes constituída de termos petrográficos aparentemente semelhantes, pode ser detectada de várias maneiras.

Uma delas é extremamente sutil e prende-se à variação de tipo estatístico. Exemplo deste caso são as diferenças entre os MORB ("mid oceanic ridge basalts") e os toleitos oceânicos de ilhas intraplaca, que se identificam globalmente por razões isotópicas e conteúdos de elementos traços. Embora se encontrem amostras de basaltos quimicamente idênticas nos dois ambientes, o conjunto dos dois tipos apresenta-se como duas populações estatísticas com limites diferentes (e.g., Bence, 1981). Do ponto de vista genético, as diferenças devem-se provavelmente à divergências na geração dos magmas parentais; nada indica que as evoluções químicas posteriores à geração do magma parental sejam fundamentalmente diferentes nos dois casos. Exemplo semelhante é a definição de "domínios isotópicos", que caracterizam várias províncias graníticas, por outra parte muito semelhantes no tocante à petrografia, quimismo global, etc. (e.g., McCourt, 1981).

Outra maneira de identificar as séries petrográfi

cas é quando os processos petrogenéticos impõem evoluções com reflexos significativos no quimismo dos elementos maiores e menores. Neste caso, a evolução acentua a divergência inicial entre as duas séries petrográficas, a tal ponto que os termos evolutivamente extremos merecem ser claramente diferenciados através de nomenclatura petrográfica especial. Os termos efusivos mais evoluídos que acompanham os basaltos de Thingmuli, Islandia, são química e mineralogicamente diferentes dos que se encontram, por ex., nos arcos islândicos ou nos Andes. Para identificar este tipo especial de "andesito", surge a denominação de "islandito" ("icelandite", Carmichael, 1964).

Relações com a tectônica local

Toda rocha ígnea coloca-se, como ocorrência geológica, sob o controle de determinado regime tectônico local. Observações nesse sentido são antigas e surgiram sobretudo através do estudo geológico de corpos graníticos, nos quais define-se uma terminologia que relaciona os vários tipos de corpos com a tectônica local (e.g., Eskola, 1932; Wegmann, 1935; Read, 1957; Marmo, 1971; Walton, 1955; Buddington, 1959; Hutchison, 1970; Sephanson, 1975; e vários outros). Em princípio, muitos destes granitos apresentam-se com características geológicas bastante específicas. Entretanto, rotineiramente a tipificação de determinado corpo granítico só é obtida através de trabalhos geológicos e geocronológicos demorados. Por outra parte, a experiência ensina que frequentemente o caráter sin-, tardi-, ou pós-tectônico do granito não se translada ao quimismo ou à amostra de mão.

A relação entre as diversas suites graníticas e a tectônica local, embora parâmetro geológico de importância e merecedor de registro, não pode ser considerada critério identificador de nomenclatura petrográfica. Basta indicar, quando possível ou desejável, o tipo tectônico através de adjetivações adequadas, como por outra parte já vem sendo feito (corpo sin-, tardi-, pós-tectônico; etc.).

Forma, tipo e tamanho dos corpos de rochas ígneas

Um exame rápido mostra que o tipo de ocorrência geralmente não condiciona as características de uma rocha ígnea. Granitos idênticos encontram-se como "stocks", lâminas, diques, em batólitos, etc. "Diabásios" não estão restritos a diques ou sills, ou basaltos a derrames. Com poucas exceções (quimberlitos, a maioria dos lamprófiros e carbonatitos), as rochas ígneas não são específicas de uma determinada ocorrência geológica. Infelizmente, muitos nomes de rochas apresentam-se com conotações geológicas, a raiz da proposta de Rosenbusch, feita em 1887 (cf. Ronner, 1963), de estabelecer uma nomenclatura especial para as rochas de dique ou hipo-abissais (ver comentários na seção seguinte).

Textura como indicador de ambiente vulcânico ou plutônico

Em função das diferenças texturais, já desde cedo (Tabela C-1), agrupavam-se as rochas ígneas em vulcânicas ou plutônicas, com nomenclaturas paralelas. Mais tarde, Rosenbusch a-

dicionou ainda um terceiro grupo de nomes para as rochas de dique.

Nunca foi questionada a legitimidade de estabelecer duas nomenclaturas, a dos vulcanitos e a dos plutonitos. Entretanto, deve-se exercitar um certo cuidado nas interpretações. A granulação da rocha ígnea é função da cinética de cristalização, mais do que da profundidade de colocação. Rochas cristalizadas em baixa profundidade, em sistemas vulcânicos "abertos" para a superfície da crosta, podem se apresentar com granulação grossa (tal o caso dos autólitos, encontrados em muitas rochas vulcânicas), enquanto que granulações finas, ou muito finas, apresentam-se em rochas cristalizadas em profundidade.

No maciço alcalino de Poços de Caldas, encontram-se nefelina sienitos, de granulação por vezes muito grosseira, encaixados em "tinguaítos" afaníticos ou muito finos. Explica-se a granulação dos "tinguaítos" por ter-se colocado em ambiente subvulcânico aberto (fase provavelmente explosiva com perda de voláteis), enquanto que os nefelina sienitos cristalizaram posteriormente provavelmente sob condições fechadas e com conteúdos intatos de voláteis. Dificilmente, neste caso, podem se atribuir a profundidades diferentes as granulações muito contrastadas das rochas coexistentes.

Deve-se portanto questionar a tentativa de estabelecer *correlações muito estreitas entre granulação e profundidade*. Nada autoriza a pensar que as rochas ditas "hipoabissais" (no

sentido de pertencerem a corpos pequenos) se caracterizem decididamente por uma granulação "intermediária" a das rochas vulcânicas e plutônicas.

A regra a seguir é a de definir uma rocha como "vulcânica" ou "plutônica" em função da textura (ver por ex. Streckeisen, 1967, 1976b, 1980) *exclusivamente* para identificar a nomenclatura que deva ser utilizada para classificar a rocha. Na maioria dos casos, uma rocha assim classificada como "vulcânica" provém inquestionavelmente de ambientes vulcânicos ou subvulcânicos, enquanto que a maioria das rochas "plutônicas" são efetivamente integrantes de corpos comumente classificados como plutônicos. Entretanto, o exemplo de Poços de Caldas (como por outra parte muitos outros) mostra que rochas supostamente antagônicas coexistem, com claros indícios geológicos de colocação a profundidades semelhantes.

A criação de nomes paralelos para as rochas "hipoabissais" (ver também seção precedente) peca por falta de visão geológica. Deve ser fortemente criticada, apesar que a nomenclatura foi adotada pela maioria dos autores (e.g., Johannsen, 1939; Ronner, 1963; Williams, Turner e Gilbert, 1952, e outros). Em primeiro lugar, se a proposta é levada à risca, deverão ser criados nomes especiais para os muitos, granitos tonalitos, granodioritos, etc., que se encontram como diques (rochas idênticas, por outra parte, às de maciços maiores). Em segundo lugar, nada autoriza a indicar que as rochas de corpos pequenos apresentam-se todas com texturas "intermediárias" ou características; inversamente, a textura "intermediária" não garante que

a rocha ocorre como corpo hipoabissal ("diabásios", por ex., encontram-se no interior de derrames espessos). Muitos petrógrafos ingleses e americanos rejeitam a utilização dessa nomenclatura especial e preferem utilizar diretamente os nomes de rochas plutônicas ou vulcânicas, devidamente adaptados (assim, um "diabásio" será um microgabro, um "tinguaíto", um fonólito fanerítico, etc.; ver por ex., Hatch et al., 1975, p.297).

Conclusões

Da discussão precedente, extraem-se duas importantes colocações.

Uma delas mostra a necessidade de discriminar as rochas em função de *textura*, critério por outra parte já sacramentado pelo consenso dos petrógrafos. Convém ressaltar que o simples nome ("vulcânico" ou "plutônico") da rocha não necessariamente resume de maneira adequada a história de cristalização.

A segunda colocação mostra a importância de se definir as várias *séries petrográficas*, que como associações características encontram-se restritas a ambientes geológico-geotectônicos especiais. As diversas séries geralmente se caracterizam pelo quimismo, mineralogia, ocorrência e determinada sequência temporal de intrusões. Os granitos rasos que estão invadindo pacotes eugeosinclinais andinos, por exemplo, apresentam-se com aspectos químicos-mineralógicos, isotópicos e metalogenéticos próprios (e.g., Pitcher, 1978; McCourt, 1981); aparecem como cor-

pos geológicos muito característicos, claramente relacionados com vulcanitos geneticamente associados, e geralmente evoluíram de termos gábricos - dioríticos iniciais para leucogranitos tardios. Neste exemplo, observa-se que não existe melhor parâmetro para nortear modelos petrogenéticos que a cuidadosa identificação e descrição geológica-petrográfica das várias séries de rochas: assim, será de pouco valor o modelo magmático que não explique as causas da sequência temporal dos tipos litológicos.

III. A CLASSIFICAÇÃO E AS SÉRIES PETROGRÁFICAS

Com adequado fundamento teórico, passa-se agora a discutir rapidamente de que maneira podem ser implementadas as reivindicações classificatórias expostas nas páginas precedentes.

Estabelece-se, como *princípio norteador de toda nomenclatura petrográfica, o conceito de série petrográfica*. A "*especificidade*" de cada série petrográfica deve ver-se refletida na nomenclatura petrográfica, fazendo com que as regras da sistemática sejam o suficientemente flexíveis como para englobar todos os termos petrográficos significativos do ponto de vista evolutivo, e não os rejeitando *a priori*, em homenagem a uma pretensa simplificação de nomenclatura. Inversamente, devem-se rejeitar sumariamente os nomes supérfluos, que *nada expressam em termos de características evolutivas*.

Avanços nos conhecimentos petrológicos, na medida

em que se aprimoram os modelos petrogenéticos, permitirão realizar revisões periódicas da nomenclatura, adaptando-a para possíveis novas exigências.

A nomenclatura geral

A necessidade de agrupar as rochas respeitando as suas relações genéticas mostra que estão justificados tanto os *sistemas mineralógicos-texturais* como os *químicos* (ver discussão na parte II deste apêndice).

Já que não existe um sistema que atenda todas as reivindicações, utilizam-se aqui aqueles já conhecidos, apenas adaptando-os às nossas propostas.

Para tal, parte-se do sistema mineralógico-textural proposto pela Subcomissão da IUGS (Streckeisen, 1976b, 1978), inquestionavelmente o de maior aceitação na atualidade. Estabelecem-se com este sistema os *nomes-raízes de rochas plutônicas e vulcânicas*. As regras específicas a serem seguidas continuam sendo as expostas por Streckeisen (1976b, p.4-9, 11-12), e se resumem na Tabela C-2.

