Petrologia Ígnea

volume 1

A. N. Sial
I. McReath

Petrologia Ígnea

volume 1

A. N. Sial
I. McReath

PETROLOGIA ÍGNEA – VOLUME I
Os Fundamentos e as Ferramentas de Estudo

Por:
ALCIDES NÓBREGA SIAL
Prof. Adjunto, Deptº de Geologia
Universidade Federal de Pernambuco
Pesquisador do CNPq

IAN McREATH
Prof. Visitante, Deptº de Geoquímica
Universidade Federal da Bahia
Pesquisador do CNPq

Uma coedição da:
Sociedade Brasileira de Geologia – SBG,
Conselho Nacional do Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq e
Bureau Gráfica e Editora Ltda.

Edição e Organização:

Jurema F. da Silva
Hermes A. V. Inda

Revisão:

Francisco Baptista Duarte
Elizete Rodrigues dos Santos

Sial, Alcides Nóbrega

Petrologia ígnea: os fundamentos e as ferramentas de estudo/Alcides Nóbrega Sial e Ian McReath. – Salvador: SBG; CNPq; BUREAU, 1984.

v. 1, il.

1. Petrologia. 2. Rochas ígneas. I. McReath, Ian. II. Título.

C.D.U. 552.3

Pedidos para:
Bureau Gráfica e Editora Ltda.
Rua Direita da Piedade, 24 – Centro
40.000 - Salvador - Bahia

Coedição SBG/CNPq/Bureau Gráfica e Editora Ltda.

Petrologia Ígnea

volume 1

Os Fundamentos e as Ferramentas de Estudo

A. N. Sial
I. McReath

SALVADOR
1984

A. N. Sial e I. McReath

PETROLOGIA ÍGNEA

Volume 1

Os Fundamentos e as Ferramentas de Estudo

Parte 1 – Magma, Minerais e Rochas

Parte 2 – Ferramentas de Estudo

Parte 3 – Estrutura da Terra e seu Magmatismo

Volume 2

Aplicações e Resultados

DEDICATÓRIA

Dedicamos este volume aos estudantes da Geologia, que nos inspiraram neste empreendimento, e às nossas famílias, por todo apoio que nos deram durante sua preparação.

PREFÁCIO

Uma das maiores dificuldades encontradas pelos autores no ensino de disciplinas relacionadas à Petrologia Ígnea e áreas afins nos níveis de Graduação e Pós-Graduação é representada pela falta de textos em português. Entre a tradução de um livro texto já existente e a preparação de um texto novo, os autores optaram, em 1979, pela segunda alternativa, uma vez que os textos já disponíveis se encontraram algo desatualizados e, muito raramente, tocam em assuntos de grande importância para o Geólogo brasileiro.

O lançamento do texto demorou até o ano corrente por vários motivos. Neste período, houveram poucos avanços no que diz respeito às áreas fundamentais que formam os assuntos do primeiro volume. Por outro lado, percebe-se que, na parte interpretativa, várias idéias novas foram lançadas. Fez-se necessário, portanto, uma revisão completa da matéria já redigida. Por este motivo, resolveu-se lançar o texto em dois volumes.

No primeiro volume, oferece-se uma descrição dos elementos fundamentais da Petrologia Ígnea, salientando-se alguns dos novos rumos que estão se impondo. Sumarizam-se uma série de ferramentas de estudos, chamando atenção às limitações de cada uma. Tenta-se demonstrar a relação da Petrologia Ígnea às outras áreas da Geologia, inclusive as interações mútuas que ocorrem.

Defrontou-se com uma falta de resumos adequados sobre os minerais das rochas ígneas, bem como sobre a Teoria de Tectônica de Placas. Além disso, desconhece-se publicações livremente disponíveis que resumam as características dos métodos experimentais e analíticos utilizados atualmente. Foi incluído, portanto, um capítulo curto sobre estes assuntos.

No segundo volume, demonstra-se as aplicações das ferramentas de estudos a alguns dos problemas principais da petrogênese das rochas ígneas. No capítulo de enfecho, apresenta-se uma discussão algo seletiva das rochas ígneas no Brasil.

