

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

AS BRECHAS DE ORIGEM ÍGNEA:

REVISÃO E PROPOSTA PARA UMA CLASSIFICAÇÃO GEOLÓGICA

HORSTPETER H. G. J. ULBRICH

BOLETIM IG-USP

PUBLICAÇÃO ESPECIAL Nº 3

1986

| | | | | |
|-------------------------|---------------|-------|-----------|-----------|
| BOL. IG-USP, PUBL. ESP. | SÃO PAULO, SP | Nº. 3 | PÁG. 1-82 | MAIO 1986 |
|-------------------------|---------------|-------|-----------|-----------|

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 "craquelões") 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, baseado em modelos da literatura. As *brechas plutônicas* são divididas em brechas protoclásticas de contato e fricção (cataclasitos e milonitos), agmatitos, brechas de substituição e vários tipos de diques e condutos de brecha (estruturalmente idênticas às brechas subvulcânicas de condu

to, porém associadas a corpos plutônicos).

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: clasto-sustentada, sustentada por clastos e matriz, sustentada por matriz ("clast-supported", "clast-matrix supported" e "matrix-supported").

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

ABSTRACT

The nomenclature and classification of breccias of igneous origin has been, and still is, a subject of considerable debate, which reflects the ongoing discussions about their formation and emplacement. This is especially valid for those breccias emplaced in plutonic or subvolcanic environments. During field studies in the large alkaline massif of Poços de Caldas, southern Brazil, the author was confronted by a seemingly bewildering variety of breccias and other pyroclastic rocks, thus providing the impetus for a revision of the subject and the proposal for simple ways of describing and classifying such breccias. Special emphasis was placed on the important group of breccias emplaced at depth ("subsurface breccias") which are notoriously difficult to catalogue and to interpret; subaqueous types are non-existent, or at least very rare, in Poços de Caldas, and are not dealt with in the present discussion.

Breccias should be clearly characterized borrowing terminology and methods from the field of study of fragmental supracrustal (epiclastic and pyroclastic) rocks, both for descriptive purposes (e.g., description of form, sorting, roundness, petrographic variety, etc.) as well as for size ranges; in addition, other textural terms, such as "clast-supported", "clast-matrix supported", and "matrix-supported", should be used to describe the clast-to-matrix relationship. A *breccia of igneous origin* is defined as a clastic rock with suitable amounts (>25%) of (angular to rounded) fragments greater than 2 mm which originates as a direct response to igneous phenomena.

Genetic aspects of breccia formation are not considered a satisfactory guideline for classification purposes, mostly because breccia-forming processes are still very poorly understood. The mechanisms, which have been proposed in the literature

ture, range from well-researched and qualified hypothesis (such as the "implosion-fluidization" model of Biondi, 1979) to highly unlikely speculations. Still lacking is the ability to take the guesswork out of interpretations of texture and structure of breccias.

In the proposed classification, emphasis is placed on *descriptive and geologic aspects*, in order to define the geologic environment in which the breccia was emplaced. On the one hand, this procedure introduces a standard nomenclature, independent of any genetic meaning (or misconception); additionally, emphasis on detailed description of the geologic environment may ultimately lead to a sounder basis for interpretation. The simplest classification of breccias is therefore threefold, recognizing only "volcanic", "subvolcanic" and "plutonic breccias".

The first group comprises all deposits related to volcanic supracrustal activity, including various types of autoclastic flow breccias (including rubble found on advancing block lavas, and talus deposits and collapse fragments shed during cooling and growth of subaerially exposed volcanic domes), tephra deposits, pyroclastic flows and epigenetic sheets formed as a direct response to volcanism (e.g., lahars).

The second group, associated with subvolcanic phenomena, includes types found in small, more or less confined bodies (pipes, necks, dikes, sills, irregular bodies: "conduits" in the broadest sense). Among these are autoclastic (e.g., "friction" breccias) and xenolithic varieties (fragments enclosed within a groundmass of non-fragmented volcanic rocks). The most significant types, the economically important conduit breccias associated with explosive activities, are subdivided, merely for descriptive purposes, into non-intrusive varieties ("shatter" breccias, with angular fragments; "cracked" or "craquelée" rock; collapse breccias, with fragments derived from nearby wall-rocks) and the

clearly intrusive types (including both conduit breccias with more or less angular fragments, accompanied by varying but usually important amounts of matrix, and conduit agglomerates, with rounded fragments and little or no matrix). There has been wide speculation as to the proper generating mechanism, fluidization usually being advanced as the main emplacement cause (probably triggered by an initial "implosion"). In well-defined subvolcanic conduits, it is observed that shatter breccias, "cracked" rock, and conduit breccias are distributed in a roughly zoned pattern; the first two types are restricted to wall-rock areas and are probably formed as a response to explosion-related compressions and decompressions, while the conduit breccias appear as centrally located bodies.

The group of "plutonic breccias" are divided into border types (protoclastic and friction breccias marginal to plutons, which are, structurally, cataclasites or milonites), agmatites (fragments in a groundmass of plutonic rock), "metasomatic" substitution varieties, and plutonic conduit breccias (with features similar to those encountered in the equivalent subvolcanic types).

I. A DEFINIÇÃO DE BRECHA DE ORIGEM ÍGNEA

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 sobre 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.

Brecha de origem ígnea é a formada diretamente pela atividade ígnea. O termo inclui portanto brechas vulcânicas e subvulcânicas, 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 (hioloclastitos, peperitos, "pillows", etc.)
- B. Fricção (brechamento da crosta sólida do derrame ainda em movimento; brechamento mecânico das rochas encaixantes pelo magma; etc.)
- C. Invasão tranqüila de magma na rocha encaixante (agmatitos)
- D. Desmoronamentos (parte frontal de lavas aa, crosta externa de domos vulcânicos, etc.)

.2.

- 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 as "correntes basais" - "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 & 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, por

* Não existe uma tradução amplamente aceita para o termo inglês "base surge", por outra parte pouco feliz. O termo descreve a violenta e rápida expansão, essencialmente horizontal, de ar contendo partículas em suspensão (pó, material incandescente, cinza, etc.) gerado por explosões de muita energia. Utilizado inicialmente para descrever fenômenos observados durante explosões termo-nucleares, o termo é agora expandido para incluir também descrições de fenômenos naturais (e.g., explosões freato-magmáticas). A corrente basal é uma espécie de "corrente de densidade" ("density current", ver item III.1.3), movimentando-se na atmosfera como massa fluida diferenciada, independente da atmosfera circundante.

tanto, definir como brecha vulcânica toda brecha formada em conseqüência de fenômenos vulcânicos, independentemente de sua litologia; esta proposta é hoje a 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., "diques de seixos" - "pebble dikes" - de origem vulcânica, muitas brechas mineralizadas de conduto, lapillitos 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 acompanha processos ígneos.*

A designação das brechas por nomes compostos e adjetivados

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

Em princípio, *nomes compostos* devem identificar ora 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 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.

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 ro

TABELA 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 4).

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

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

Litologia: indicar composição petrográfica.

Textura: maciço, pumíceo, 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, granulção (agmatitos, clastolavas, ver Tabela 10).

chas com proporções menores de clastos, utiliza-se a mesma no menclatura 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 sedimenta res (Pettijohn, 1975).

Observe-se que neste aspecto não existe en tre 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 aspec to, que tem implicações geológicas, cita-se na literatura de vã rias formas (oligo- vs. polimíctico; mono- vs. polilitológico; mono- vs. poligênico; cf. Tabela 2). Das três alternativas indi cadas, é 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, certa mente, uma rocha que passou por várias etapas genéticas, 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 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 pedra-pomes 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 3; as relações clastos-matriz das rochas indicam bastante adequadamente os ambientes específicos de deposição (e.g., de maior ou menor energia).

TABELA 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" | | "Boundstone" (biolítico) |
| < 10% clastos | > 10% clastos | |
| Lamito carbonático (calcilutito) | "Wackestone" (calcilutito calcarenítico) | "Grainstone" (calcirudito ou calcarenito) |
| | | |

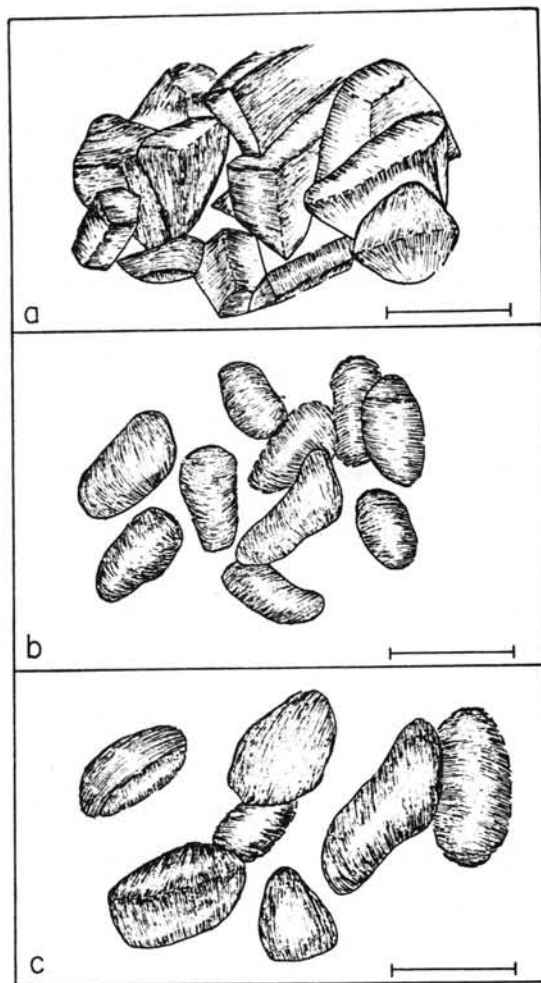


FIGURA 1. Tipos de brechas segundo as relações clastos vs. matriz. Escala arbitrária nos três casos, segmentos geralmente representando alguns cm ou decímetros. a) Sustentada por clastos ("clast-supported"). Textura dominada por clastos que se sustentam mutuamente. Matriz intersticial escassa, frequentemente 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.