Todavia, esta nomenclatura é *claramente insuficiente*. Ela peca por dois motivos. O primeiro é que grupos inteiros de rochas, evolutivamente muito variados, não são mencionados ou aparecem coletados sob nomes genéricos; exemplo gritante é o dos basaltos em geral, e dos shoshonitos (Joplin, 1964, 1965;

TABELA C-2

REGRAS GERAIS DE NOMENCLATURA PARA ROCHAS ÍGNEAS

(Streckeisen, 1967, 1976b)

- 1) Os grupos de minerais félsicos considerados para a classificação mineralógica textural são:

Q: quartzo e polimorfos

A: feldspato alcalino (potássico, potássico-sódico, albita An_{00-05})

P: plagioclásio An_{05-100} , escapolita

F: feldspatóides ou foides (leucita, pseudoleucita, nefelina, sodalita, noseana, hauynita, cancrinita, analcina e outros).

Comentário: do ponto de vista evolutivo, é necessário identificar as rochas que apresentam albita como feldspato único ou predominante (ver comentário no texto); albita em quantidades subordinadas deve também ser ressaltada (ver regras 4 e 5).

- 2) Os minerais máficos, sumados modalmente, definem o índice M. São: micas, anfibólio, piroxênio, olivinas, minerais opacos, acessórios vários (titanita, apatita, zircão, allanita, etc.), melilita, monticellita, carbonatos primários, etc.. Adicionam-se também outros mais raros como os silicatos de metais raros de rochas alcalinas (eudialita, etc.), granadas, sillimanita, cordierita (em granitos, dioritos, gabros, etc.), corindon, etc..

Comentário: minerais máficos nas rochas não ultramáficas (ver regra 3) podem ser minerais importantes como indicadores petrogenéticos, e devem ser mencionados (ver regras 4 e 5).

- 3) A classificação das rochas ígneas realiza-se, primeiramente em função do índice M, quando as rochas são subdivididas em leucocráticas, mesocráticas, melanocráticas e ultramáficas. Posteriormente, as rochas ultramáficas se classificam essencialmente a partir dos minerais máficos, e as outras por meio dos minerais félsicos (ver detalhes em Streckeisen, 1976, 1980).

- 4) A presença de pequenas quantidades de minerais formadores de rochas (<5%) merece destaque; utiliza-se para estes casos o nome raiz da rocha, com a menção do mineral em questão precedida da preposição "com" (e.g., "sienito com quartzo", "diorito com quartzo", etc.).

Comentário: a nomenclatura pode-se estender para os casos de outros minerais, quando são importantes petrogeneticamente (e.g., "granito com ilmenita", "nefelina sienito com titanita", etc.).

- 5) A presença de mineral formador de rochas, em quantidades pequenas, porém excedendo 5%, é indicada com o nome do mineral como prefixo (e.g., "quartzo diorito", etc.).

Comentário: a nomenclatura do IUGS não é consequente com esta regra (veja-se, p.exemplo, "nefelina sienito", a rocha do campo 11). De qualquer maneira, a regra pode-se estender também para os outros minerais que devam ser destacados (e.g., "albita sienito", "ilmenita granito", "hornblenda gabro", etc.).

Morrison, 1980) em particular. O *segundo motivo* é que a relação de nomes de rochas é pequena e insatisfatória para albergar as diferentes tendências evolutivas. Devem-se abrir opções para o ingresso de termos legítimos, à luz de considerações evolutivas. Assim, o naujaíto não é simplesmente um "sodalita nefelina sienito"; trata-se de um cumulado de flotação com sodalita como mineral "cumulus" (e.g., Sørensen, 1974b). Analogamente, o "malignito" (pelo menos o da localidade tipo de Poobah Lake, Ontario, ver Mitchell e Platt, 1979) é uma rocha cumulática, com piroxênios "cumulus" e nefelina e feldspato potássico "intercumulus", e não apenas um nefelina sienito mesocrático. Pode-se até divergir sobre a necessidade de conservar tais nomes; no entanto, não se pode negar que, por ex., malignito e "nefelina sienito mesocrático" não são sinônimos, do ponto de vista evolutivo.

Para complementar a nomenclatura exposta por Streckeisen, utilizam-se simplesmente as várias propostas já existentes na literatura. Deixando o caso dos basaltos e das rochas alcalinas para uma referência mais detalhada, indicam-se a continuação alguns trabalhos onde são expostos nomes adequados para vários grupos de rochas: komatiitos (Arndt et al., 1977; Naldrett e Smith, 1981); basaltos, andesitos e riólitos de zonas de subdução (Johnson e Taylor, 1981); andesitos (Gill, 1981); rochas cumuláticas em geral (Wager e Brown, 1968; Irvine, 1982); piroxenitos e peridotitos com textura metamórfica (Ringwood, 1975; Yoder, 1976).

A nomenclatura de basaltos e rochas alcalinas

Os basaltos (e rochas associadas) devem classificar-se em função da nomenclatura detalhada sugerida pela utilização do tetraedro basáltico (Figura C-4; Yoder e Tilley, 1962), com algumas adições que permitam a incorporação de outros termos (hawaiiito, mugearito, benmoreito, etc.; Muir e Tilley 1961; Macdonald, 1960; Coombs e Wilkinson, 1969).

Adota-se aqui, como base para a classificação das rochas alcalinas (ver também Apêndice E), a formulação elaborada por Sørensen (1974a; ver também Sørensen, 1974c), cuidando porém de avaliar cuidadosamente todos os termos propostos. Vários dos nomes que aparecem na tabela de Sørensen são obsoletos ou podem ser rejeitados por não se adaptar aos critérios aqui propostos (ver abaixo, e Glossário de termos petrográficos, no Apêndice E).

Não se propõe, especificamente, a criação de novos nomes, apenas porque determinada rocha seja importante do ponto de vista evolutivo. Métodos muito simples (e.g., utilização de prefixos) bastam geralmente para identificar mais completamente a rocha em questão (e.g., ilmenita granito, ver Tabela C-2).

Todavia, não se devem barrar nomes novos (sejam coletivos, sejam individuais) porque eles frequentemente expressam mais corretamente algumas das características das rochas. Assim, acunha-se o termo "kamafugito" para denominar coletivamente

os kalmafitos de Holmes (ver Sahama, 1974), enquanto que o nome coletivo "lamproito" (no sentido de vulcanitas ricas em K e Mg, de afinidades lamprofíricas) proposto já faz tempo por Niggli, é hoje mais utilizado que os nomes individuais dos integrantes desta série petrográfica.

Critérios propostos para avaliar os nomes de rochas

É necessário estabelecer os critérios com os quais "julgar" a procedência dos nomes de rochas propostos na literatura. *A preocupação maior é no sentido de preservar nomes que sejam significativos do ponto de vista evolutivo.* Às vezes, o nome pode ser substituído por um conjunto de palavras equivalentes (o que, diga-se de passagem, frequentemente complica ainda mais a nomenclatura; é mais fácil identificar diretamente o "lujaurito" pelo seu nome próprio do que por substitutos tais como "eudialita nefelina sienito foliado mesocrático").

Os critérios propostos para avaliar os nomes de rochas aparecem lançados na Tabela C-3, e são utilizados para as considerações expostas no Glossário (ver Apêndice E). Comentam-se esses critérios, seguidamente, identificados pelos mesmos números que se encontram na Tabela.

1. Devem ser rejeitadas as nomenclaturas baseadas na ocorrência geológica. Em geral, não tem procedência utilizar nomes específicos para as rochas de diques, que podem ser substituídos, sem maiores problemas ("Rhombporphyry" por microlarviquito

TABELA C-3

CRITÉRIOS PARA AVALIAR NOMES DE ROCHAS ÍGNEAS

A rejeição do critério de "colocação hipoabissal" como justificativa para nomes de rochas.

- 1) Rejeitar os nomes de rochas "hipoabissais" quando existam os equivalentes plutônicos ou vulcânicos (e.g., substituir "Rhombporphyr" por micro-larvikito, tingwaito por micro-nefelina sienito, etc.).

Cuidados especiais com nomes baseados sobretudo na textura.

- 2) Rejeitar, em geral, todos os nomes definidos em função de alguma característica textural (e.g., foiaito).

Conservação de nomes que identifiquem tipos petrográficos evolutivamente típicos.

- 3) Preservar os nomes que se referem a rochas com características evolutivas próprias (e.g., lujaunito, malignito, naujaunito, kakortokito).

Critérios mineralógicos para identificar os tipos petrográficos evolutivamente diferentes.

- 4) Identificar claramente tipos de rochas separados por divisas térmicas (e.g., toleito e álcali basalto).
- 5) Identificar adequadamente (de preferência, com prefixos, etc., ver Tabela C-2) a aparição de minerais formadores de rochas, na série petrográfica sob estudo (e.g., hornblenda gabro vs gabro comum).
- 6) Assinalar adequadamente a aparição de minerais acessórios petrogeneticamente significativos (com prefixos, etc.; ver Tabela C-2) (e.g., granito com granada, com ilmenita, etc.; eudialita sienito, etc.).

- 7) Separar claramente (geralmente, com definições arbitrárias) as rochas, evolutivamente diferentes, que integrem séries mineralógico-químicas transicionais entre si (e.g., hawaiito, mugearito, benmoreito, etc.).

A rejeição do estado estrutural dos feldspatos como critério classificatório.

- 8) Rejeitar os nomes de rochas baseados no estado estrutural do feldspato ("sanidina", "ortoclásio", "microclínio").

Critérios puramente químicos para identificar rochas (ou séries de rochas) características.

- 9) Aceitar nomes, baseados em critérios químicos, para identificar grupos de rochas vulcânicas características (e.g., lamproitos).
- 10) Identificar as rochas afaníticas ou vítreas preferencialmente através de critérios químicos (e.g., verito, cancalito, basanitóide, etc.).
- 11) Caracterizar adicionalmente com critérios químicos as rochas vulcânicas que podem, em parte, ser caracterizadas mineralogicamente (e.g., toleito e álcali basalto; mugearito, hawaiito, etc.).
- 12) Aceitar critérios químicos nas rochas plutônicas (como critérios importantes ou auxiliares) só em casos extremos, para caracterizar tipos petrográficos evolutivamente importantes (e.g., trondjemito; rejeitar, porém, nomes como canadito, yosemitito, etc.).

porfirítico, dolerito ou diabásio por microgabro, crinanito por olivina microgabro com analcima, etc.; cf. Hatch et al., 1975). Entretanto, nomes muito ancorados na literatura (e.g., "diabásio" ou "tinguaíto") dificilmente deixarão de ser usados.