Além de uma extensa bibliografia, que possibilita ao interessado a realização de pesquisas bibliográficas mais aprofundadas, no final de cada capítulo lista-se uma série de leituras recomendadas que complementam as discussões apresentadas, principalmente por colocarem ênfases diferentes daquelas encontradas neste texto. Inclui-se, também, uma série de exercícios e problemas que permitem uma verificação do grau de compreensão e aproveitamento do leitor, além de destacarem alguns procedimentos importantes.

Agradece-se penhorosamente à Sociedade Brasileira de Geologia e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo apoio financeiro destinado à preparação deste texto. Os autores beneficiaram-se de discussões com muitos colegas, tornando-se impossível uma citação adequada de todos os nomes. Contudo, gostariam de destacar seus ex-professores e orientadores, os colegas das Universidades Federais do Rio Grande do Norte, Pernambuco e da Bahia, e seus colaboradores atuais. Qualquer erro de fato ou de interpretação fica à responsabilidade dos autores

Seus agradecimentos profundos destinam-se aos datilógrafos Íris Braga Pereira McReath, Clodoaldo Pereira de Lima, Maria Niceia Moura Pinto e Doris da Silva Marque, pela transformação de rascunhos pouco legíveis; ao desenhista José Pereira Lima, pela transformação de muitos esboços em figuras de alta categoria; aos colegas citados no texto, pela cessão de diversas fotografias; a Tânia Limongi Sial, Odair Silva Mattos, Elizete Rodrigues dos Santos e Francisco Baptista Duarte, pela revisão e correção do texto.

O preparo para impressão deste livro só foi possível graças à colaboração da Secretaria das Minas e Energia do Estado da Bahia e à equipe de produção da revista "Ciências da Terra", especialmente a Francisco dos Santos Mateus.

Setembro de 1984

A.N. SIAL, Recife
I. McREATH, Salvador

INTRODUÇÃO AO PRIMEIRO VOLUME

Rochas ígneas são aquelas que, literalmente, nascem no fogo. Representam os produtos de solidificação de líquidos quentes – magmas – o que pode ocorrer à, ou perto da, superfície da Terra nos vulcões, ou dentro da Terra nas massas plutônicas. As rochas ígneas, seus equivalentes metamorfisados, e sedimentos delas derivados formam uma proporção significante da crosta atual da Terra. Os leitos de todos os oceanos atuais, por exemplo, são compostos principalmente de rochas ígneas efusivas ou vulcânicas, e as plutônicas ou intrusivas. Em tempos pretéritos, a situação não era outra. No Arqueano e Proterozóico inferior, rochas ígneas representam uma proporção significativa dos resquícios crustais hoje preservados. Durante o Proterozóico, atividade magmática acompanhou a certas fases da formação de grandes bacias sedimentares estabelecidas nos continentes. No Fanerozóico, magmatismo associou-se a um número de ambientes tectônicos, cada um sendo caracterizado, até um certo ponto, pela natureza dos produtos magmáticos.

O estudo das rochas ígneas evoluiu bastante, desde a introdução do microscópio polarizante e da lâmina delgada no século passado. O estudo químico das rochas já era bastante desenvolvido no início deste século, recebendo grandes impulsos antes e depois da segunda guerra mundial devido à introdução de instrumentos que possibilitaram a análise de elementos traços, cujas concentrações não ultrapassam a casa de 0,1% em peso. Estudos isotópicos evoluiram após a segunda guerra mundial, principalmente a partir da década de 60. Petrologia experimental, uma área de estudo onde se tenta reproduzir, no laboratório, as condições físico-químicas prevalecentes dentro da Terra para estudar a estabilidade de minerais e a cristalização de magmas, iniciou-se na década de 10. Recebeu um grande impulso, recentemente, com a introdução da microssonda eletrônica, que permite a análise precisa dos produtos das experiências. Este mesmo instrumento complementa também o microscópio óptico no estudo dos minerais das rochas, além de possibilitar estudos da partição de elementos entre minerais co-existentes. Essas medidas permitem determinar-se as condições físicas quando do estabelecimento do equilíbrio entre os minerais.