Para a descrição das texturas de brechas, propõe-se aqui utilizar termos semelhantes aos indicados na Tabela 3. São os seguintes:

Sustentada por clastos ou clasto-sustentada ("clast-supported"): os clastos maiores estão todos em contato direto entre si nas três dimensões do espaço, 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 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 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 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

TABELA 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 | 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 | | | Lapillitos (Tufi- to de lapilli) | | | |
| 64 | | | | | | |
| 32 | Seixos | Partícula de lapilli | | | | |
| 16 | | | | | | |
| 8 | | | | | | |
| 4 | | | | | | |
| 2 | | | | | | |
| 0,5 | Grão | Partícula de cinza grosseira | Tufito grosseiro | Tufisito | | Arenito |
| 0,250 | | | | | | |
| 0,125 | | | Tufito fino | | | Siltito e argilito |
| < 0,0625 | Partícula de silte ou argila | Partícula de cinza fina | | | | |

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.

te para definir geneticamente a brecha. Nesta descrição, devem-se incluir informações sobre granulometria, litologia, textura, forma, angulosidade, etc. (ver Tabela 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 rochas sedimentares. A classificação granulométrica das brechas de origem vulcânica é mostrada na Tabela 4. Observe-se que, embora o termo "brecha" (ou "aglomerado") vulcânico 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 aer transportados, com fragmentos de 2 até 64 mm, reservando-se o termo "brecha" para os equivalentes constituídos de fragmentos maiores (Tabela 4; Fisher, 1961; Pettijohn, 1975). Os depósitos epigenéticos diretamente associados ao vulcanismo (essencialmente lahars) são classificados segundo a nomenclatura das rochas sedimentares comuns (Tabela 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 vi sualmente os diversos tipos e aplicar medições mais rigorosas.

III. CLASSIFICAÇÕES GENÉTICAS VS. GEOLÓGICO-DESCRIPTIVAS

São várias as classificações genéticas propostas 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 autobrecha

TABELA 5

CLASSIFICAÇÃO GENÉTICA DE BRECHAS VULCÂNICAS
(Fisher, 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 coluvio)

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.)

mento por resfriamento, fluxo, vesiculação, etc.) "aloclásticas" (quando o processo magmático fratura as rochas prē-existentes), "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 & Bowes, 1963; Fisher, 1966; Parsons, 1969). A classificação de Fisher (1960b) aparece na Tabela 5, com as modificações propostas por outros autores.

À 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 supostas "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 autoclástica de "fricção" (Tabela 5) pode ser muito similar a brechas aloclásticas de "explosão" ou de "intrusão", ou a uma piroclástica de "conduto", etc. (Tabela 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 geológico-descritivas*: força-se, através da clas

sificação geológica, uma caracterização e descrição adequada do ambiente geológico, partindo-se posteriormente para possíveis interferências ou especulações sobre causas e mecanismos de geração da brecha.

A ênfase na classificação geológico-descritiva 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*) e que, em parte, são estruturalmente idênticas às do segundo grupo (ver item III.2). 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 com as supracrustais, por um lado, e algumas plutônicas, por 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 geológico-descritiva que se propõe aqui aparece resumida, com suas subdivisões, na Tabela 6 e será discutida nas páginas seguintes.

TABELA 6

CLASSIFICAÇÃO PROPOSTA PARA BRECHAS DE ORIGEM ÍGNEA EM FUNÇÃO DO AMBIENTE GEOLÓGICO DE COLOCAÇÃO (Ulbrich, 1984, e este trabalho)

A) BRECHAS DE ORIGEM VULCÂNICA-SUBVULCÂNICA

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 de conduto (matriz ígnea)

II.2. Brechas explosivas de conduto

A. Brechas não intrusivas

Brechas de colapso

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

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) (similares às brechas subvulcânicas de conduto)

Brechas de substituição

III.1. Brechas vulcânicas subaéreas ou supracrustais

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

III.1.1. Brechas autoclásticas de derrames

O nome de *brechas autoclásticas* foi proposta 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).

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

1. Brechas de derrames

Alguns derrames (lavas basálticas tipo aa, lavas ande-síticas, 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

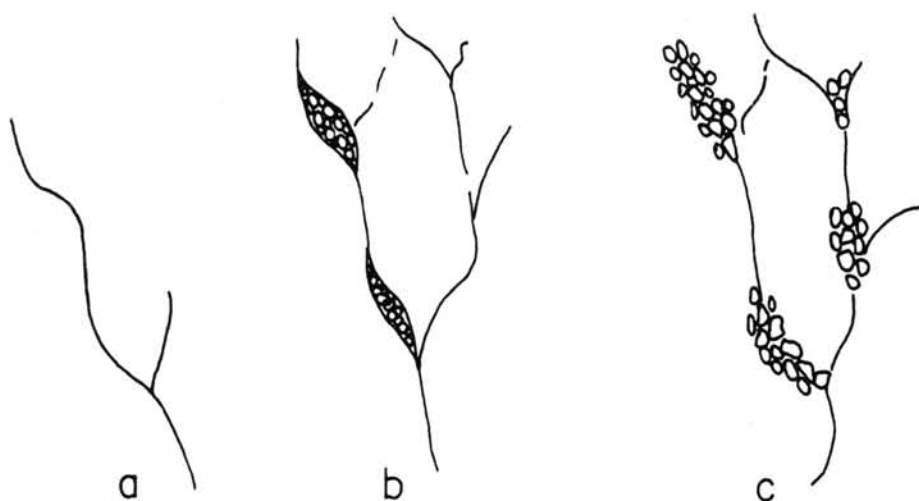


FIGURA 2. Brecha de ajuste, por brechamento autoclástico de derrame, que se movimenta como unidade já quase sólida. Três estágios sucessivos. a) Diaclasamento na rocha. b) Deslocamento e brechamento autoclástico ao longo do diaclasamento. c) Estágio mais avançado, com faixas de brechas separando blocos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

estas rochas, neste caso, em "*clastolavas*", Maleyev, 1966, que são de certa maneira uma variedade de agmatitos: ver itens III.3.1; Tabela 8).

Fenômenos semelhantes de autobrechamento foram observados em andesitos subvulcânicos e outras rochas (parte marginal de diques; em "plugs"; cúpulas 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 intratêrrico (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 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 resfriamento e vesiculação, com pouca ou nenhuma movimentação do derrame (as características mais importantes do fenômeno estão reproduzidas na Figura 2; Curtis, 1954).

3. Brechas de talus e de colapso em domos

Lavas muito viscosas acumulam-se geralmente como do

mos 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 mecanismo de geração de blocos é acompanhado, freqüentemente, 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, Thora rinsson, 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 vulcaniano), 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 de declives relativamente abruptos (interestratificados com derrames) como as camadas de material piroclástico fino que cobrem extensas áreas, por vezes extendendo-se por dezenas de km². O vulcanismo stromboliano (e as fontes de lava, geradas por mecanismos semelhantes) caracterizam-se por constituir cones de escória e de cinza, que aparecem geralmente com declives moderados. O material clástico derivado por este mecanismo

é geralmente sô de lavas; os fragmentos acessórios ou acidentais são raros. Raramente 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 3); ver resumo das características na Tabela 8.

III.1.3. Depósitos piroclásticos de fluxo

Os depósitos deste tipo geram-se pelo colapso e imobilização de correntes de densidade ("density currents")*, extre-

* A denominação de "density current" (ou "turbidity current"), aqui traduzida informalmente por "corrente ou fluxo de densidade", aplica-se na literatura inglesa para correntes diferenciadas que se expandem num meio por outra parte mais homogêneo (e.g., ar, água, ou magma). Nas correntes de densidade, partículas em suspensão ocorrem em quantidades apreciáveis, separadas entre si pelo meio fluido, que atua como "lubrificante". As diferenças entre "corrente de densidade" e correntes normais são, mecanicamente, muito pronunciadas. Nas correntes comuns (e.g., água de rio ou de mar, transportando pequenas partículas de silte ou de argila), é o *meio fluido* o causador do fluxo, enquanto que nas correntes de

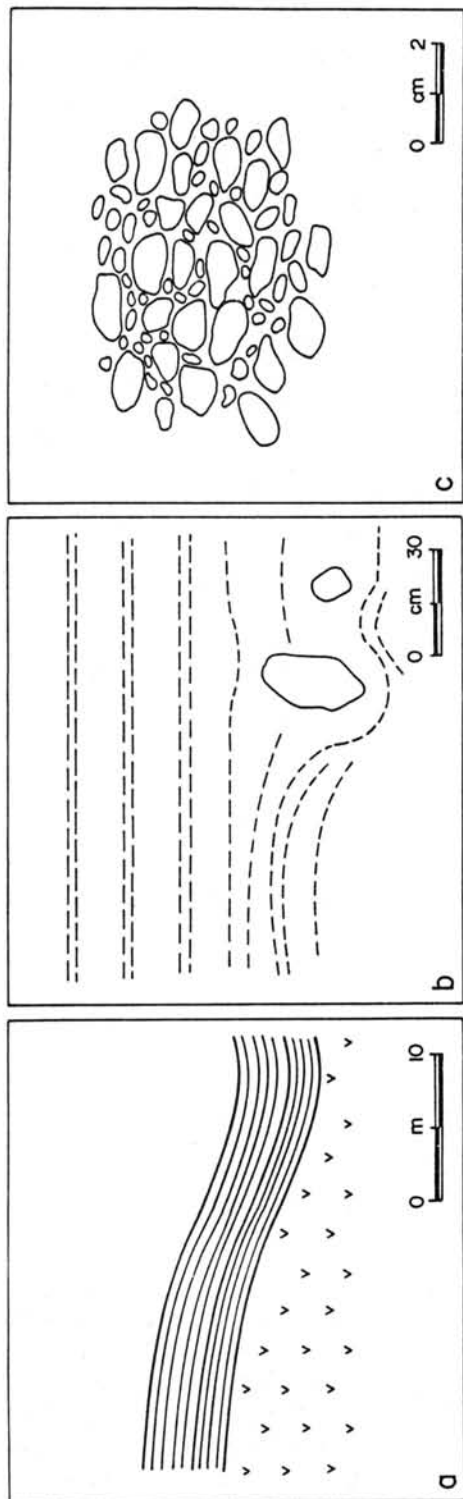


FIGURA 3. Algumas feições características de depósitos piroclásticos aerotransportados. a) Depósitos de manto, capeando regularmente a topografia; observar estratificação contínua e regular (também observada em depósitos de "correntes basais" ou "base surges"). b) Efeito de impacto de bomba, com bomba vulcânica deslocando as camadas inferiores de tefra uniformemente estratificada (comparar com Figura 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.