2. Deve se tratar com uma certa discrição os nomes que identificam apenas uma feição textural, fora as que dividem as rochas em plutônicas e vulcânicas. Um exemplo da ambivalência desses termos é oferecida pelo "granófiro", que se aplica para uma rocha geralmente leucogranítica (ou leucoriolítica), constituída por intercrescimento de feldspato alcalino e quartzo. Acredita-se que esta textura simboliza cristalização eutética (coprecipitação). Observe-se que frequentemente dois, ou mais minerais coprecipitam sem, no entanto, apresentarem textura granofírica, que provavelmente deve-se a condicionamento cinético particular. Granófiros, por outra parte, encontram-se associados a séries tanto tectônicas (e.g., a dos vulcanitos ácidos e granitos rasos andinos) como de olivina toleitos (e.g., em Skaergaard) e toleitos supersaturados a saturados continentais (e.g., como rocha associada aos basaltos da bacia do Paraná). Do ponto de vista evolutivo, o termo tem portanto pouco significado. Não se justifica, por outra parte, a manutenção do termo "foiaito" (ver também Apêndice E), que caracteriza um nefelina sienito cujo feldspato é tabular-laminar e idiomórfico segundo (010) (textura "foiaítica"). Que nome dar então aos nefelina sienitos com o feldspato mais e-quidimensional: o de "ditroito", cf. Johannsen, 1938, p.99?

Trata-se de textura com significado genético especial? Justifica-se inventar um nome especial para os granitos, sienitos ou dioritos cujo feldspato é tabular-laminar?

3. Devem ser retidos, em geral, os nomes que descrevem tipos litológicos gerados (provavelmente ou comprovadamente) por processos petrogenéticos particulares. Exemplifica-se com dois casos diferentes. O primeiro refere-se ao das rochas para as quais pode-se encontrar um conjunto de nomes que descreveria mais ou menos adequadamente as feições mais importantes. Indicaram-se já, mais acima, os exemplos de lujauro, naujauro e malignito. O segundo caso exemplifica-se com rochas cujos nomes podem ser substituídos por outros alternativos; ocultam-se, entretanto, nesse caso, diferenças petrogenéticas significativas. Litchfieldito e mariupolito são nefelina sienitos (cf. Streckeisen, 1976b) com albita como feldspato alcali no único ou predominante, provavelmente gerados a partir de processos não magmáticos (e.g., Sørensen, 1974b). Equiparar estas rochas aos nefelinas sienitos magmáticos comuns confundiria tendências petrogenéticas muito diferentes. As raras rochas com albita, em geral, devem ser separadas das que apresentam feldspato potássico.
4. A nomenclatura deve assinalar a presença de divisas térmicas. Assim, o sistema basáltico mostra uma divisa térmica (Figura C-4; Yoder e Tilley, 1962) que separa os alcali basaltos dos toleitos, Não basta portanto a simples indicação que a rocha é um "basalto".

5. Deve-se assinalar a aparição de minerais formadores de rochas, que sejam importantes na série sob consideração. Um hornblenda granito não se equivale a um biotita granito. A cristalização de hornblenda nos magmas respectivos assinala estágios térmicos ou composicionais diferentes, que podem ser devidamente registrados nos diagramas de fase. Analogamente, devem ser assinalados os indicadores minerais de histórias polibáricas; espinélio-e plagioclásio-peridotitos são rochas cristalizadas sob pressões diferentes (Yoder, 1976; Ringwood, 1975).
6. Alguns acessórios são importantes indicadores evolutivos. A presença de titanita nos nefelina sienitos pode ser clara indicação do caráter miasquítico da rocha (Sørensen, 1974b).
7. Rochas encontradas como séries contínuas, porém evolutivamente diferentes, devem ser identificadas mediante definições claras. Justifica-se assim a utilização de nomes como hawaiito, mugearito, etc. (e.g., Coombs e Wilkinson, 1969), não bastando, outra vez, identificar essas rochas como meros "basaltos".
8. Rejeitam-se os nomes baseados exclusiva ou predominantemente na caracterização do estado estrutural (microclínio, ortoclásio, etc.) do feldspato potássico. Sem trabalhos detalhados de raios X, é impossível essa identificação. Por outra parte, são frequentes as referências mais recentes na literatura sobre coexistência de dois ou mais estados estruturais (cf. M. Ulbrich, 1983, e bibliografia ali citada). Nomes como "ju-

bitos" (nefelina sienito com ortoclásio peritítico; Johannsen, 1938) são portanto inaceitáveis (redefinido por petrógrafos soviéticos, cf. Sørensen, 1974b).

9. A utilização de critérios químicos torna-se frequentemente necessária para identificar coletivamente rochas com características comuns. Exemplo deste caso é o dos lamproítos, já citado.
10. Nomes baseados no quimismo das rochas tornam-se necessários para identificar rochas vítreas ou afaníticas. Outra vez, toma-se o exemplo dos lamproítos, muitos dos quais mal identificados originalmente por vários petrográfos, em função de características sobretudo mineralógicas (fortunito, verito, etc.; Johannsen, 1938). As definições originais são substituídas apropriadamente por caracterizações normativas (Fuster et al., 1967).
11. O dado químico, embora não sempre necessário, é frequentemente auxílio muito útil para identificações mais aprimoradas. A divisão dos basaltos em alcali basalto e toleito pode ser implementada a partir de identificação óptica dos piroxênios e dos tipos litológicos acompanhantes; no entanto, processa-se com maior segurança a partir de dados normativos (Yoder e Tilley, 1962). A própria definição da hawaiiito e mugearito (baseada sobretudo no teor de An do plagioclásio) é difícil ao microscópio, porém segura através do plagioclásio normativo.

12. Nas rochas faneríticas, deve-se em geral rejeitar uma nomenclatura baseada em características químicas, exceto para os casos em que se salienta alguma característica evolutiva. Os trondhjemitos são leuco-tonalitos ricos em Na, característicos de batólitos precambrianos do Escudo escandinavo e de outras áreas (e.g., Barker, 1979); o caráter sódico da rocha reflète-se no plagioclásio, que geralmente é mais sódico que o dos tonalitos comuns. A importância da rocha como integrante de uma série característica justifica o nome. Pelo contrário, o canadito, definido por Quensel (cf. Johannsen, 1938), é um nefelina sienito sem plagioclásio modal e com An normativa; este dado nada acrescenta e o nome deve ser abandonado.

IV. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Arndt N.T., Naldrett A.J. e Pyke D.R. 1977. Komatiitic- and iron-rich tholeiitic lavas of Munro Township, northeast Ontario. J.Petrol., 18, 319-369.
- Barker F. 1979. Trondhjemite: definition, environment and hypothesis of origin. In: Barker F. (ed.): Trondhjemites, dacites and related rocks. Elsevier, Amsterdam, 1-12.
- Bence A.E. 1981. Oceanic intraplate volcanism. In: Basaltic Volcanism Study Project, 161-192.
- Bowen N.L. 1928. The evolution of the igneous rocks. (1956, reimpressão da ed. original). Dover, Nova Iorque, 334p.
- Buddington A.F. 1959. Granite emplacement with special reference to North America. Geol.Soc.Amer.Bull., 70, 671-747.
- Carmichael I.S.E. 1964. The petrology of Thingmuli, a Tertiary volcano in Eastern Iceland. J.Petrol., 5, 435-460.
- Chappell B.W. e White A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. Pac.Geol., 8, 173-174.
- +Church B.N. 1975. Quantitative classification and chemical composition of common volcanic rocks. Geol.Soc.Amer.Bull., 86, 257-263.

Conference Participantes 1972. Penrose Field Conference on ophiolites. Geotimes, 17, 24-25.

Coombs D.S. e Wilkinson J.F.G. 1969. Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic Province (New Zealand) and related rocks. J.Petro1., 10, 440-501.

Dobshansky T. 1973. Genética do processo evolutivo. Trad. do inglês, Poligono-Edusp, São Paulo. 435p.

Eskola P.E. 1932. On the origin of granitic magmas. Mitt. Mineral.Petrogr., 42, 455-481.

Fuster J.M., Gastesi P., Sagredo J. e Fermoso M.L. 1967. Las rocas lamproílicas del SE de España. Est.Geol.Inst.Lucas Mallada, 23, 35-69.

Gill J.B. 1981. Orogenic andesites and plate tectonics. Springer, Berlim, 390p.

Hatch F.H., Wells, A.K. e Wells M.K. 1975. Petrology of the Igneous Rocks. 13ª ed., Murby, Londres, 551p.

Hennig W. 1968. Elementos de una sistemática filogenética. Trad.do alemão, Eudeba, Bs.Aires, 353p.

- Hutchison W.W. 1977. Metamorphic framework and plutonic styles in the Prince Rupert region of the central Coast Mountains. British Columbia. Can.J.Earth.Sci., 7, 376-405.
- Irvine T.N. 1980. Magmatic density currents and cumulus processes. Amer.J.Sci., 280-A, 1-58.
- Irvine T.R. 1982. Terminology for layered intrusions. J.Petrol., 23, 127-162.
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. In: Skinner B.J. (ed. : Economic Geology 75th. Anniversary Volume, 458-484.
- Johannsen A. 1938. A descriptive petrography of the Igneous Rocks. Vol. IV: Feldspathoidal rocks. Peridotites and Perknites. Univ.Chicago Press, Chicago, 523p.
- Johannsen A. 1939. A descriptive petrography of the Igneous Rocks. vol. I: Introduction, textures, classifications and glossary. 2^d ed., Univ.Chicago Press, Chicago, 318p.
- Johnson R.W. e Taylor S.R. 1981. Island Arc Basalts. In: Basaltic Volcanism Study Project, 193-213.
- Joplin G.A. 1964. A petrography of Australian igneous rocks. Angus and Robertson, Sidnei, 210p.

- Joplin G.A. 1965. The problem of the potash-rich basaltic rocks. *Mineral.Mag.*, Tilley vol., 34, 266-275.
- Kennedy W.Q. 1933. Trends of differentiation in basaltic magmas. *Amer.J.Sci.*, 25, 239-256.
- McCourt W.J. 1981. The geochemistry and petrography of the Coastal Batholith of Peru, Lima segment. *J.Geol.Soc.London*, 138, 407-420.
- Macdonald G.A. 1960. Dissimilarity of continental and oceanic rock types. *J.Petrol.*, 1, 172-177.
- Marmo V. 1971. Granite petrology and the granite problem. Elsevier, Amsterdam, 244p.
- Mitchell R.H. e Platt R.G. 1979. Nepheline-bearing rocks from the Poobah Lake Complex, Ontario: malignites and malignites. *Contr.Mineral.Petrol.*, 69, 255-264.
- Morrison G.W. 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13, 97-108.
- Morse S.A. 1980. Basalts and phase diagrams. Springer, Nova Iorque, 493p.
- Muir I.D. e Tilley C.E. 1961. Mugearites and their place in alkaline igneous rocks series. *J.Geol.*, 69, 186-203.