Durante muito tempo, dedicou-se maior atenção à química das rochas, sem levar em conta o aspecto físico da geração e evolução de magmas. Eram poucos, também, os pesquisadores que se dedicaram ao estudo de edifícios vulcânicos, os mecanismos de intrusão e erupção de magmas e fenômenos físicos durante sua cristalização. Hoje, dedica-se uma atenção maior a certos desses aspectos.

O estudo das rochas ígneas não pode esquecer os principais fundamentos de geologia. O advento da teoria de placas, para muitos estudiosos, proporcionou uma teoria unificante dentro da qual todas as áreas de concentração geológica deveriam procurar se orientar. Alguns pesquisadores veem na teoria apenas uma hipótese, com imperfeições, que descreve apenas a situação atual da Terra como um planeta, sendo necessário considerar outros modelos para as eras mais antigas. Não é nosso propósito, analisar essa teoria neste texto. Aceitamo-la como um modelo, adequado para explicar certos aspectos da ocorrência de rochas magmáticas em tempos geológicos recentes e, possivelmente, aplicável a certas situações em tempos passados.

A literatura atual sobre rochas ígneas dedica uma atenção desproporcional aos exemplos modernos, que ocorrem em estado fresco, inalterados por deformações ou por metamorfismo. No entanto, há um volume considerável de rochas antigas, modificadas por estes processos. Antes de se tentar uma comparação entre as rochas modernas e as antigas, torna-se necessário investigar a natureza das modificações que estas sofreram. Este é assunto ainda inadequadamente discutido, que ainda exige mais atenção.

Neste texto, tenta-se dar uma abordagem a esses novos campos, o do comportamento físico de magmas, o da estrutura subvulcânica, e o das rochas alteradas.

A primeira parte do texto dedica-se a alguns aspectos fundamentais da área: magma e seu comportamento físico, estruturas vulcânicas, diagramas de fase e sua aplicação ao estudo do comportamento químico de magmas e a interpretação de texturas, os minerais das rochas ígneas e do manto superior, um glossário das texturas de rochas ígneas, e a classificação mineralógica e química das rochas ígneas.

A segunda parte apresenta as ferramentas de estudo, desde o trabalho de campo até as análises de laboratório. Inclui-se um capítulo sobre os esquipamentos empregados em petrologia experimental e os instrumentos analíticos.

A terceira parte ataca o problema da estrutura da Terra e a teoria de placas. Também aborda o assunto de suites, séries e associações de rochas ígneas. Esta parte representa uma ponte entre os assuntos discutidos nas duas primeiras partes e o volume 2, onde são, então, discutidas as aplicações dos conceitos ressaltados naquelas partes à petrogenia dos diferentes tipos de rochas magmáticas.

Sumário

PARTE 1 – MAGMA, MINERAIS E ROCHAS 1

CAPÍTULO 1.1 – MAGMA 2

Composição química 2

Estrutura no estado líquido 3
A influência da presença de água sobre estrutura do magma 3

Propriedades físicas de magma silicatado 3
A temperatura do magma 3
Densidade do magma 3
Viscosidade do magma 4
Difusão 5

A nucleação e o crescimento de cristais 6
Texturas ligadas a fenômenos de nucleação e crescimento 6
Spinifex 7

Tensão superficial do magma silicatado em contato com o ar 9
Texturas associadas ao desprendimento de gases 9

Processos envolvidos na modificação da composição do magma 10
Cristalização fracionada e acumulação de cristais 10
Características texturais em acumulações de cristais 10
Refinamento em zonas 12
Migração por gradientes de temperatura ou pressão (efeito Soret) 12
Transporte na fase vapor 13
Mistura do magma e sua interação com rochas encaixantes 14
Imiscibilidade do magma 14