mamente fluidas e de baixíssima viscosidade, 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 de origem vulcânica e ar quente. O conjunto de gases e partículas desenvolve geralmente excepcional velocidade (da ordem de 100 a 200 km/hs). Mapeamentos geológicos dos depósitos resultantes indicam que, sob circunstâncias favoráveis (temperatura da massa, tamanho das partículas, etc.) as correntes de densidade deste tipo podem se trasladar por 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 & Sheridan, 1979). O mecanismo 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 varia

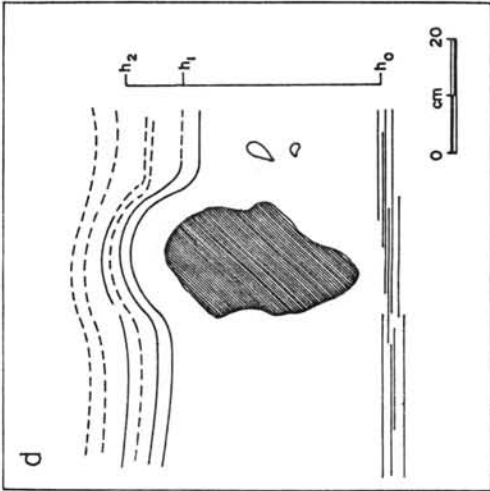
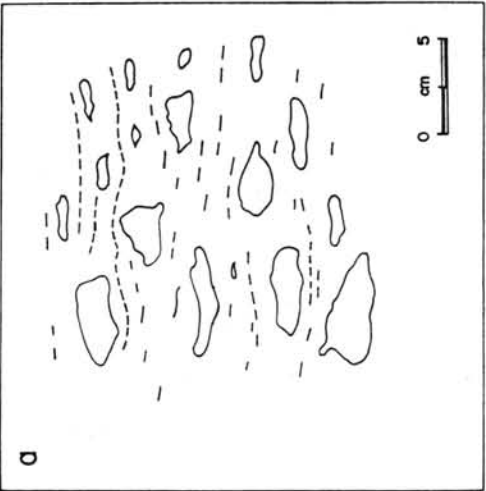
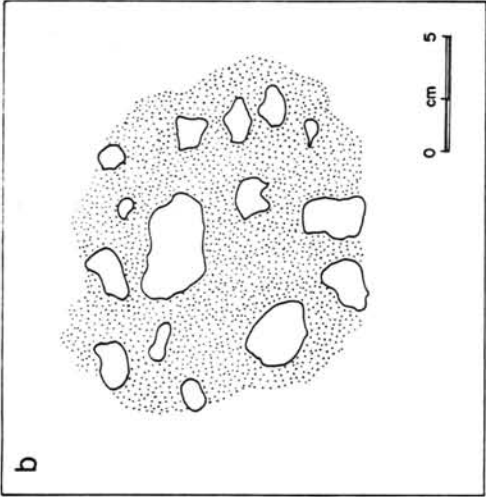
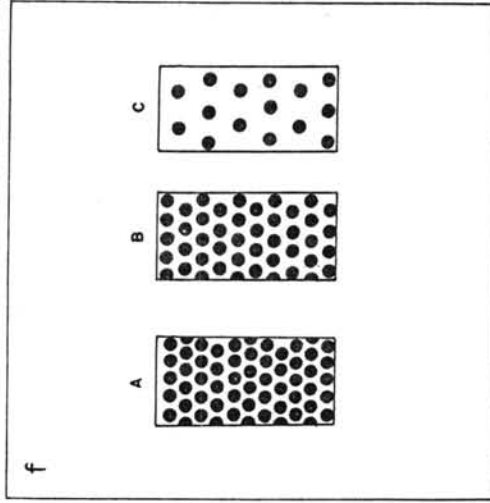
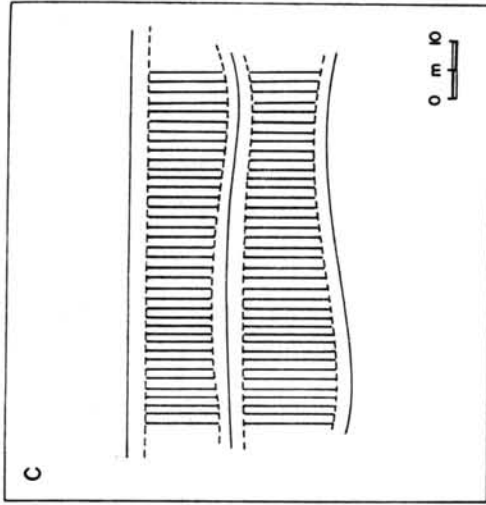
densidade, são as *partículas* as ativadoras do processo, por apresentarem energia potencial exagerada no sistema (e.g., desequilíbrios gravitativos que iniciam uma "corrente de turbidez" em encostas instáveis de bacias oceânicas) (ver discussão em Daly, 1936; Irvine, 1980, p. 29). O conceito encontra aplicação tanto no campo da Sedimentologia (e.g., geração de estratificação gradativa; formação de depósitos de "flysch", etc.; ver, por exemplo, Middleton, 1966a, 1966b, 1967) como no das rochas ígneas (e.g., cristalização de magmas basálticos em câmaras fechadas e conseguinte origem de complexos estratiformes; e.g., Irvine, 1980).

das, 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 "tufo lavas": 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 tufo lavas descritas por autores soviéticos são verdadeiros ignimbritos.

Williams (1957, citado em Parsons, 1969, e Schmincke, 1974) detalha três possíveis mecanismos geradores de ignimbritos: a) mecanismo peleano (do Monte Pelée), 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 do vulcão, como corrente de densidade; c) correntes piroclásticas emanadas de fissuras, como massas quentes que se autoexpandem, uma vez expelidas. Embora este último fenômeno nunca tenha sido observado, acredita-se que seja aquele que deposita os grandes mantos de ignimbritos presentes em várias partes do mundo (campos ignimbritos 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

FIGURA 4. Algumas feições características de ignimbritos. a) Estrutura eutaxítica em ignimbrito soldado com fragmentos alongados e orientados ("*çiamme*"), 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 de resfriamento em ignimbritos soldados; observar a disposição da disjunção 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; e_1 mostra estilhaços de vidro e fragmentos de cristais em ignimbrito não soldado; e_2 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 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 & Sheridan, 1979).



escoriáceo ou pumíceo, comumente colapsados por efeitos do fluxo e compactação, também freqüentemente acompanhados de clastos acidentais 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 zonabilidade típica (base e topo pouco consolidados, parte central e central-inferior soldada: tufitos soldados). As características mais marcantes destes depósitos estão discriminadas na Tabela 8 (ver também Figura 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.

2. Depósitos freato-magmáticos de "maare" (depósitos de "correntes basais" ou "base surges")

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 7; Stearns & MacDonald, 1946, cit. em Ollier, 1974). As explosões freato-magmáticas geram "correntes ou surgências basais" ("base surges"), e ocorrem quando magmas entram em contato com lençóis freáticos (Schmincke, 1974; Ollier, 1974; Parsons, 1969). Caracterizam-se por apresentar uma seqüência típica de eventos (Waters & 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 basal, movimentada a alta velocidade.

Os depósitos de "maare" apresentam-se como camadas geralmente finas (centimétricas a decimétricas), com estratificação contínua (depósitos tipo manto), frequentemente laminadas; 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 freqüentes 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 (vitrêos 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 8 e Figura 5).

Alguns autores incluem nesta categoria também as explosões freáticas ou freato-magmáticas, as quais produzem bre

TABELA 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.).

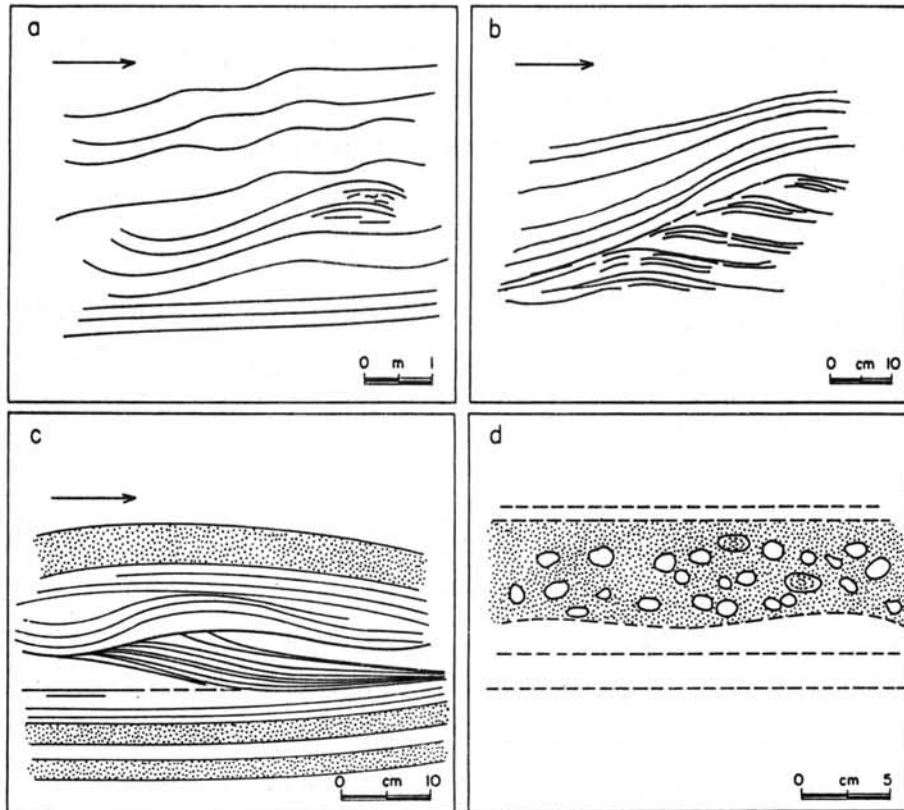


FIGURA 5. Estruturas em depósitos de "base surge". Esquemático. a) Na parte inferior, observam-se depósitos horizontais laminados de tefra, sobre os quais encontram-se depósitos de "correntes basais" ("base-surge"). Observar as formas antidunas, ascendentes, com laminação e estratificação cruzada de 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 & Waters, 1970). c) Depósitos de tefra, na parte inferior; forma antiduna corta a estratificação cruzada de barlavento; por cima, depósitos de tefra e/ou "base surge" (Fisher & Waters, 1970); d) Camadas de material tuftítico, com estrato de lapilli acrecionais em matriz tuftítica (textura sustentada por matriz); lapilli com estas estruturas concêntricas são considerados típicos de ambientes úmidos de deposição, e portanto provavelmente indicadores característicos de depósitos colocados por "correntes basais" (ver texto; esquemático, segundo Fisher & Waters, 1970).

chas caóticas maciças polimícticas, com fragmentos angulosos principalmente acidentais e acessórios de tamanhos extremamente variados. Estas explosões não são acompanhadas pelo fenômeno de "corrente basal" ou "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 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 & 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 considerado uma rocha "diretamente" ligada ao vulcanismo.