- Naldrett A.J. e Smith I.E.M. 1981. Mafic and ultramafic volcanism during the Archean. In: Basaltic Volcanism Study Project, 5-29.
- Pitcher W.S. 1978. The anatomy of a batholith. J.Geol.Soc. London, 135, 157-182.
- Read H.H. 1957. The granite controversy. Murby, Londres, 430p.
- Rhodes J.M. 1981. Ocean floor basaltic volcanism. In: Basaltic Volcanism Study Project, 132-160.
- Ringwood A.E. 1975. Composition and petrology of the Earth's Mantle. McGraw Hill, Nova Iorque, 618p.
- Ronner F. 1963. Systematische Klassifikation der Massengesteine. Springer, Viena, 380p.
- Sahama T.G. 1974. Potassium-rich alkaline rocks. In: Sørensen H. (ed.): The Alkaline Rocks. Wiley, Londres, 96-109.
- Shand S.J. 1949. Eruptive rocks. 3ª ed., Murby, Londres, 488p.
- Sørensen H. 1974a. Petrography and petrology introduction: In: Sørensen H. (ed.): The Alkaline rocks. Wiley, Londres, 15-22.

- Sørensen H. 1974b. Alkali syenites, feldspathoidal syenites, and related lavas. In: Sørensen H. (ed.): The Alkaline rocks, Wiley, Londres, 22-52.
- Sørensen H. 1974c. Glossary of alkaline and related rocks. In: Sørensen, H. (ed.): The Alkaline rocks. Wiley, Londres, 558-577.
- Stephanson O. 1975. Polydiapirism of granitic rocks in the Swecofennian of Central Sweden. Precambrian Res., 2, 189-214.
- Streckeisen A. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. N.Jb.Mineral.Abh., 107, 144-240.
- Streckeisen A. 1976a. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition. N.Jb.Mineral. Monatsh., 1-15.
- Streckeisen A. 1967b. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci.Rev., 12, 1-33.
- Streckeisen A. 1978. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. N.Jb.Mineral.Abh., 134, 1-14.
- Tilley C.E. e Muir I.D. 1964. Intermediate members of the oceanic basalt-trachyte association. Geol.För.Stockh Förh., 85, 434-443.

- Ulbrich M. 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Doutorado. Inst.Geociênc., Univ.São Paulo. 369p.
- Wager L.R. e Brown G.M. 1968. Layered Igneous Rocks. Oliver e Boyd, Edinburgo, 588p.
- Wager L.R., Brown G.M. e Wadsworth W.J. 1960. Types of igneous cumulates. J.Petrol., 1, 73-85.
- Wahlstrom E.E. 1950. Introduction to theoretical igneous petrology. Wiley, Nova Iorque, 365p.
- Walton M. 1955. The emplacement of granite. Amer.J.Sci., 253, 1-18.
- Wegmann C.E. 1935. Zur Deutung der Migmatite. Geol.Rundsch., 26, 305-350.
- Williams H., Turner F.J. e Gilbert C.M. 1954. Petrography. Freeman, S.Francisco, 406p.
- Yoder H.S. 1976. Generation of basaltic magma. Nat.Acad.Sci., Washington, 247p.
- Yoder H.S. e Tilley C.E. 1962. Origin of basaltic magma: an experimental study of natural and synthetic rock - systems. J.Petrol., 3, 342-532.

APÊNDICE D

O CONCEITO DE ROCHA ALCALINA

HORSTPETER H.G.J. ULBRICH
Instituto de Geociências
Universidade de São Paulo

São Paulo
1984

APÊNDICE D

O CONCEITO DE ROCHA ALCALINA

	Pág.
Resumo	D-01
As rochas alcalinas feldspáticas	D-02
As rochas alcalinas ultramáficas	D-03
A definição de rocha alcalina	D-04
Séries de rochas alcalinas	D-05
Feldspatóide sienitos agpaíticos e miasquíticos	D-05
A determinação da afinidade agpaítica nas rochas holo- leucocráticas	D-11
A ampliação do termo "agpaítico" para incluir rochas supersaturadas	D-12
Os termos "álcali" e "alcalino"	D-13
Referências bibliográficas	D-15

APÊNDICE D

O CONCEITO DE ROCHA ALCALINA

Resumo

Revisa-se o conceito de "rocha alcalina", apenas baseado (como sugerido por Shand) na noção da *peralcalinidade*, ou seja, a do excesso relativo de álcalis perante sílica e/ou alúmina, gerando-se assim condições para a cristalização de feldspatóides e/ou minerais máficos alcalinos (principalmente, egrinas e anfibólios alcalinos). Nos foide sienitos diferencia-se a condição agpaítica ($Na + K > Al$) da miasquítica ($Na + K < Al$); por outro lado, as rochas equeríticas apresentam excesso de álcalis junto com supersaturação em sílica. Os nefelina sienitos agpaíticos definem-se pelo conteúdo relativamente alto de elementos raros (Li, Be, Zr, TR, Nb, Ta, U, Th, F e Cl), mais que pelo excesso de álcalis; este quimismo possibilita a cristalização dos minerais aqui chamados de "*agpaíticos*" (eudialita, etc.), que se caracterizam por combinações como F-Na, Na-Zr-Ti, Zr-Na, etc. A presença de minerais agpaíticos, também encontrados em algumas rochas equeríticas, define assim dois tipos de "agpaítos", os *insaturados* (nefelina sienitos agpaíticos e vulcanitos equivalentes) e os *supersaturados* (variedades equeríticas).

As rochas alcalinas feldspáticas

O termo "rocha alcalina", utilizado de maneira muito diferente desde a sua introdução em fins do século 19, é hoje definido de forma mais limitada e precisa, seguindo sobretudo as propostas de Shand, de 1922 (cf. Shand, 1949; Barth, 1962; Sørensen, 1974b). As rochas alcalinas não constituem, de qualquer maneira, um conjunto geneticamente uniforme de tipos petrográficos, já que o termo engloba grupo litológicos e genéticos extremamente divergentes, apenas se identificando por uma única característica química, a da *peralcalinidade* (Shand, 1922, citado em Sørensen, 1974b). Esta feição química tem, por outro lado, reflexo imediato na mineralogia da maioria destas rochas.

Para chegar a esta conclusão, basta considerar, com Shand, que os feldspatos são os minerais félsicos mais abundantes na maioria das rochas ígneas félsicas. Nas rochas calcoalcalinas comuns, os álcalis, junto com sílica e alúmina, restringem-se a formar feldspatos alcalinos nas proporções: $6\text{SiO}_2 : 1 \text{Al}_2\text{O}_3 : 1 (\text{Na}, \text{K})_2\text{O}$ ou $3\text{SiO}_2 : \text{AlO}_{1,5} : (\text{Na}, \text{K})\text{O}_{1/2}$, e os possíveis excessos de sílica e/ou alúmina se distribuem entre os minerais máficos e cristalizam como quartzo.

Pelo contrário, um eventual excesso de álcalis, se referido à fórmula dos feldspatos alcalinos, permite visualizar rapidamente três diferentes condições químicas.

A primeira condição se configura no caso do ex-

cesso relativo de álcalis unicamente perante a sílica. A rocha, por estar supersaturada em alúmina (condição *miasquítica*), reflete a insaturação em sílica por meio da cristalização de feldspatóides (nefelina, leucita, etc.), já que os minerais máficos que se apresentam são do tipo aluminoso "comum" (biotita, hornblenda, etc.).

A segunda condição caracteriza-se pelo excesso de álcalis sobre alúmina, com simultânea saturação ou supersaturação em sílica (condição *equerítica*, Barth, 1962). Neste caso, o excesso de álcalis possibilita a cristalização de minerais máficos não tipicamente aluminosos (e.g., egirina e anfibólios alcalinos; eudialita, etc.) enquanto que o excesso de sílica encontra-se como quartzo.

A terceira condição é a do excesso de álcalis frente a alúmina e a sílica, com o qual a rocha é duplamente insaturada. Esta é a condição *agpaítica*, que se caracteriza pela presença tanto de feldspatóides como de minerais máficos alcalinos (egirina, anfibólios sódicos, eudialita, lavenita, lamprofilita, etc.), que se destacam pelas combinações dos álcalis com Fe^{2+} - Fe^{3+} e Na, Ti, Zr, etc..

As rochas ultramáficas alcalinas

O quimismo das rochas ultramáficas dificilmente permite uma tipificação como a que foi ensaiada para as rochas com predomínio de feldspatos, e carece de sentido pretender defi

nir as condições "miasquítica", "equerítica" e "agpaítica". A condição "equerítica", por exemplo, seria a da rocha ultramáfica supersaturada em sílica, portanto com quartzo, que simultaneamente apresentaria minerais máficos alcalinos; estas rochas são desconhecidas (e.g., piroxenito alcalino com quartzo) ou pelo menos muito raras (e.g., hornblendito alcalino com quartzo?). O quimismo ultramáfico apenas possibilita a condição de insaturação em alúmina, perante os álcalis, e portanto tão somente a cristalização de minerais máficos alcalinos, já que inexiste supersaturação em sílica nas rochas ultramáficas (ou, pelo menos, é condição das mais raras).

A definição de rocha alcalina

Emerge desta forma claramente uma definição para "rocha alcalina" que, embora abrangente, é realmente a única aceitável (como foi indicado por Shand, cf. Sørensen, 1974b). Assim, uma rocha alcalina é simplesmente aquela que apresenta minerais félsicos e/ou máficos de *natureza alcalina*, seja de maneira real (na moda), seja potencial (e.g., na norma). Os minerais félsicos alcalinos são, claramente, só os feldspatóides e associados (nefelina, leucita, analcima, etc), enquanto que os máficos alcalinos são todos aqueles que cristalizam em sistemas químicos "peralcalinos", contando-se entre eles portanto não somente as egirinas e os anfibólios alcalinos, mas também minerais mais raros como eudialita, astrofilita, lavenita, e muitos outros (coletivamente chamados de "silicatos de metais raros") todos eles caracterizados por combinações químicas tais como Ti-Na,

Ti-Zr-Na, Zr-Na (e outras) e pela carência de Al essencial.

Séries de rochas alcalinas

Um conjunto geneticamente associado de rochas constitui uma série alcalina quando pelo menos alguns dos seus integrantes são rochas alcalinas. É frequente, por exemplo, encontrar casos onde os termos ultramáficos são "normais" ou levemente alcalinos (e.g., por apresentar soda-augita esverdeada), que manifestam a sua alcalinidade apenas nas rochas feldspáticas associadas (e.g., sienitos e outras).