Sumário e conclusões 15

Leituras complementares 15

Questionário 16

CAPÍTULO 1.2 – AS RAÍZES DOS VULCÕES E AS IMPLICAÇÕES PETROLÓGICAS 17

Vulcões centrais e a região subvulcânica 17

Dorsais mesoceânicas e crosta oceânica 17

Possíveis estruturas correlatas em crosta continental 18

Estrutura mais profunda em arcos de ilhas e margens continentais 18

Ilhas oceânicas isoladas 19

Estrutura muito profunda: diápiros 19

Limitações físicas sobre fracionamento 20

Alguns aspectos geológicos adicionais 20

Resumo e conclusões 20

CAPÍTULO 1.3 – DIAGRAMAS DE FASE 21

Sistemas binários 21
Sistemas binários com eutético, componentes sofrendo fusão congruente 21
Sistemas binários com compostos intermediários 22
Sistemas binários com solução sólida completa ou contínua 23
Solução sólida restrita ou incompleta 24
Sistemas binários com imiscibilidade no estado líquido 25

Sistemas ternários 26
Sistemas relevantes à cristalização dos basaltos 27
Sistemas relevantes à cristalização dos granitos 28

Sistemas quaternários 29

Representação de sistemas policomponentes em diagramas P–T 31

Comentário final 31

Leituras complementares 31

Questionário e exercícios 32

CAPÍTULO 1.4 – MINERAIS DO MANTO SUPERIOR E DAS ROCHAS ÍGNEAS 33

Fatores que influenciam na composição dos minerais 33
Substituição iônica 33
Não-equivalência de locais em minerais silicatados 34
Compatibilidade dos elementos em minerais ígneos 34

Olivinas 35

Granadas 36

Piroxênios 36

Anfibólios 40

Micas 44

Feldspatos calcossódicos: plagioclásios 45

Feldspatos alcalinos 46

Minerais de sílica 46

Feldspatóides 47

Óxidos 48
Espinélios 48
Família ilmenita – hematita 49
Óxidos titaníferos 49

Sulfetos 50

Carbonatos 50

Fosfatos 50

Leituras complementares 50

Anexo – cálculo da fórmula química a partir de uma análise de um mineral 51

CAPÍTULO 1.5 – TEXTURAS DE ROCHAS ÍGNEAS 53

Feições impostas durante a fase principal da cristalização 53

Feições desenvolvidas durante o escoamento do magma 55

Feições ligadas ao desprendimento dos gases e fragmentação do magma 57

Feições desenvolvidas durante a fase pós solidificação 57

Crescimento no estado sólido 57

Feições desenvolvidas por reações entre minerais no estado sólido 57

Feições acidentais 57

Leituras recomendadas 60

CAPÍTULO 1.6 – CLASSIFICAÇÃO DA COMPOSIÇÃO MINERALÓGICA E QUÍMICA DAS ROCHAS 61

Classificação mineralógica 61
Classificação mineralógica para uso no campo 61
Classificação simplificada de campo – índice de cor 62

Classificações químicas 62
Classificação normativa 62
Características gerais 63
Acidez e basicidade 63
Classificações paramétricas 63
Índices de diferenciação 63

Representação gráfica em classificação 64

Comentário 65

O problema da classificação e caracterização das rochas ígneas metamorfizadas ou metassomatizadas 65

Leituras complementares 66

Anexo 1.6.1 a classificação mineralógica das rochas ígneas de acordo com Streckeisen e a IUGS . 67

Anexo 1.6.2 Cálculo da norma CIPW 71

Anexo 1.6.3 Os parâmetros de Niggli 75

Anexo 1.6.4 As normas moleculares de Niggli 76

Questionário e exercícios 77

PARTE 2 – AS FERRAMENTAS DE ESTUDO

CAPÍTULO 2.1 – FORMAS E ESTRUTURAS DE ROCHAS ÍGNEAS NO CAMPO 80

Formas e estruturas vulcânicas, superficiais e rasa – Estruturas macroscópicas 80