Depósitos lahâricos

Estes depósitos são, de longe, os mais importantes desta categoria. O termo "lahar" define um depósito, de origem vulcânica, 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 de

pōsitos (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 avalanchas (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 6). Os fragmentos maiores são geralmente todos vulcânicos, sobretudo na parte proximal, alcançando às vezes tamanhos consideráveis (métricos). A matriz é desde subordinada (freqüentemente 25% ou menos) até predominante (cf. Figura 6). A espessura da unidade se mantém por vezes constante por mais de 60 km. Encontra-se freqüentemente 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 lahars 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 fa

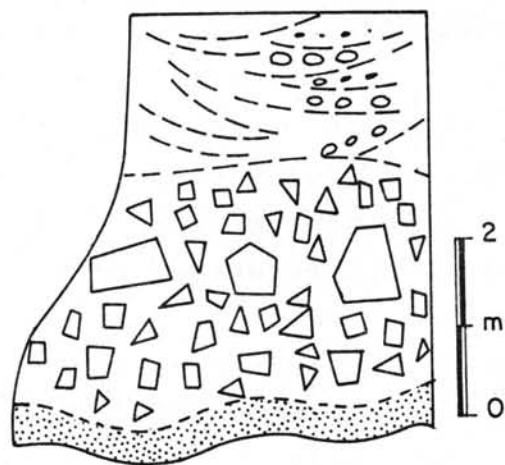


FIGURA 6. Secção transversal de lahar. Maciço e arenoso na parte inferior, mostra na parte média clastos maiores em matriz siltica-arenosa; notar, neste exemplo, a tendência de concentração de blocos maiores no centro (por outra parte, feição pouco comum). Na parte superior, com o aumento na relação 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).

cialmente 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).

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

Estas brechas não estão sempre ligadas a rochas vulcânicas (i.e., afaníticas ou de granulação fina). São muito frequentes na literatura as referências a material brechado, direta ou indiretamente relacionado com corpos plutônicos (e, portanto, a rochas ígneas de granulação média ou grosseira), que apresentam claras evidências geológicas de colocação a baixa profundidade (e.g., granitos de "epizona", cf. Buddington, 1959; estruturas brechóides associadas a corpos granitóides "epizonais" cordilheranos; e.g., Myers, 1975; condutos brechados e mineralizados com cassiterita, etc., ver Taylor, 1979; áreas brechadas com mineralizações à Cu e/ou Mo, do tipo "porphyry copper", e.g., Titley e Hicks, 1966; Burnham, 1979). Estas manifestações brechadas formam-se por processos semelhantes àqueles que originam as brechas subvulcânicas de conduto. A nomenclatura e a sistemática proposta nas páginas seguintes pode portanto ser aplicada, com inteira propriedade, para toda brecha ígnea formada em profundidades rasas, independentemente de sua associação com

"rochas finas" ou "rochas grosseiras"; a granulação que adota uma rocha ígnea depende quase exclusivamente de parâmetros cinéticos vários e não é, obviamente, "medidor linear" da profundidade de intrusão.

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 inconseqüente. 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 apresentam-se carregadas de *xenólitos* (acidentais ou acessórios), que, ao se resfriarem, convertem-se numa variedade de "*clastolavas*", 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 10). É interessante observar 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.b).

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 esteis e 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 e as brechas propriamente intratelúricas.

III.2.2a. Depósitos estratificados de conduto e materiais 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 12 e 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 evidên

cias sugerem que os sedimentos são mais do que "depósitos de retorno" ("fall-back deposits"; Figura 7): são camadas supracrustais que, ao longo da história do conduto, estiveram submetidos a 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 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).

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.

As características geológicas e petrográficas permi

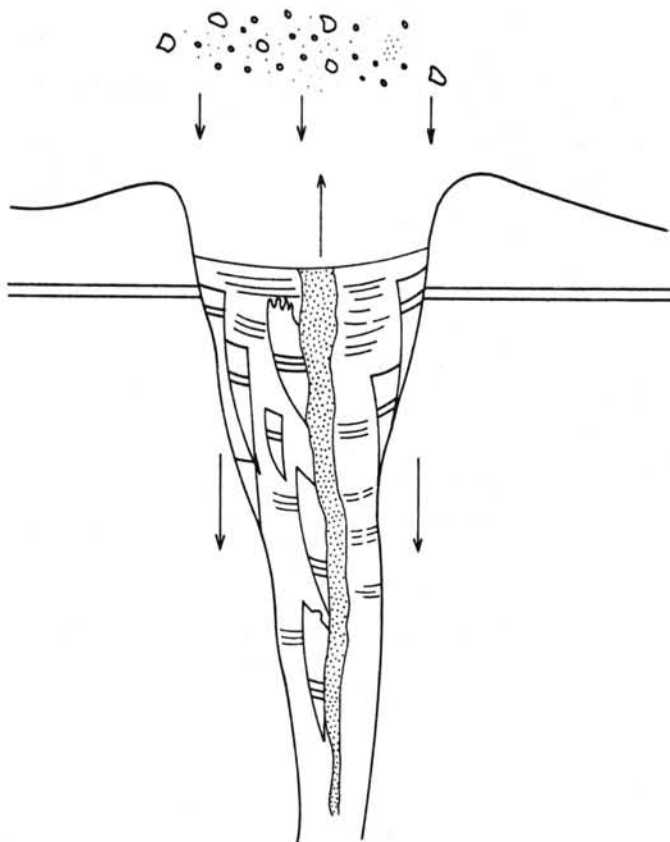


FIGURA 7. Depósitos piroclásticos de retorno (tipo "fall-back"). Parte do material que preenche o conduto é formado por retorno dos fragmentos piroclásticos aerotransportados (para mecanismos alternativos, ver discussão no texto). As setas indicam as áreas com predomínio de movimentos de subsidência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

tem definir imediatamente dois tipos contrastados de brechas de conduto. O primeiro deles mostra feições indicativas de significativa movimentação vertical; são as brechas *intrusivas* de conduto. No segundo tipo, faltam essas características, identificando-se, portanto, o conjunto de brechas *não-intrusivas* de conduto.

α) Brechas não intrusivas de conduto

Estas brechas intratêlúricas caracterizam-se por não evidenciar relações intrusivas com as rochas encaixantes. Distinguem-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 na Tabela 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 lasqueamento 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 encaixantes e se expandem violentamente, após 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 de água para as rochas encaixantes (Norton & Cathless, 1973).
- E) processo não completado de "implosão-fluidização", com implosão das paredes de um conduto, condicionada por passagem de magma, e geração de brecha de colapso, que pode ser mobilizada posteriormente por fluidizações (Biondi, 1979; ver também item 4, sobre "Brechas intrusivas tufisíticas", p. 46).
- F) corrosão e solubilização de rochas pré-existentes 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 & Sawkins, 1971). Os condutos cortam granodioritos, e apresentam uma zona interna brechada, com clas

tos 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 & 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 8).

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

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

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 oligomictica, 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 às 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" (Fi

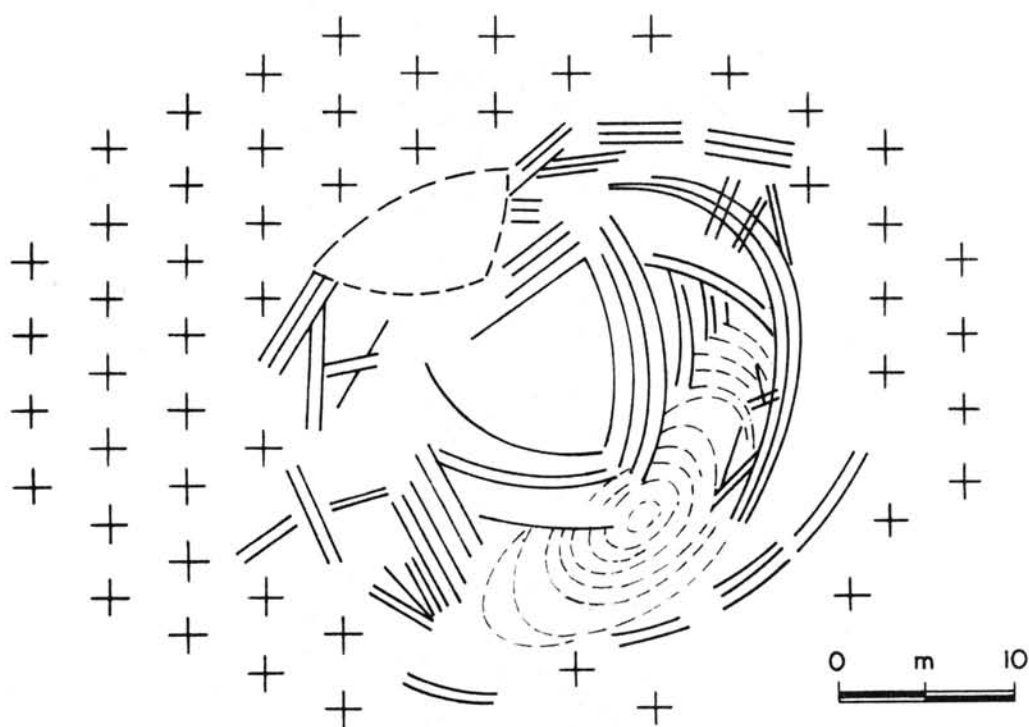


FIGURA 8. Vários sistemas de fraturas concêntricas, ao redor de condutos, Chile. A figura mostra a complexidade dos mecanismos de fraturamento periférico ("laminação") em condutos mineralizados de colapso. Linhas cheias: fraturas verticais; tracejadas: fraturas com mergulho moderado. (Segundo Sillitoe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