Em muitos casos, apenas um estudo pormenorizado do conjunto de rochas permite aclarar o panorama. Assim, a maioria dos "basaltos alcalinos" encontra-se associada a quantidades menores de traquitos alcalinos e outras rochas semelhantes. O próprio basalto alcalino geralmente não apresenta nefelina modal, embora o quimismo mostre *ne* potencial (normativa) (Yoder e Tilley, 1962; Coombs e Wilkinson, 1969). Nestes basaltos, a linhagem alcalina deve ser identificada por outros meios (e.g., pelo piroxênio modal, Yoder e Tilley, 1962).

Feldspatóide sienitos agpaíticos e miasquíticos

Feldspatóide sienitos são rochas do campo 11 da classificação da Comissão de nomenclatura petrográfica da IUGS (Streckeisen, 1976; Sørensen, 1974a; para indicações sobre a nomenclatura desta rocha, ver também Apêndices C e E); o felds-

patóide geralmente encontrado é a nefelina (nefelina sienitos). Já há muito tempo dividiam-se estes sienitos em termos miasquíticos e agpaíticos, segundo as divisões propostas por Ussing, Fersman e Goldschmidt (e.g., Sørensen, 1974a, 1974b). As várias definições utilizados até hoje resumem-se na Tabela D-1.

Observe-se que a maioria dos autores assinala, como diferenciador principal ou único, o chamado *índice ou coeficiente agpaítico*. Mais recentemente, adicionam-se algumas feições químicas (e mineralógicas), que enfatizam o conteúdo de alguns elementos raros. Com efeito, a experiência geológica indica que as rochas agpaíticas não só são mais peralcalinas que as miasquíticas; elas se identificam também pelo conteúdo anormalmente alto de metais tais como Be, Li, Th, U, Terras Raras e outros (ver Tabela D-1), como foi salientado por vários autores (e.g., Sørensen, 1974b; Edgar, 1977).

Em geral, prefere-se aqui não insistir em demasia no índice agpaítico para definir os limites entre nefelina sienitos agpaíticos e miasquíticos. Este índice só adquire importância no caso extremo de estequiometria "ideal" dos minerais, tal que o nefelina sienito passa a ser "idealmente" agpaítico quando se esgota a alúmina, e o excesso de álcalis utilizar-se-á para a formação de minerais máficos alcalinos. Esta análise, entretanto, pressupõe um coeficiente de distribuição muito particular,

TABELA D-1

CLASSIFICAÇÃO DE ROCHAS FELDSPÁTICAS, EM GERAL, E ESPECIALMENTE DE NEFELINA SIENITOS, SEGUNDO O GRAU DE PERALCALINIDADE

(Segundo Sørensen, 1974b; Barth, 1962)

PARÂMETROS DEFINIDORES	ROCHAS AGPAÍTICAS	ROCHAS INTERMEDIÁRIAS	ROCHAS MIASQUÍTICAS E SUPERSATURADAS
Coeficiente agpaítico:			
$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}^*}{\text{Al}_2\text{O}_3}$			
<u>Ussing</u> (em 1912)	>1,2	<1,1	
<u>Fersman</u> (em 1922)	>1,0		<1,0
<u>Goldschmidt</u> (em 1930)	>1,0		<1,0 inclui rochas plumasíticas
<u>Shand</u> (em 1922)	$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3^*$		$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3$
e			e
<u>Polanski</u> (em 1949)	$\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 1/6 \text{SiO}_2$		a) $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > 1/6 \text{SiO}_2$ (miasquítico) ou b) $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < 1/6 \text{SiO}_2$ (plumasítico)
	(inclui rochas supersaturadas)		
<u>Barth</u> (em 1962)	$\text{Na} + \text{K} > \text{Al}^*$ $\text{Na} + \text{K} > 1/3 \text{Si}$		a) $\text{Na} + \text{K} < \text{Al}$ $\text{Na} + \text{K} > 1/3 \text{Si}$ (miasquítico) b) $\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$ $\text{Na} + \text{K} < 1/3 \text{Si}$ (equerítico)
<u>Sørensen</u> (1974b)	$\text{Na} + \text{K} > \text{Al}^*$ ($\text{Na} > \text{K} ?$) baixo Ca e Mg	$\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$	$\text{Na} + \text{K} < \text{Al}$ (freq., $\text{K} > \text{Na} ?$) Ca, Mg as vezes altos
Quimismo	Altos teores de Zr, Nb, Be, Li, Zn, TR, Th, U, Cl, F. Freq., $\text{Fe}_2\text{O}_3 > \text{FeO}$ Baixo CO_2	Quimismo intermediário	Baixos teores de elementos raros CO_2 alto
Mineralogia	Eudialita, F-arfvedsonita, villi- aumita, egirina, chkalovita	Mineralogia intermediária	Zircão, titanita, apatita, hornblen- da, biotita

TABELA D-1 (continuação)

Autores soviéticos** (esp. Semenov, em 1967)	F-arfvedsonita, egirina, eudialita, lovozerita, rinquita, enigmatita, villiaumita, chkalovita	Mg-arfvedsonita, Al-arfvedsonita, catoforita-barquevicitita. Egirina até diopsídio, biotita, eudialita, rincolita, catapleita, loparita, murmanita, lamprofilita, lavenita	Hastingsita, diopsídio-hedenbergita, augita, biotita, magnetita, allanita, corindon, melanita, pirocloro, calcita
Preferidos pelo autor	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ variável (geral., >1,1) Ricos em Li, Be, Ti, Zr, TR, Th, U, Nb, Ta (event. Mn), Cl, F geral. $\text{Fe}^{3+} > \text{Fe}^{2+}$ Pobre em CO_2 Egirina, Mg-arfvedsonita rica em F, rinquita-rincolita, eudialita-eucolita, lavenita, astrofilita, villiaumita Geodos: vários silicatos félsicos e de metais raros; egirina; villiaumita; pobre em calcita e pirita (Poços de Caldas).	Mineralogia e quimismo intermediários Entre outros, soda-augita e egirina-augita (Poços de Caldas). Geodos: vários silicatos félsicos, egirina, poucos silicatos de metais raros; rico em calcita e pirita; fluorita (Poços de Caldas).	$\frac{\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}}{\text{Al}_2\text{O}_3}$ variável (geral., <1,1) Pobre em metais raros, rico em CO_2 $\text{Fe}^{2+} > \text{Fe}^{3+}$ Augita, biotita, titanita, zircão, apatita, ilmenita, melanita, fluorita. Equerítica*: Supersaturada em sílica e alcalis. (ver texto).

- * Proporções moleculares ou catiônicas, na rocha total.
- Para rochas agpaiticas supersaturadas, ver texto.
- Semenov diferencia 3 variedades diferentes de rochas intermediárias, na base do anfibólio.

tal que:

$$K_{D,Al} = \text{zero} = \frac{Al \text{ (máficos)}}{Al \text{ (félsicos)}}$$

onde Al (máficos) representa a fração de Al nos minerais máficos, e Al (félsicos) a que se encontra nos félsicos. Dificilmente K_D é igual a zero (embora se apresente com valores próximos de zero), já que a maioria dos piroxênios alcalinos mostra quantidades moderadas de Al (especialmente as soda augitas; e.g., M. Ulbrich, 1983).

A presença de Al nos minerais máficos é apenas uma das razões pelas quais diminui o índice agpaítico. Outra razão é que os minerais félsicos, especialmente as nefelinas, apresentam-se comumente com teores de Al inferiores aos estequiométricos (e.g., M. Ulbrich, 1983). Alguns autores sugerem que o limite entre "agpaíto" e "miasquito" deveria ser definido por valores do índice agpaítico superiores a 1,0 (e.g., 1,2; ver Ussing, 1912, citado em Sørensen, 1974b). As razões indicadas acima mostram que o Al retido nos minerais máficos diminui o índice agpaítico (e portanto o limite real entre "agpaíto" e "miasquito"), enquanto que a redução do Al nas nefelinas o aumenta.

Por outro lado, existem na literatura bastantes referências a nefelina sienitos (e equivalentes vulcânicos) que exibem mineralogia agpaítica, embora o seu índice agpaítico seja em geral menor a 1,05, às vezes até atingindo valores de 0,99 (ver, por exemplo, Azambre e Girod, 1966, que descrevem nefelina sienitos e fonolitos que mostram simultaneamente baixos valores

do índice e minerais agpaíticos típicos como arfvedsonita, egirina, eudialita, enigmatita, e mosandrita, cf. Tabela D-1).

Considerações de tipo genético também indicam que se deve minimizar a importância do índice agpaítico como separador de "miasquitos" e "agpaítos". Considere-se, em primeiro lugar, o caso de uma rocha peridotítica "fertil" do manto, sujeita a *fusão parcial*. K e Na são elementos menores importantes na maioria dos minerais primários encontrados nessa rocha (particularmente nos piroxênios, anfibólios e flogopitas), enquanto que os outros elementos, mais raros, se encontram neles apenas como traços (exceção feita do Ti). Tanto estes elementos raros, como os álcalis, pertencem ao grupo dos chamados elementos "incompatíveis" (e.g., Ringwood, 1975) que se concentram na fração líquida. Portanto, a fusão parcial inicial concentra tanto os álcalis como os metais raros preferencialmente no líquido neoformado. A quantidade deles, e as suas proporções relativas, dependem unicamente de duas condições: o conteúdo inicial desses elementos no peridotito, e o grau de fusão parcial.

Entretanto, um magma alcalino que se forma por processos de *fracionamento*, a partir de um determinado magma parental, apresentará relações provavelmente diferentes. Em geral, a maioria dos metais raros (com exceção do Ti), não participa significativamente das fases cristalinas fracionadas (e.g., olivinas, piroxênios, feldspatos, opacos), contrariamente ao K e sobretudo ao Na, que são elementos importantes em muitos destes minerais. O enriquecimento em metais raros no líquido re

sidual é, neste caso, provavelmente mais acentuado que o dos álcalis.

Se comparados os dois casos discutidos, chega-se à conclusão de que uma rocha gerada diretamente por fusão parcial pode-se apresentar com índices agpaíticos maiores que os de uma rocha derivada da cristalização de líquidos residuais. Entretanto, os dois casos se destacam pela presença de teores anômalos de elementos raros.

Na rochas agpaíticas, o índice agpaítico pode portanto variar de menos de 1,0 até 1,2 ou 1,3; a "agpaicidade" destas rochas, mais do que pelo índice agpaítico, estará caracterizada mais claramente pelo conteúdo alto de metais raros e portanto se identificará bastante precisamente pela cristalização dos minerais considerados "agpaíticos".

Para este autor, um *nefelina sienito agpaítico* (ou o equivalente de granulação fina) é aquele que, simplesmente, apresenta os típicos minerais máficos agpaíticos (ver Tabela D-1).

A determinação da afinidade agpaítica nas rochas hololeucocráticas

A maioria dos nefelina sienitos são rochas relativamente pobres em máficos; muitos são hololeucocráticos ($M < 5$; e.g., Johannsen, 1938; Streckeisen, 1967). Nestas rochas, as relações químicas são tais que o índice agpaítico encontra-se por

volta do valor 1,0. Este exemplo, por sinal frequentemente encontrado, reforça as considerações indicadas no item precedente.

A determinação da afinidade miasquítica ou agpaítica deve ser tentada, no caso destas rochas hololeucocráticas, por meio da identificação do caráter (miasquítico ou agpaítico) dos poucos minerais máficos da rocha (como guia, ver Tabela D.1).

Em geral, quanto maior o conteúdo de minerais máficos de um nefelina sienito agpaítico, tanto maior será também o índice agpaítico da rocha, já que os minerais máficos (sobretudo egirina e anfibólio alcalino) contribuem para incrementar o teor dos álcalis na análise química global.

A ampliação do termo "agpaítico" para incluir rochas supersaturadas

As considerações precedentes indicam que as diferenças mais marcantes entre os nefelina sienitos miasquíticos, intermediários e agpaíticos, são as que se manifestam através do conteúdo de metais raros.

Por esta razão, parece oportuno identificar mais claramente as rochas equeríticas (Barth, 1962). Da mesma maneira que muitos nefelina sienitos, algumas das rochas equeríticas apresentam, além de egirina e/ou anfibólios alcalinos, também alguns minerais agpaíticos (especialmente astrofilita, enigmati-

ta, woehlerita, e outros; e.g., Johannsen, 1932, p.102; Hatch et al., 1972; Bowden, 1974; Bowden e Turner, 1974; Pavlenko, 1974; Kang, 1975). Estas rochas merecem uma menção explícita, pelas eventuais implicações químicas e petrogenéticas.

Para estas rochas equeríticas, que provavelmente se destacam pelos conteúdos relativamente altos de alguns metais raros, propõe-se aqui o termo "*agpaítos supersaturados*".

Os termos "álcali" e "alcalino"

Os termos "*álcali*" (como prefixo) e "*alcalino*" (como adjetivo) são utilizados de maneira algo confusa na literatura geológica tanto moderna como antiga.

No contexto da discussão precedente, o termo "alcalino" aparece com uma clara conotação *petrográfica* e *geológica*. Em outros contextos, "alcalino" refere-se seja à presença de álcalis (e.g., "feldspato alcalino"), seja ao predomínio químico desses elementos sobre outros (e.g., no grupo "alcalino" das séries propostas por Peacock, 1931). O termo "álcali", quando referido a minerais, é sinônimo de "alcalino"; assim, "álcali anfibólio", "álcali feldspato", etc., são sinônimos de "anfibólio alcalino", "feldspato alcalino", etc. Pouco clara, no entanto, é a utilização do termo como prefixo de nomes de rochas. O "álcali basalto" (ou "álcali olivina basalto") é uma rocha que, por apresentar tendências evolutivas alcalinas, situa-se no lado insaturado da divisa térmica do tetraedro basáltico (Yoder e Tilley,

1962); neste caso, "álcali" basalto é um sinônimo de basalto "alcalino", em boa parte pela maneira constante e clara como o nome foi utilizado historicamente (e.g., Kennedy, 1933; Yoder, 1976; Carmichael et al., 1974). Mas nem sempre é assim. É de difícil interpretação, por exemplo, o significado de termos como "álcali gabro", "álcali sienito", etc. São estas rochas simplesmente as que mostram quantidades anormais de feldspato alcalino (e.g., um "sienogabro"), ou são realmente rochas "alcalinas"?

Os dois termos aqui assinalados não são necessariamente intercambiáveis, e devem ser utilizados com prudência. Em geral, é preferível utilizar diretamente o adjetivo "alcalino", tal como ele foi definido na discussão precedente, bastando apenas algum esforço para não cair no tão arraigado vício geológico da falta de rigor nas formulações.

Referências Bibliográficas

- Azambre B. e Girod M. 1966. Phonolites agpaitiques. Bull.Soc. franc.Miner.Cristalogr., 89, 514-520.
- Barth T.F.W. 1962. Theoretical petrology, 2ª ed., Wiley, Nova Iorque, 416p.
- Bowden P. 1974. Oversaturated alkaline rocks: granites, pantellerites and comendites. In: Sørensen H. (ed.) The Alkaline Rocks, Wiley, 109-123.
- Bowden P. e Turner D.C. 1974. Peralkaline and associated ring-complexes in the Nigeria-Niger province, West Africa. In: Sørensen H. (ed.) The Alkaline Rocks, Wiley, 330-351.
- Carmichael I.S.E., Turner F.J. e Verhoogen J. 1974. Igneous Petrology. McGraw Hill, Nova Iorque, 739p.
- Coombs D.S. e Wilkinson J.F.G. 1969. Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks. J.Petrol., 10, 440-501.
- Edgar A.D. 1977. A comment on "Agpaicity revisited: pattern recognition in the chemistry of nepheline syenite rocks" by Dagbert et al. Geochim.Cosmochim.Acta., 41, 439-440.

- Hatch F.H., Wells A.K. e Wells M.K. 1972. Petrology of the Igneous Rocks. 13ª ed., Murby, Londres, 551p.
- Johannsen A. 1932. A descriptive petrography of the Igneous rocks. Vol. II: The quartz-bearing rocks. Univ.Chicago Press, Chicago, 428p.
- Johannsen A. 1938. A descriptive petrography of the Igneous rocks. Vol. IV: Feldspathoidal rocks. Peridotites and perknites. Univ.Chicago Press, Chicago, 523p.
- Kang H. 1975. A fergusonite alkaline granite in China. Geochim. (China) 147-154, citado em Mineral.Abstr., 1976, 27, p.160.
- Kennedy W.Q. 1933. Trends of differentiation in basaltic magmas. Amer.J.Sci., 25, 239-256.
- Pavlenko A.S. 1974. The Mogol-Tuva province of alkaline rocks. In: Sørensen H. (ed.) The Alkaline Rocks, Wiley, 271-293.
- Peacock M.A. 1931. Classification of igneous rock series. J.Geol., 39, 54-67.
- Ringwood A.E. 1975. Composition and petrology of the Earth's Mantle. McGraw Hill, Nova Iorque, 618p.

Shand S.J. 1949. Eruptive rocks. 3ª ed., Murby, Londres, 488p.

Sørensen H. 1974a. Petrography and petrology: Introduction.
In: Sørensen H. (ed.) The Alkaline Rocks, Wiley, 15-22.

Sørensen H. 1974b. Alkali syenites, feldspathoidal syenites, and related lavas. In: Sørensen H. (ed.) The Alkaline Rocks, Wiley, 22-52.

Streckeisen A. 1967. Classification and nomenclature of igneous rocks. N.Jb.Mineral.Abh., 107, 144-240.

Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name. Earth Sci.Rev., 12, 1-33.

Ulbrich M. 1983. Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese Doutorado, Inst.Geociên., Univ.São Paulo, 369p.

Yoder H.S. 1976. Generation of basaltic magma. Nat.Acad.Sci., Washington, 247p.

Yoder H.S. e Tilley C.E. 1962. Origin of basaltic magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J.Petrol., 3, 342-532.

APÊNDICE E

GLOSSÁRIO DE TERMOS PETROGRÁFICOS

HORSTPETER H.G.J. ULBRICH
Instituto de Geociências
Universidade de São Paulo

São Paulo
1984

APÊNDICE E

GLOSSÁRIO DE TERMOS PETROGRÁFICOS

	Pág.
Introdução	E-01
Observações	E-01
Glossário	E-04
Referências Bibliográficas	E-16

APÊNDICE E

GLOSSÁRIO DE TERMOS PETROGRÁFICOS

Introdução

Em matéria de nomenclatura petrográfica, longe está ainda o dia do consenso, apesar das várias tentativas já feitas de uniformização e redefinição. Esta realidade força a voltar ao assunto, estabelecendo definições mais precisas de alguns termos petrográficos, sobretudo em função das regras gerais formuladas no Apêndice C. A nomenclatura discutida no presente Glossário refere-se principalmente ao campo das rochas alcalinas félsicas, e foi extraída de uma obra de maior volume, dedicada a catalogar de maneira sistemática e crítica todos os nomes de rochas alcalinas (H. Ulbrich, *A Glossary of Alkaline Rocks and related terms*, em preparação). No Apêndice C, mostra-se que vários termos de rochas alcalinas devem ser sumariamente rejeitados. As divisões propostas pelo IUGS (e.g., Streckeisen, 1976) para as rochas félsicas mostram-se na Figura E-1.

Observações

a) Abreviações de autores no Glossário

H W W: Hatch, Wells e Wells, 1972

J 1, 4: Johannsen (resp. vol. 1 ou 4)

SØa, b, c: Sørensen 1974a, 1974b, 1974c

St 1, 2: Streckeisen, 1967, 1976

T: Troeger, 1935 e 1939

W T G: Williams, Turner e Gilbert, 1954

b) Em *itálico*, indicam-se os nomes considerados obsoletos.

c) Entre parêntesis, após o nome da rocha, indica-se o nome do pe
trógrafo e o ano em que o termo foi inventado, além de dar re-
ferências sobre a localização geográfica da área -tipo; agre-
gam-se também algumas referências sobre a ocorrência (lava,
"stock", derrame, etc.). Os dados são tomados de J 1 e 4; T;
e SØ c.