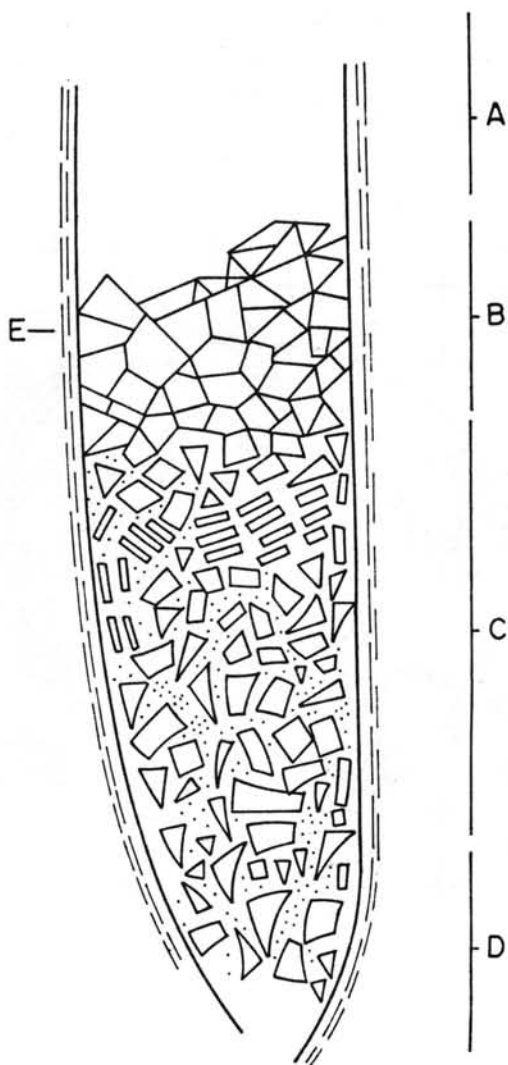


FIGURA 9. Secção esquemática interpretativa de condutos de colapso, Chile. No teto (zona A) observa-se apenas diaclasamento e fraturamento concêntrico (não representado). (B) representa uma zona com blocos levemente movimentados e caoticamente fraturados (zona "craquelêe" até brecha de fragmentação). 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).

gura 8), é apenas uma das conseqüências 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 converta 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 9).

Para estas brechas, propõe-se aqui o nome coletivo de "brechas de fragmentação", (J.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 9.

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

Intimamente associado aos dois tipos anteriores de brechas, encontram-se conjuntos litológicos claramente brechoides, 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; inexiste matriz, e são frequentes espaços vazios entre os clastos. Entretanto, a movimen-

tação 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").

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 decompressão. Criam-se portanto, nos locais afetados (Figura 10), áreas sujeitas à compressão e decompressão 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 9).

Algumas jazidas citadas na literatura (do tipo "stock work") assemelham-se a zonas "craquelêes" mineralizadas. A faixa mineralizada de Cactus, na região do San 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 zonalidade, indicada esquematicamente na Figura 10. Assim, as zonas "craquelêes" dominam nas partes distais, enquanto que no conduto em si localizam-se,

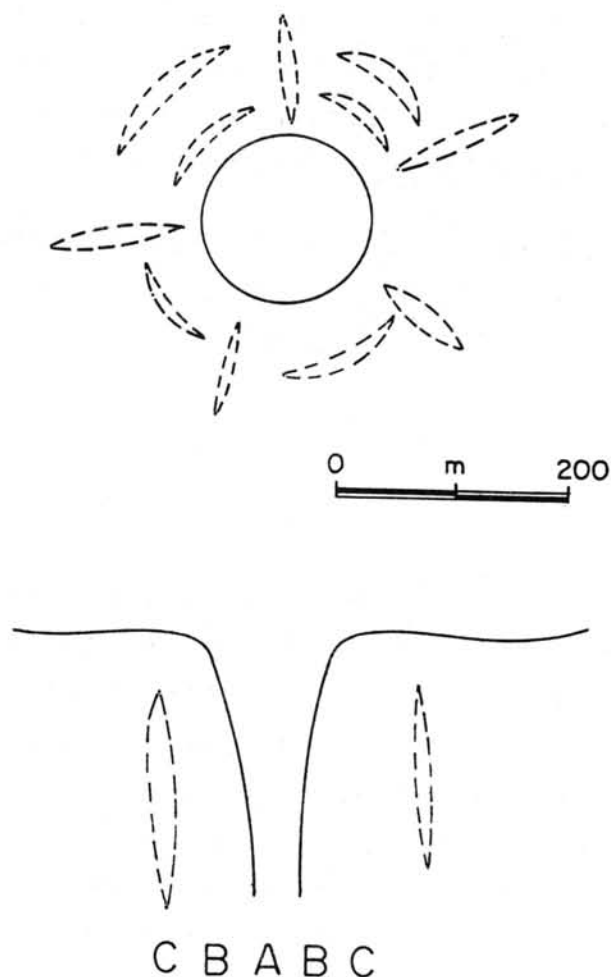


FIGURA 10. Zonas "craquelões", localizadas ao longo de faixas de compressão e decompressão (indicadas com linhas tracejadas; ver texto). (A) é zona de colapso (o próprio conduto) enquanto que as brechas de fragmentação formam-se preferencialmente no local (B). As zonas "craquelões" encontram-se mais afastadas do conduto. Numa visão dinâmica do processo, as zonas "craquelões" 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 Figura 9 e 14.

eventualmente, possíveis brechas de colapso; as últimas podem ser mobilizadas por fluidizações posteriores, transicionando portanto para o grupo de brechas intrusivas, discutidas no item seguinte. Na zona intermediária, especialmente nas paredes do conduto, encontram-se as brechas de fragmentação.

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 intratelúricas, 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 freqüentemente descrito em condutos mineralizados com sulfetos. As diferenças genéticas entre os dois tipos são provavelmente sô 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 colocação 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 aerotransportados. O processo de transporte e deposição é semelhante ao processo industrial de "fluidização", ao qual foi relacionado (Reynolds, 1954). Este mecanismo é geralmente utilizado para 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 agitam violentamente as partículas ao se propagarem verticalmente. Nesse momento, a camada ainda continua horizontal, porém já apresentando aspecto borbulhante pela vibração introduzida pelas bolhas. A velocidades ainda superiores, as bolhas começam a transportar 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 extremamente móvel, invadindo até fraturas finas por dezenas de metros. Cloos (1941) mostrou, nos seus estudos dos diatremas da Suabia, que o processo provavelmente começou como corrente de fragmentos e 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 verdadei

ro 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 maiores exemplos já estudados (Hawthorne, 1975); uma reconstrução geral de um diatrema típico (Figura 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 de algumas toneladas) e uma zona externa onde se encontram blocos às vezes enormes de rocha encaixante, colocados em matriz tufisítica.

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

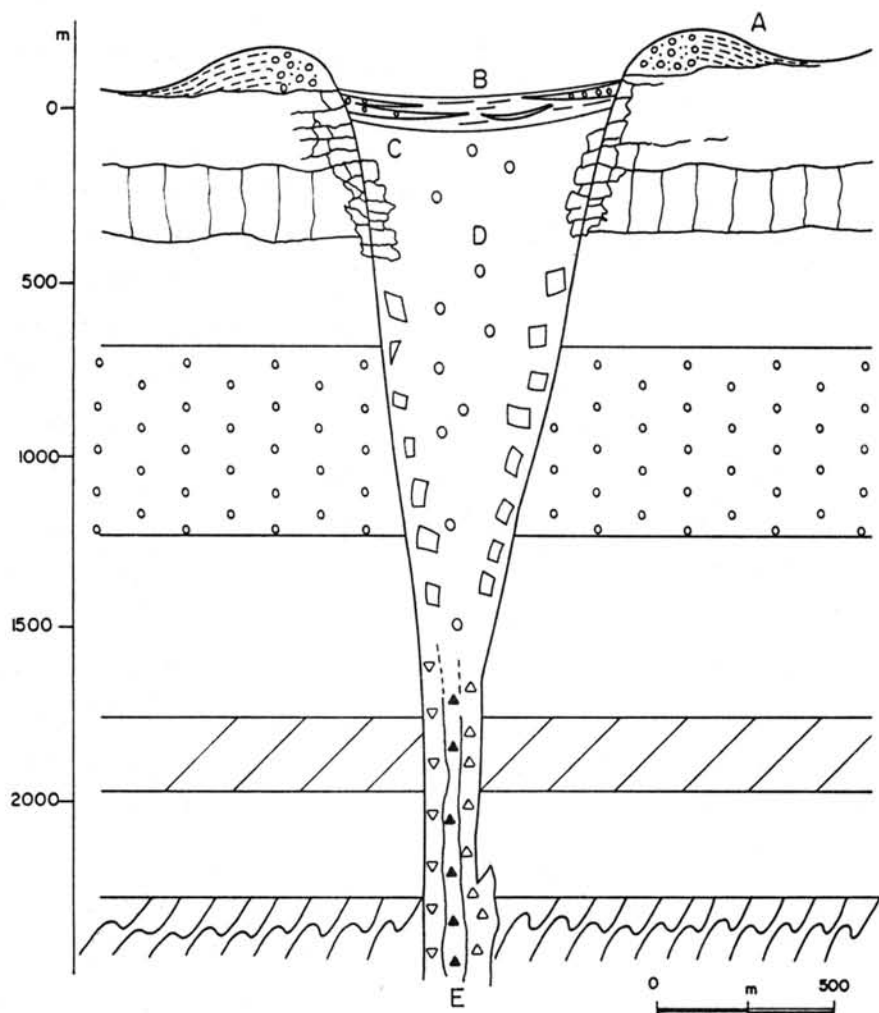


FIGURA 11. Seção interpretativa geral de um conduto quimberlítico sulafricano. (A) indica os depósitos de "base-surge" que formam a elevação topográfica ao redor da cratera original (geralmente, área não preservada). (B) assinala o material retrabalhado depositado na cratera (areias, limo, cascalho) 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 tufísticas intrusivas, polimícticas, com fragmentos de litologias variadas (xenólitos do manto, encaixantes, etc.). (Segundo Hawthorne, 1975). (E) representa zona dominada por quimberlito. Ver também texto.

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 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 construção do diatrema: por "lasqueamento" e por desprendimento de lâminas e cunhas maiores por instabilidade gravitativa (Figura 12). Forma-se assim uma zona externa, dominada litologicamente por rocha encaixante 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 através de "correntes basais" ("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 de retorno ("fall back") (ver Figura 7), mas devem ser explicados por mecanismos de subsidência de depósitos de "correntes basais".