FIGURA E-1. Triângulos Q-FA-P e FA-P-F utilizados na classificação modal da IUGS. *Nomenclatura das rochas plutônicas*: 1a: rochas de quartzo (silexito, quartzolito); 1b: granitóides ricos em quartzo; 2: álcali-feldspato granito; 3a e 3b : granito; 4: granodiorito; 5: tonalito; 6*: quartzo álcali-feldspato sienito; 7*: quartzo sienito; 8*: quartzo monzonito; 9*: quartzo monzodiorito e quartzo monzogabro; 10*: quartzo diorito, quartzo gabro, quartzo anortosito; 6: álcali feldspato sienito; 7: sienito; 8: monzonito; 9: monzodiorito e monzogabro; 10: gabro, diorito, anortosito; 6': álcali-feldspato sienito com fôide; 7': sienito com fôide; 8': monzonito com fôide; 9': monzodiorito com fôide e monzogabro com fôide; 10': diorito com fôide e gabro com fôide; 11: fôide sienito (nefelina sienito, etc.); 12: fôide monzosienito (fôide plagsienito); 13: fôide monzodiorito, fôide monzogabro (essexito: nefelina monzogabro ou monzodiorito); 14: fôide diorito e fôide gabro (theralito: nefelina gabro; teschenito: analcima gabro); 15: foidolitos. *Nomenclatura das rochas vulcânicas*: 1a e 1b: não são conhecidas; 2: álcali feldspato riólito; 3: riólito; 4: dacito; 5: quartzo andesito; 6*: quartzo álcali-feldspato traquito; 7*: quartzo traquito; 8*: quartzo latito; 9*: quartzo latito-andesito e quartzo latito-basalto; 10*: quartzo basalto e quartzo andesito; 6: álcali-feldspato traquito; 7: traquito; 8: latito; 9: latito-andesito, latito-basalto; 10: andesito, basalto; 6': álcali-feldspato traquito com fôide; 7': traquito com fôide; 8': latito com fôide; 9': latito-andesito com fôide, latito-basalto com fôide; 10': basalto com fôide, andesito com fôide; 11: fonólito; 12: fonólito tefrítico (sem olivina) e basanfítico (com olivina); 13: tefrito fonolítico (sem olivina) e basanita fonolítica (com olivina); 14: tefrito (sem olivina) e basanita (com olivina); 15: foiditos.

Glossário

Aglomerado. Variedade de "brecha" de origem ígnea, com predomínio de clastos maiores arredondados a subarredondados (cf. Brecha de origem ígnea, e Apêndice B).

Agpaítico. Refere-se a rochas félsicas, em especial a nefelina sienitos e equivalentes de granulação fina. Caracteriza-se pela insaturação em sílica (nefelina, etc.) e déficit de Al_2O_3 . Minerais máficos destas rochas são egirina, anfibólitos alcalinos, e minerais agpaíticos (cf.), tais como eudialita, rinquita, astrofilita, etc. (silicatos de metais raros), além de villiaumita, etc. Quimicamente, $Na + K > Al$ (além de $Na + K > 3Si$). Esta condição corresponde a um coeficiente agpaítico c.a. (cf.) de mais de 1,0. Para alguns autores, as rochas agpaíticas definem-se por ter c.a. $> 1,2$. Aqui, a *condição agpaítica* define-se mais pela presença de minerais agpaíticos (cf.) em nefelina sienitos, enfatizando o alto conteúdo em elementos raros (cf. Apêndice D).

Agpaítico, coeficiente (c.a.). Utiliza-se sobretudo para definir feldspatóide sienitos, na base do critério de insaturação da alumina frente aos álcalis. A condição miasquítica (cf.), $Al_2O_3 \geq (Na_2O + K_2O)$ (proporções moleculares), é a da saturação ou supersaturação de alumina, com o excesso formando minerais

máficos aluminosos (e.g., biotita). A condição agpaítica, $Al_2O_3 < (Na_2O + K_2O)$, é a de excesso de álcalis perante a alúmina: formam-se minerais máficos alcalinos não-aluminosos (e.g., egirina ou anfibólio alcalino). O c.a. expressa-se como: $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$; valores muito semelhantes são obtidos quando as proporções moleculares são substituídas por proporções catiônicas $(K+Na)/Al$ (cf. também agpaítico insaturado e super saturado).

Agpaítico insaturado. Termo aqui proposto, em contraposição a possíveis rochas agpaíticas supersaturadas (cf.), para nefelina sienitos que se caracterizam por apresentar minerais agpaíticos (cf.).

Agpaítico, mineral. Nome com o qual se identificam neste texto os minerais típicos de nefelina sienitos agpaíticos, caracterizados pela ausência de Al, e combinações tais como Na-Zr, F-Na, Na-Zr-Ti, etc. (villiaumita, NaF, e alguns óxidos, etc.; principalmente, silicatos de metais raros: eudialita, astrofilita, rinquita-rincolita, etc.). Aqui a condição agpaítica (insaturada e supersaturada, cf.) identifica-se sobretudo pela presença destes minerais agpaíticos (cf. Apêndice D).

Agpaítico supersaturado. Nome aqui proposto para variedade de rocha equerítica (cf.) que se apresenta com minerais agpaíticos

(eudialita, astrofilita, e outros), além de egirina e/ou anfibólio alcalinos. Provavelmente, destaca-se pelo conteúdo alto em elementos raros.

Agpaíto. (Ussing, 1912; Ilimaussaq, Groenlândia SE; rochas do maciço alcalino de Ilimaussaq). Nome coletivo para nefelina sienitos peralcalinos com egirina, arfvedsonita, e silicatos de metais raros (eudialita, etc.) e villiaumita; faltam os óxidos de Fe-Ti. Utiliza-se hoje como o mesmo significado, como *nome coletivo* (sinônimo de nefelina sienito agpaítico). Não deve ser utilizado como nome de rocha individual.

Álcali (prefixo). Em geral, utilizado para indicar a presença de álcalis (em minerais e rochas): álcali-feldspato é feldspato alcalino. Não deve ser utilizado para identificar a presença de álcalis em rochas (exceção: álcali basalto, cf.).

Álcali basalto (= álcali olivina basalto). Nome de uma rocha (basalto alcalino) e de uma série petrográfica (e.g., Turner e Verhoogen, 1960). *Rocha*: basalto alcalino com olivina e augita (como fenocristais e na matriz) e plagioclásio cálcico; na matriz, às vezes também visível alguma analcima, mais raramente nefelina: *ol-*, *hy-*, e *ne-*normativo. *Série petrográfica*: constituída por basaltos associados com termos félsicos saturados a insaturados (fonolitos, traquitos alcalinos, etc)

(e.g., Yoder e Tilley, 1962; Coombs e Wilkinson, 1969).

Alcali olivina basalto. Cf. álcali basalto.

Alcalino (adjetivo). Refere-se, num contexto petrográfico - geológico, à presença de minerais alcalinos nas rochas. São minerais *alcalinos félsicos* os feldspatóides e associados (cf. St 1, SØ b, c), e os *alcalinos máficos* são principalmente os piroxênios e anfibólios alcalinos (egirina, arfvedsonita, riebeckita, osannita, eckermannita, barkevikita, kaersutita, katoforita, magnoforita). Vários minerais típicos de rochas alcalinas também devem ser considerados "alcalinos", já que sua cristalização obedece aos mesmos parâmetros dos piriboles alcalinos (excesso de álcalis sobre Al); são principalmente os silicatos de metais raros sem Al, que se apresentam com a combinação Na-Zr, Na-Ti, Na-Ti-Zr, Na-Ca, Na-Ca-Zr, etc. (eudialita, catapleiita, woehlerita, lavenita, astrofilita, rosenbuschita, rinquita - rincolita, lamprofilita, e outros, cf. SØ b).

Alcalino, basalto. Basalto, com minerais alcalinos ou, pelo menos, tendências alcalinas ou associado a rochas alcalinas (cf. alcali basalto).

Ankaratrito (Lacroix, 1916; Ankaratra, Madagascar; derrame de lava). Mela-olivina nefelinito (T, SØ c). Rocha vulcânica, melanocrática até ultramáfica, com fenocristais de augita e olivina, em matriz com nefelina, olivina, augita, frequentemente também com biotita, melilita, perofskita, etc.; algumas variedades com leucita. (Em Poços de Caldas, o termo "ankaratrito" foi utilizado para definir rochas profiríticas com fenocristais de augita, sanidina, analcima, em matriz afanítica ou fina de augita, nefelina, feldspato alcalino, etc.; cf. Ellert, 1959).

Brecha de origem ígnea. Rocha clástica, com clastos angulosos (ver também aglomerado) maiores de 2 mm, em matriz mais fina, constituída por materiais essenciais, acessórios e/ou acidentais, cuja origem relaciona-se direta ou indiretamente com fenômenos ígneos (ver Apêndice B).

Chibinito (= khibinito) (Ramsay, 1894; Umpetek (= Khibina), Pen. Kola URSS; maciço de Khibina). Nefelina sienito leucocrático agpaítico (a intermediário) de granulação grossa, textura desde foiaítica (traquitóide ou maciça) até hipidiomórfica (feldspatos irregulares não tabulares). Geralmente, feldspato potássico tabular centimétrico, com nefelina granular, e e girina desde primática até placóide-irregular, às vezes com arfvedsonita; típica é eudialita, como acessório intersticial comum. Também outros silicatos de metais raros.

Ditroito (Zirkel, 1866; Ditrô, área de Siebenbuerger, Transilvânia, Romênia; "stock" de Ditrô). A) Nefelina sienito leucocrático, com biotita; com sodalita e cancrinita secundárias. Textura hipidiomórfica, não foiaítica (cf.), com feldspato granular equidimensional-irregular. B) (Broegger, 1890). Nome coletivo, grupo de nefelina sienitos que se identificam pela textura granular não foiaítica ("nefelina sienito do tipo Ditrô"), contrariamente ao grupo dos foiaitos (nefelina sienitos com textura traquitóide, cf.). Ambos significados obsoletos, substituir por nefelina sienito s.7.

Equerítico. Nome que identifica uma série de rochas alcalinas supersaturadas (Barth, 1962), caracterizadas pela presença de máficos alcalinos (tipicamente egirina, arfvedsonita, riebeckita, etc.). Algumas rochas equeríticas exibem também minerais agpaíticos (cf.), tais como eudialita e astrofolita (cf. agpaítico supersaturado).

Equerito (Broegger, 1906; Sanden, região de Oslo, Noruega; diques?). Granito leucocrático (campo 2, Figura E-1) a um feldspato, textura aplitica, com anortoclásio, egirina e arfvedsonita. Substituir por alcali-feldspato granito alcalino.

Foiaítica, textura. Textura geralmente hipidiomórfica -inequigranular, muito comum nos nefelina sienitos. Destacam-se cris-

tais maiores de feldspato potássico, de hábito tabular - laminar paralelo a (010), que aparecem formando uma malha mais ou menos densa, na qual se colocam os outros minerais (incluindo-se feldspatos de menor tamanho). Textura ora orientada (traquitóide), ora maciça (e.g., SØ b).

Foiaito (Blum, 1861; Sierra de Monchique, Algarve, Portugal; maciço alcalino de Monchique). Nefelina sienito geralmente leuco-a hololeucocrático (campo 11, Figura E-1), com textura foiaítica (cf.). A manutenção do termo "foiaito" requeriria a invenção de outro nome para os nefelina sienitos com texturas não foiaíticas (cf. "ditroito", ver também J 4). Rejeita-se aqui o nome, substituído pelo termo mais geral de nefelina sienito (os "foiaitos" são então nefelina sienitos com textura foiaítica, cf.).

Foidito. Nome coletivo utilizado para rochas feldspatoidicas leuco-, meso- ou melanocráticas (campo 15, Figura E-1), vulcânicas - subvulcânicas (e.g. nefelinito) (cf. St. 1, 2).

Foidolito. Nome coletivo utilizado para rochas feldspatoidicas leuco-, meso- ou melanocráticas, com poucos feldspatos, ou sem eles (campo 15, Figura E-1), plutônicas (i.e., faneríticos, e.g., nefelinolito, com predomínio de nefelina; pseudoleucitolito, com fenocristais de pseudoleucita em matriz fina, etc.) (cf. St 1, 2).

Fonólito (ou fonolito) (Klaproth, 1801; sem localidade tipo; aparentemente, rochas originais são derrames). Rocha vulcânica ou subvulcânica do campo 11 (Figura E-1), comumente leucocrática, com ou sem fenocristais, matriz desde afanítica (raramente vítrea) até fina-média (cf. "tinguaíto"). Sem conotações químicas, engloba tanto os termos agpaíticos como os miasquíticos (cf.).

Intermediário. Alguns autores (cf. Apêndice D) identificam nefelina sienitos com quimismo e mineralogia intermediários entre os miasquíticos e os agpaíticos. Autores soviéticos (e.g., Semenov em 1967, cf. SØ b) definem três tipos de nefelina sienitos intermediários, identificados pelo anfibólio presente (respectivamente, Mg-arfvedsonita, Al-arfvedsonita e catoforita-barkevikita) (cf. Apêndice D).

Kakortokito (Ussing, 1911; Kakartok, Ilimaussaq, Groenlândia SE; sequência basal estratiforme do maciço de Ilimaussaq). Conjunto estratiforme de nefelina sienitos com bandas decimétricas a métricas (até 1 - 1,5 m), de granulação grosseira a muito grosseira, com marcado aspecto de "sedimento" ígneo (J 4; SØ b, c) constituído por bandas basais pretas (ricas em egirina e arfvedsonita), seguidas de bandas vermelhas (com eudialita; unidade frequentemente muito reduzida, até ausente) e brancas (bandas ricas em feldspatos) que se repetem, nessa ordem, ciclicamente. Minerais importantes de conjunto são feldspato potássico, nefelina, egirina, arfvedsonita, e eudialita. Em

média, rocha melanocrática ($M = 40-50$), com composição mineralógica média de lujaurito (cf.). Rocha formada por processos cumuláticos (controle por correntes magmáticas de densidade e/ou difusão, cf. SØ b).

Khibinito. Cf. chibinito.

Lujaurito (= lujavrito) (Broegger, 1890; Lujavr-Urt, Lovozero, Pen.Kola, URSS; maciço de Lovozero). Nefelina sienito agpaítico, leuco- a mesocrático, do campo 11 (Figura E-1), inequigranular-grosseiro, textura traquitóide fortemente marcada, com aspecto de "xisto cristalino" (Shand, 1949) e "laminação ígnea" (SØ c), pelo aspecto "fluidal" das fibras de egirina e orientação dos feldspatos. Feldspatos potássicos tabulares centimétricos, nefelina prismática a granular, com egirina acicular intersticial (também arfvedsonita), acompanhados de frequente eudialita e outros silicatos agpaíticos. Entre os fêlsicos, observa-se também sodalita e albita (até oligoclásio?, J 4) tabular.

Miasquítico. Nefelina sienito caracterizado pela presença de minerais máficos aluminosos (e.g., biotita, hornblenda, augita) e ausência de egirina e de minerais agpaíticos. Quimicamente, $Na+K < Al$, além da condição de insaturação (cf. Apêndice D).

Plumasítico (Goldschmidt, 1930). Goldschmidt dividiu os pegmatitos em agpaíticos e plumasíticos; nos primeiros, os líquidos residuais apresentam excesso de álcalis sobre Al ($\text{Na} + \text{K} > \text{Al}$); nos segundos, predomina Al ($\text{Na} + \text{K} < \text{Al}$). Os dois tipos podem ser tanto supersaturados como insaturados (e.g., Rankama e Sahama, 1950).

Plumasito (Lawson, 1901; Spanish Peak, Pluma Co., California, USA; dique de pegmatito em peridotito). Rocha de granulação grosseira a muito grosseira, composta por oligoclásio, corindon e biotita ("diorito" com corindon); produto de reação de magma (granitóide) com encaixante ultramáfica.

Pórfito. Rocha com abundantes fenocristais, em matriz fina-média (e.g., pseudoleucita fonólito pórfito) (J 1).

Pseudoleucita. Intercrescimento de feldspato potássico (predominante) com nefelina (frequentemente alterada em natrolita, etc.), atingindo formas ora perfeitamente idiomórficas (icosaedros), ora ovoidais. Geralmente, marcada textura interna: fina borda onde nefelina e sobretudo feldspato, alongado, se colocam em palisada, ao redor de "núcleo" com textura em mosaico, porém também frequentemente com cristais orientados (radiais) de feldspato. Frequentes inclusões de minerais máficos (e.g., piroxênio, em geral orientado radialmente). Geralmente, apresentam intercrescimento com pseudoleucitas vizinhas e fenocristais de feldspato potássico. Os tamanhos de pseudoleucitas são desde milimétricos até decimétricos (15-

20 cm. em Poços de Caldas).

Englobam-se neste termo também as pseudoleucitas que aparecem com contorno irregular-elipsoidal (mm a cm), geralmente também com estrutura interna (fina borda externa, em palisada, e núcleo com intercrescimento em mosaico, ou radialmente orientado). Petrogeneticamente, a pseudoleucita é um feldspatóide (e.g., SØ b, c; St 1, 2).

Tinguaítica, textura. Mosaico de grãos de feldspato potássico e nefelina, granulação fina a média, entre os quais se colocam agulhas de egirina, menos comumente também de anfibólito sódico (J 4). Em Poços de Caldas, os "tinguaítos" apresentam-se comumente com textura intergranular, mais raramente com a tinguaítica.

Tinguaíto (Rosenbusch, 1887; Tinguaí, RJ, Brasil; diques e derrames). Rocha suposta subvulcânica por Rosenbusch (diques, formações subvulcânicas, etc.), de granulação fina até média, comumente sem fenocristais, do campo 11 (Figura E-1); geralmente leucocrática, raramente mesocrática (J 4). Aspecto macroscópico típico é preto-esverdeado (efeito da granulação e presença de egirina e/ou anfibólito alcalino). Na matriz, encontra-se feldspato potássico e nefelina como grãos subidiomórficos a irregulares, formando mosaicos entre os quais se coloca egirina (e anfibólito alcalino) como grãos irregulares ou prismas (textura intergranular, cf. WTG), mais raramente como agu

lhas desorientadas (textura tinguaitica, cf.) (esta última seria para J 4 a textura característica de tinguaitos). Para alguns, tinguaitos são equivalentes químicos de nefelina sienitos agpaíticos (e.g., SØ b). Nome não recomendado (cf. também HWW) por apresentar-se no campo com passagem gradativa ou rápida para rochas de granulação mais fina (cf. fonolitos). Substituir por nefelina microsienito ou fonólito microgranular.

Traquitóide, textura. Equivalente da textura traquítica (e.g., J 1), com granulação mais grosseira. Dominam feldspatos potássicos tabulares ou laminares orientados. Textura muito comum em nefelina sienitos (cf. foiaito, textura foiaítica).

Tufisito (H.Closs, 1941). Refere-se a material ora caótico (blocos maiores em matriz mais fina) ora de granulação mais uniforme, que se coloca, pela ação de correntes "fluidizadas", como depósito intratelúrico (em condutos) (cf. Apêndice B).

Tufito. Granulometricamente, o equivalente dos "arenitos"; de origem vulcânica, aerotransportada (tefra) (cf. Apêndice B).

Referências bibliográficas

- Coombs D.S. e Wilkinson J.F.G. 1969. Lineages and fractionation trends in undersaturated volcanic rocks from the East Otago volcanic province (New Zealand) and related rocks. *J.Petrol.*, 10, 440-501.
- Ellert R. 1959. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. *Bol.Fac.Filos.Ciênc.Letras, Univ.São Paulo*, Bol. 237, nº 23, 5-63.
- Hatch F.H., Wells A.K. e Wells M.K. 1972. *Petrology of the Igneous Rocks*. 13ª ed., Murby, Londres, 551p.
- Johannsen A. 1938. *A descriptive petrography of the Igneous Rocks*. Vol. IV: Feldspathoidal rocks. Peridotites and Perknites. Univ.Chicago Press, Chicago 523p.
- Johannsen A. 1939. *A descriptive petrography of the Igneous Rocks*. Vol. I: Introduction, textures, classification and glossary. 2ª ed., Univ.Chicago Press, Chicago, 523p.
- Rankama K. e Sahama Th.G. 1950. *Geochemistry*. Univ.Chicago Press, Chicago, 912p.
- Shand S.J. 1949. *Eruptive rocks*. 3ª ed., Murby, Londres, 488p.

- Sørensen H. 1974a. Petrography and petrology: Introduction.
In: Sørensen (ed.) The Alkaline Rocks, Wiley, Londres, 15-22.
- Sørensen H. 1974b. Alkali syenites, feldspathoidal syenites,
and related lavas. In: Sørensen H. (ed.) The Alkaline Rocks,
Wiley, Londres, 22-52.
- Sørensen H. 1974c. Glossary of alkaline and related rocks. In:
Sørensen H. (ed.) The Alkaline Rocks. Wiley, Londres,
558-577.
- Streckeisen A. 1967. Classification and nomenclature of
igneous rocks. N.Jb.Mineral.Abh., 107, 144-240.
- Streckeisen A. 1976. To each plutonic rock its proper name.
Earth Sci.Rev., 12, 1-33.
- Troeger E. 1935. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine.
Ein Nomenklatur-Kompendium. (Reimpressão 1969).Schweizerbart'
sche, Stuttgart, 360p.
- Troeger R. 1939. Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine.
1. Nachtrag. Fortschr.Mineral.Kristall.Petrog., 23, 41-90.
(Reimpressão 1969, Schweizerbart'sche, Stuttgart).
- Turner F.J. e Verhoogen J. 1960. Igneous and Metamorphic
Petrology, McGraw Hill, 2ª ed., 694p.

Yoder H.S. e Tilley C.E. 1962. Origin of basaltic magma: an experimental study of natural and synthetic rock systems. J.Petrol., 3, 342-532.

Williams H., Turner F.J. e Gilbert C.M. 1954. Petrography. Freeman, São Francisco, 406p.