O fenômeno de formação de diatremas por fluidização

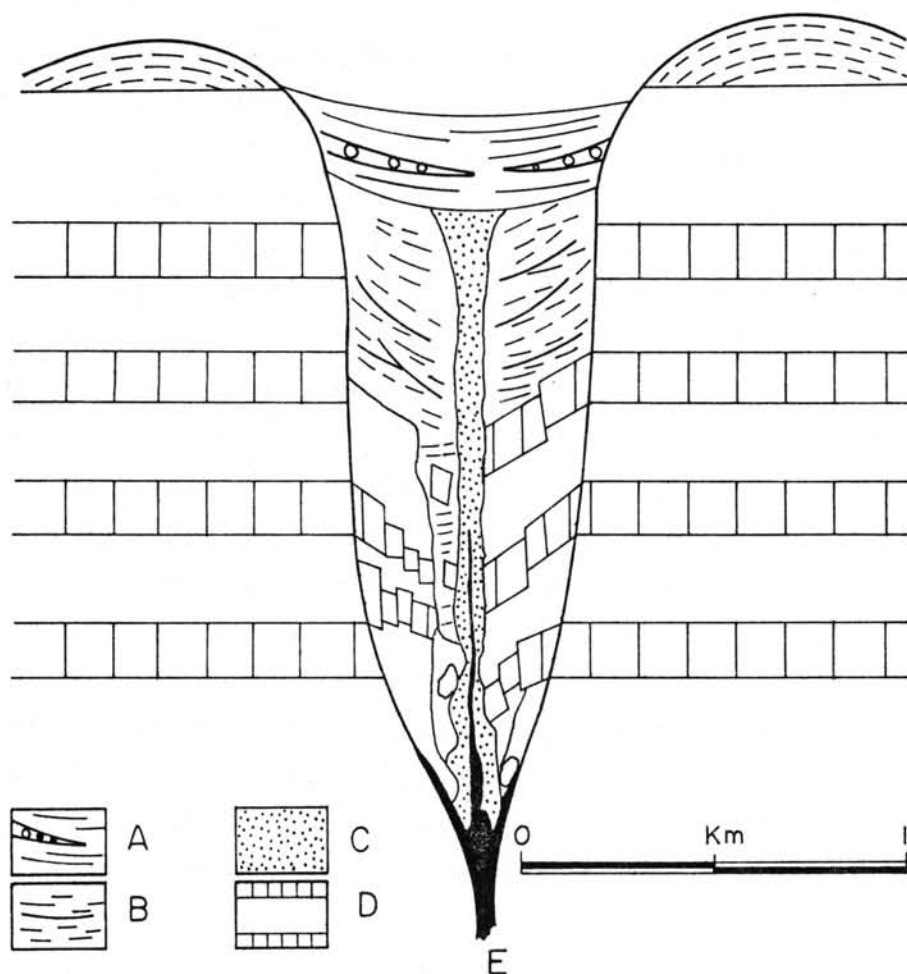


FIGURA 12. Conduto de "maare". Na parte superior do conduto (A) depósitos retrabalhados de "maare" (depósitos fluviais e lacustres). No interior, subsidência de depósitos estratiformes de maare (B), cortados por condutos tufisíticos (C). Observar a subsidência lateral de blocos de rochas encaixantes.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

foi pesquisado experimentalmente por Woolsey et al. (1975). Ar injeta-se verticalmente em cubas experimentais, preenchidas por material clástico de composições e tamanhos variados, 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 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 fluidizada forma subsuperficialmente uma câmara de ar (Figura 13a), curvando as camadas superiores. Esse domeamento registra-se às vezes na superfície, elevando a camada superficial (neste caso, formada por silte semiconsolidado) e gerando, por colapsos locais, um sistema de fraturas radiais e em anel (Fi gura 13a). 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, originando-se pequena elevação topográfica em anel (Figura 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 13b, c). Em parte, o material estratificado da cratera também está submetido à subsidência (Figura 13c). Esta estrutura gerada em laboratório é muito semelhante à que se observa em muitos diatremas. Mostra-se, neste caso, a parte interna (Figu ra 13c) do conduto, preenchida com material levemente estratifi cado, 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 e deixa os mais grosseiros no conduto.

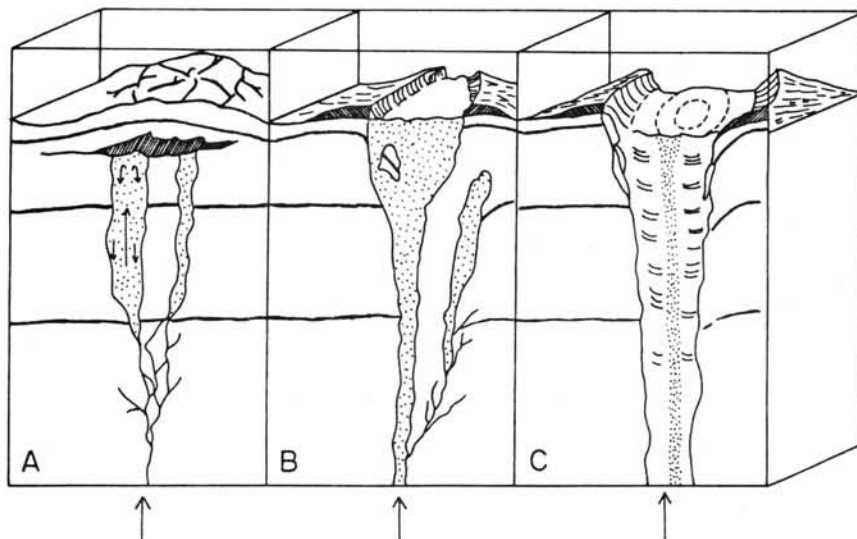


FIGURA 13. Experiências de fluidização em laboratório. a) Injeta-se ar sob pressão na parte inferior da cuba, preenchida previamente com material pouco consolidado colocado em camadas. Geração de dois condutos, sem saída do ar para o exterior neste estágio. Observar o movimento das partículas no conduto mais desenvolvido. A pressão de ar forma uma "câmara de ar" (indicada por hachurado) 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).

Lorenz (1975) sugere que o material estratificado (rebaixado por subsidência) e as rochas encaixantes podem ser reciclados várias vezes pelas correntes fluidizadas. O material rebaixado, por subsidência, desce apenas até níveis em que pode ser afetado pela fluidização central (e.g., no fundo do conduto, Figura 12), quando 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 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 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. Sô 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) (ver item III.2.2c).

O modelo de "implosão-fluidização" de Biondi (1979) parte do princípio de que uma coluna de magma, movimentando-se verticalmente com uma determinada velocidade, gera zonas de decompressão a profundidades que são uma função da velocidade de ascensão, mas que não excedem as poucas centenas (ou milhares?) de metros. Nessas zonas, a pressão do magma sobre as paredes da ro

cha encaixante é mínima ou inexistente, criando-se portanto condições para colapsos localizados, que na presença de água intersticial convertem-se em "implosões freáticas", por força da volatilização brusca da água eventualmente contida nos poros da rocha encaixante, previamente aquecida pela movimentação magmática. A própria massa de vapor de água (à qual se adiciona, provavelmente, água primária e CO_2 provindos do resfriamento do magma) fornece condições para provocar a fluidização dos fragmentos retidos no conduto. Cálculos de "ordem de magnitude" mostram que, para velocidades de ascensão do magma entre 30 e 44 m/seg (correspondendo a 158 e 108 km/hora) geram-se condições para construir condutos de implosão-fluidização de 800-900 m até 1700-1800 m de profundidade. A fluidização assim iniciada desenvolve, num intervalo de tempo de várias horas (eventualmente repetido por novas implosões), brechas de conduto que estarão organizadas granulometricamente, com os fragmentos menores (e relativamente mais arredondados) concentrados no centro (que é a área de fluidizações mais intensas e/ou repetidas), enquanto os maiores estão dispostos na periferia (Biondi, 1979).

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

5. Aglomerados intrusivos e brechas associadas

Estes tipos litológicos caracterizam-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 litologias de níveis inferiores e superiores (cf. Tabela 9).

Encontram-se na literatura várias descrições de depósitos 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 & Lowell, 1961; ver estrutura dos condutos na Figura 14).

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 fluidização e/ou explosões (cf. Bondi, 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 15).

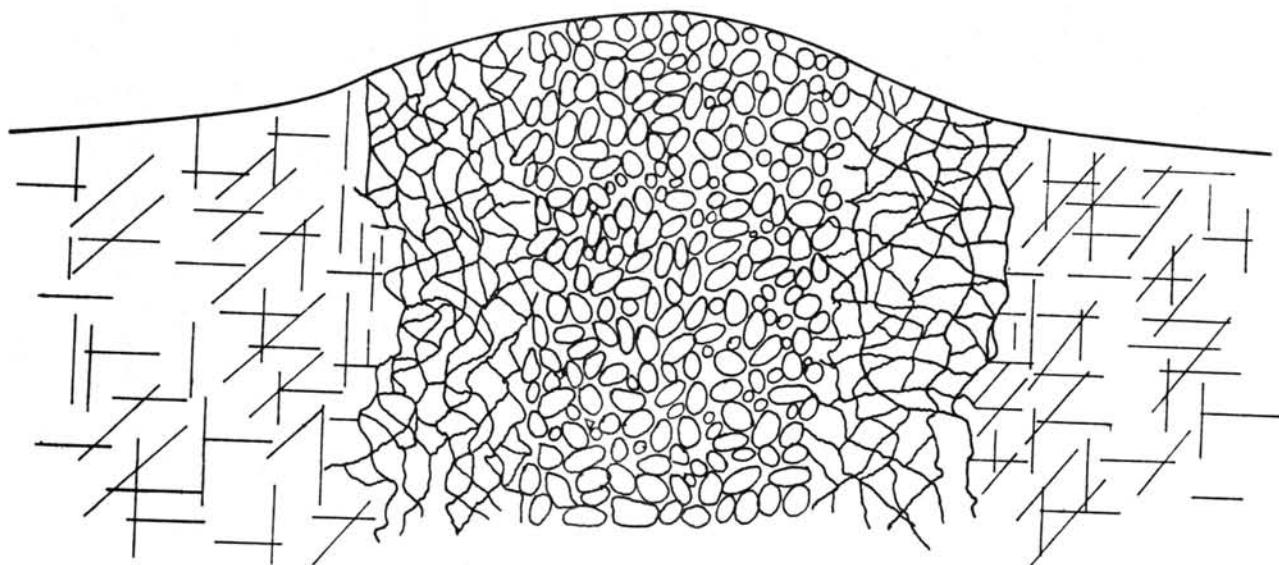


FIGURA 14. Secção esquemática de condutos de brecha, Copper Basin, Arizona (segundo Johnston e Lowell, 1961). A rocha encaixante encontra-se intensamente diaclada, passando rapidamente para brechas de fragmentação, com clastos angulosos, e pouca ou nenhuma movimentação relativa dos fragmentos; a zona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

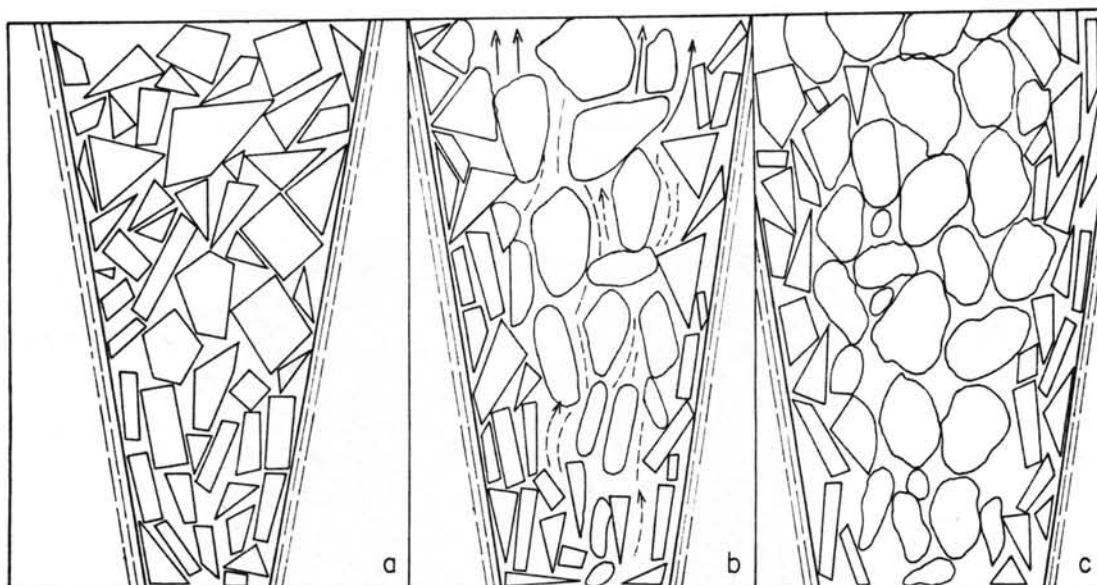


FIGURA 15. Formação de aglomerados (brechas) intrusivas de conduto (do tipo das de Copper Basin. Ver Figura 8). a) Formação de brechas de colapso, por algum dos mecanismos citados no texto; tipo clasto-sustentado, com fragmentos angulosos. b) O conduto se alarga, com novos eventos explosivos; continuam 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. 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 movimento de vai-e-vem nos fragmentos, com movimentação ascendente durante a fase mais violenta (e conseqüente 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 13c) no qual se colocam brechas intrusivas de idade diferente das anteriores (ver também Biondi, 1982).

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 14). Salienta-se também, por outra parte, a importância dos fenômenos de fluidização para a colocação das várias brechas de conduto (de "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 fluidizações 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 conseqüente 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 considerações sobre a intensidade e o seqüenciamento 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 ainda discutidas), sem participação nenhuma de fluidizações (ver o exemplo de Cactus, Utah, e dos condutos do Chile, Figura 9).

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

As brechas de conduto apresentam-se freqüentemente 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 & Hemley, 1967; Rose & 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 freqüentemente observadas são as seguintes:

- a) substituição de clastos menores da matriz por minerais, com modificações também no aspecto textural;
- b) preenchimento de geodos, cavidades, fraturas, fendas, juntas e falhas por novos minerais, freqüentemente 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;
- c) solubilização de minerais pré-existents e geração de novas "cavidades de dissolução";
- d) 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 geralmente 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 & 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 apro

ximadamente 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 16). Algumas formas brechoides semelhantes se formam no caso da deformação e ruptura (plástica ou cataclástica) de diques que invadem massas granitoides ainda in

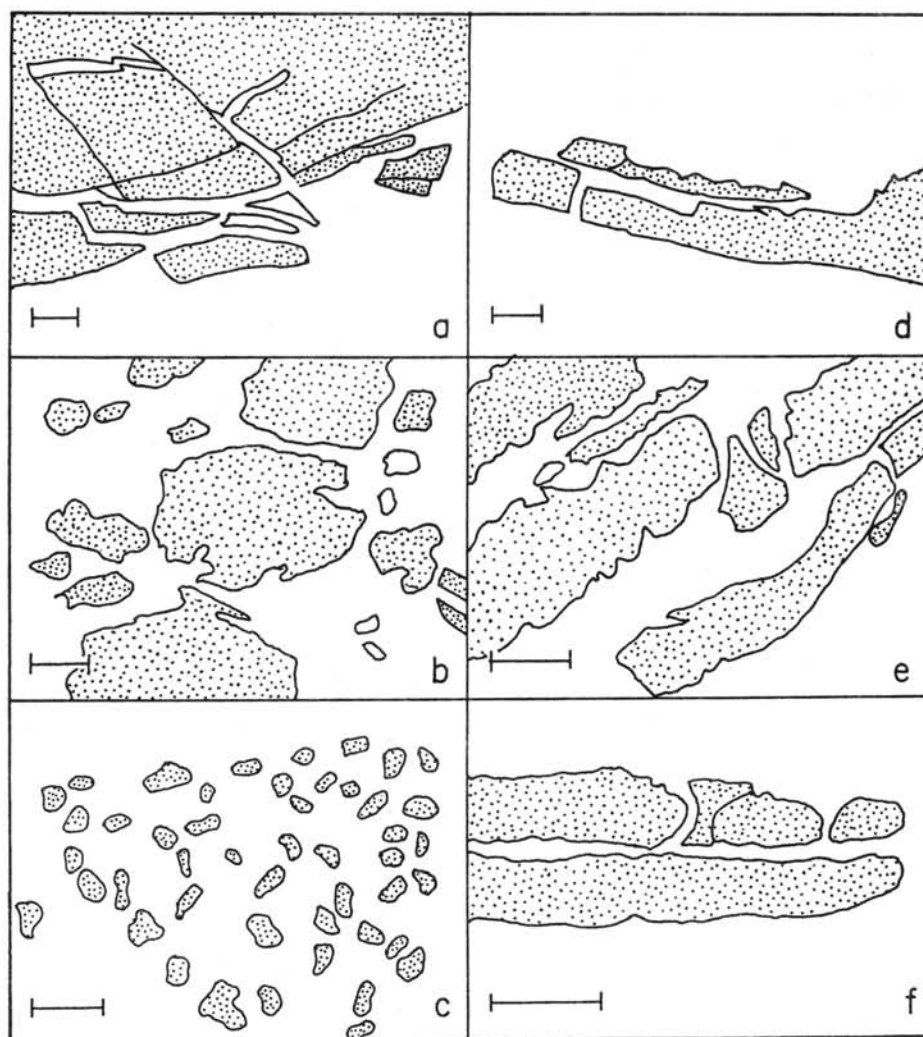


FIGURA 16. Características de agmatitos e diques sin-plutônicos. a) Zona de contato (teto do maciço) entre rocha encaixante (pontilhada) e rocha plutônica intrusiva, com agmatitos de contato. b) Agmatito com fragmentos subangulosos - subarredondados de rocha encaixante, algumas dezenas de m abaixo do teto. c) Rocha plutônica 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.

completamente consolidadas (diques sinplutônicos, cf. Figura 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 granitóides, encontram-se lâminas (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 & 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 metassomatismo (e.g., Goodspeed, 1953, p. 466). Provavelmente, muitas das brechas reomórficas associadas a corpos ígneos são rochas mobilizadas por processos idênticos aos que geram brechas de conduto (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 protoclasticas 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 e que, após intensa atividade dinâmica, apresentam texturas e estruturas pouco ou nada diferentes (e.g., foliação, bandamento, etc.) das que correspondem a "verdadeiros" cataclasitos e milonitos.
- 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, eventualmente com atividades precursoras de imple

são (como sugerido por Biondi, 1979, para os condutos "cegos", que não atingem a superfície).

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 (ver Tabela 10).

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 nos produtos do metamorfismo dinâmico. Sugere-se portanto aplicar a classificação correspondente, adicionando adjetivos para definir claramente o ambiente geológico (e.g., cataclasito protoclastico de borda). Entre as várias utilizadas, prefere-se aqui a proposta por Spry (1969), que aparece resumida na Tabela 10. As mais comumente encontradas, a julgar por descrições da literatura, são as rochas apenas trituradas, com pouca ou nenhuma recristalização.

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 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 10).

TABELA 10

CLASSIFICAÇÃO DAS BRECHAS DE ORIGEM PLUTÔNICA

A. BRECHAS PROTOCLÁSTICAS (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 6).

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 angulares 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 (ver as várias categorias na Tabela 6). Para as que contêm matriz de rocha plutônica, utilizar-se-á a nomenclatura dos agmatitos (Tabela 10, cf. item III.2.1).

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 a origem metasomática 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 citadas na Tabela 11 (ver também Figura 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 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 17).

RELAÇÕES NAO DILATAIONAIS (Figura 17).

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

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

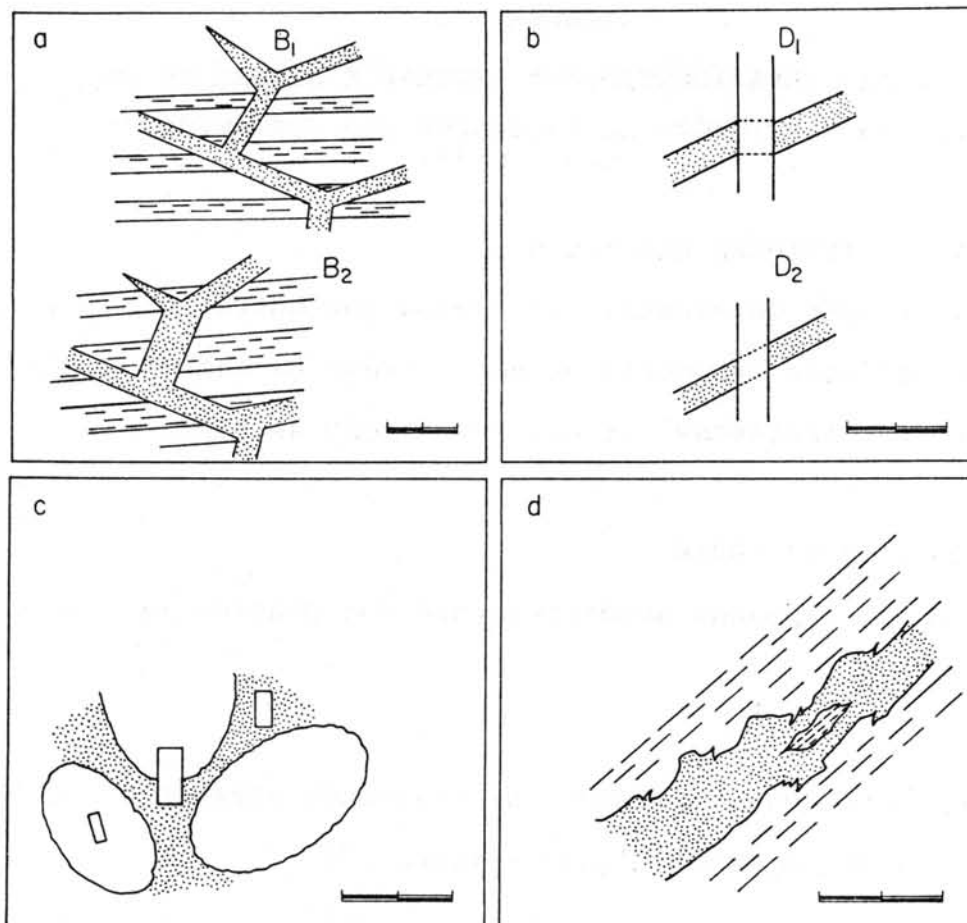


FIGURA 17. Algumas feições estruturais que caracterizam diques e brechas de substituição. Ver também Grout (1941). Segmento indica escala arbitrária, geralmente alguns cm (e.g., parte c) até decímetros ou metros. a) Característica dilatacional (B_1) e não dilatacional (B_2) em agmatito (a matriz plutônica aparece pontilhada); só a segunda feição sugere substituição (ver no entanto, Reynolds, 1954, para explicações alternativas). b) Dique vertical dilatacional (D_1) e não dilatacional (D_2), 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 "relito" (no interior da rocha plutônica).

CONSIDERAÇÕES FINAIS

O texto do presente trabalho, finalizado em 1983, constitui parte integrante de uma tese de Livre Docência, apresentada no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (ver Ulbrich, 1984); o texto original foi só parcialmente modificado, a partir dessa data, principalmente em função de sugestões oferecidas por vários colegas.

Da lista bastante extensa de novas referências, duas são as que mais chamam a atenção.

A primeira publicação importante é um número especial do *Economic Geology* (número 6, vol. 80, 1985), inteiramente dedicado às brechas mineralizadas intratelúricas, relacionadas ora a ambientes subvulcânicos, ora a corpos plutônicos. Do total de quatorze trabalhos contidos na publicação, onze descrevem em detalhe várias ocorrências, enquanto que os restantes dedicam-se a uma extensa revisão bibliográfica, agrupando as várias brechas segundo critérios genéticos de classificação (R.H. Sillitoe, op. cit., 1467-1514), uma discussão de experiências sobre fluidização (M.E. McCallum, op. cit., 1523-1543) e enfoque sobre aspectos energéticos ligados ao resfriamento de plútons e concomitante brechamento periférico (C.W. Burnham, op. cit., 1515-1522).

A segunda referência é ao livro sobre rochas piroclásticas supracrustais (subaéreas e subaquosas) de autoria de R.V. Fisher e H.-U. Schmincke (1984, *Pyroclastic rocks*, Springer, Berlin, 472 p.). Embora a obra não trate especificamente o tema das brechas, a sua leitura é de grande interesse tanto pela caracterização dos depósitos piroclásticos supracrustais (ignimbritos, tefra, lahars, etc.) como pela discussão pormenorizada dos eventos causadores.

Conta-se hoje com descrições mais apuradas e cuidado

sas de ocorrências geológicas de brechas e, em função de tal literatura, também com uma base muito mais sólida para classificações e interpretações. Mesmo assim, é ainda precário o conhecimento dos mecanismos propostos de geração de brechas. Esta deficiência inviabiliza ou, pelo menos, torna mais vulneráveis as propostas genéticas de classificação, mesmo porque processos supostamente diferentes podem gerar brechas textural e estruturalmente semelhantes entre si, como por outra parte claramente reconhecido na literatura.

Continua portanto válido o enfoque principal do presente trabalho, que é o de recomendar uma detalhada caracterização do ambiente geológico, com a conseqüente classificação descriptiva-geológica das brechas de origem ígnea.

AGRADECIMENTOS. Os agradecimentos maiores devem ir, em primeiro lugar, para várias Agências financiadoras que possibilitaram os trabalhos de campo e de laboratório que, direta ou indiretamente, deram origem à presente contribuição (Processos FAPESP 82/0345-8, e CNPq 40.1383-83, 40.3507/82, 40.0350/82 e 40.1412/81); financiamentos parciais, principalmente nas etapas finais do trabalho. devem-se a FINEP (Proc. 1570/85, beneficiário H. Ulbrich). Colaboraram, com discussões e sugestões, vários geólogos da Nuclebrás, em particular Luiz Barroso Magno Jr. e Ibrahim José de Oliveira, e os estagiários da FAPESP Gianna Maria Garda e Eduardo Yoshino. Ao Professor José Moacyr Viana Coutinho, sempre interessado em questões petrográficas, devem-se várias sugestões importantes. Coube ao Professor J.M.V. Coutinho e ao Dr. João Biondi a tarefa de revisão final, colaborando com valiosas indicações, com vistas ao melhoramento do manuscrito. A Valdecir de Assis Janasi, Maria A. F. Candia e Mabel N. Costas Ulbrich, agradece-se a leitura e correção do manuscrito.

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.
- BUDDINGTON, A. (1959) Granite emplacement with special reference to North America. Geol. Soc. Amer. Bull., 70, 671-747.
- BURNHAM, C.W. (1979) Magmas and hydrothermal fluids. In Barnes H.L. (ed.) Geochemistry of hydrothermal ore deposits. 2a. ed., Wiley, Nova Iorque, 71-136.
- 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 Yorque, 212 p.

- 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.
- DALY, R.A. (1936) Origin of submarine canyons. Amer.J.Sci., 31, 410-432.
- 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 laharc 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. & WATERS, A.C. (1970) Base surge bed forms in maar volcanoes. Amer.J.Sci., 268, 157-180.
- FISKE, R.S.; HOBSON, C.A., WATERS, A.C. (1963) Geology of Mount Rainier National Park, Washington, U.S. Geol.Surv. Prof.Paper, 444, 93 p.
- 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. & 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. & RASTALL, R.H. (1971) Petrology of the Sedimentary Rocks. 5^a ed., revis. por J. T. Greensmith, Hafner, Nova Iorque, 502 p.
- HAWTHORNE, J.B. (1975) Model of a kimberlite pipe. In Ahrens L.H., Dawson J.B., Duncan A.R., 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.
- IRVINE, I.N. (1980) Magmatic density currents and cumulus processes. Amer.J.Sci., 280-A, 1-58.
- JOHNSTON, W.P. & 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., 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, 510 p.

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. & 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.

MIDDLETON, G.V. (1966a) Experiments on density and turbidity
currents. I. Motion of the head. Can.J.Earth Sci. 3, 523-546.

MIDDLETON, G.V. (1966b) Experiments on density and turbidity
currents. II. Uniform flow of density currents. Can.J.Earth
Sci., 3, 627-637.

MIDDLETON, G.V. (1967) Experiments on density and turbidity
currents. III. Deposition of sediments. Can.J.Earth.Sci., 4,
475-505.

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. & 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.; Rapolla A. (eds.): *Physical Volcanology*, Elsevier, Amsterdam, 333 p.
- PARSONS, W.H. (1969) Criteria for the recognition of volcanic breccias: review. *Geol.Soc.Amer.Mem.*, 155, 263-304.
- PETTIJOHN, E.J. (1975) *Sedimentary Rocks*. 3^a ed., Harper, Nova Iorque, 628 p.
- 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. & BURT, D.M. (1979) Hydrothermal alteration. In Barnes H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, 2^a ed., 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. & 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, 350 p.

- TAYLOR, R.G. (1979) Geology of tin deposits. Elsevier, Amsterdam, 543 p.
- THORARINSSON, S. (1954) The eruption of Hekla 1947-1948. The tephra fall from Hekla on March 29th, 1947, vol. 2, part 3. Visindafelga Islandinga, 68 p. (cit. em Schmincke 1974, e Parsons, 1969).
- TITLEY, S.R. & HICKS, C.L. (1966) (eds.) Geology of the porphyry copper deposits, Southwestern North America. Tucson, Univ. Arizona, Press, 287 p.
- ULBRICH, H.H. (1984) A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- WATERS, A.C. & FISHER, R.V. (1971) Base surges and their deposits: Capelinhos and Taal volcanoes. J.Geoph.Res., 76, 5596-5614.
- WATERS, A.C. & KRAUSKOPF, K. (1941) Protoclastic border of the Colville batholith. Geol.Soc.Amer.Bull., 52, 1355-1418.
- WOHLETZ, K.H. & SHERIDAN, M.F. (1979) A model of pyroclastic surge. Geol.Soc.Amer.Spec.Pap. 180, 177-194.
- WOOLSEY, T.S.; McCALLUM, M.E.; SCHUMM, S.A. (1975) Modeling of diatreme emplacement by fluidization. In Ahrens L.H.; Dawson J.B.; Duncan A.R.; Erlank A.J. (eds.): Phys.Chem. Earth., vol. 9, 29-42, Nova Iorque, Pergamon.
- WRIGHT, A.E. & BOWES, D.R. (1963) Classification of volcanic breccia: a discussion. Geol.Soc.Amer.Bull., 74, 79-86.