Estruturas mesoscópicas em rochas vulcânicas herdadas da câmara magmática 82

Estruturas desenvolvidas durante escoamento na superfície 83

Estruturas de desgaseificação 84

Estruturas em rochas fragmentares 85

Soldamento em depósitos de nuvens ardentes – os ignimbritos 86

Derrames de espuma 86

Estruturas desenvolvidas após solidificação, durante resfriamento 87

Descontinuidade da atividade vulcânica 87

Formas e estruturas em rochas plutônicas – feições macroscópicas 88

A zona de contato entre as rochas intrusivas e as encaixantes 88

Estratificação fantasma em granitos 90

Estruturas desenvolvidas durante a solidificação de um magma 91

Disjunções em corpos plutônicos 91

Rochas Metaígneas 92

Leituras recomendadas 92

Exercícios 93

CAPÍTULO 2.2 – ANÁLISES PRELIMINARES DE LABORATÓRIO 94

Seleção de amostras para estudos subseqüentes por microscopia e tratamento para a recuperação de amostras parcialmente alteradas 94

O problema das rochas metígneas 95

Resultados químicos 98

Leituras recomendadas 100

Exercício e problemas 100

CAPÍTULO 2.3 – PETROLOGIA EXPERIMENTAL E MÉTODOS ANALÍTICOS 101

Petrologia experimental 101
Aparelhos e técnicas empregadas 101

Métodos analíticos 103
Preparação de amostras 103
Métodos clássicos ou via úmida 104
Métodos instrumentais de emissão e absorção de energia 104
Espectrometria de massa 106
Microssonda eletrônica 106

A qualidade das análises 107

Leituras recomendadas 107

CAPÍTULO 2.4 – GEOTERMOMETRIA E GEOBAROMETRIA 108

Geotermometria 108
Partição de elementos-traço 108
Partição do níquel entre silicatos ferro-magnesianos e líquido 109
Partição do estrôncio entre plagioclásio e líquido 109
Outras partições de elementos-traço 109
Revisão da aplicação de partição dos elementos-traço em geotermometria 109
Partição de elementos maiores 110
Geotermômetro de plagioclásio 110
Geotermômetro de albita distribuída entre dois feldspatos 110
Geotermômetro dos piroxênios 111
Possível geotermômetro do titânio 112
Geotermometria por isótopos estáveis 112

Geobarometria 113
Pressão total por "silica buffers" 113
Cálcio em olivinas 113
Geobarômetro de alumínio em piroxênios, co-existentes com uma fase rica em alumínio 114
Pressão parcial de oxigênio 114
Pressão parcial da água 114

Discussão e conclusões 115

Anexo 2.4.1 "silica buffers" e a determinação da pressão segundo Nicholls e outros (1971) 118

Anexo 2.4.2 Cálculo das composições moleculares de óxidos, segundo Buddington e Lindsley (1964) 120

Anexo 2.4.3 Procedimento de Kennedy (1948) para calcular-se P_{O_2} a partir do estado de oxidação de ferro num derrame 121

CAPÍTULO 2.5 – GEOQUÍMICA E MODELAMENTO 122

O que é modelamento? 122

Diagramas de variação 122

A identificação do magma progenitor 123

Modelamento da cristalização fracionada como subtração de material 124

Modelamento por partição de elementos-traço 125

A distinção entre as contribuições relativas de fusão parcial e cristalização fracionada em suites ígneas 126

Os elementos lantanídeos ou terras raras 127

Comentário 127

Leituras recomendadas 129

Exercícios e problemas 129

CAPÍTULO 2.6 – ISÓTOPOS EM PETROLOGIA ÍGNEA 130

Isótopos radioativos e radiogênicos 130
Outros sistemas 130
Determinação dos valores das razões iniciais 130
A evolução das composições isotópicas no Manto Superior 131
A evolução da composição isotópica da Crosta Continental 132
A utilização de isótopos de estrôncio no estudo de interações entre magma, derivado do Manto, e Crosta Continental, e da gênese de rochas ácidas 133
Isótopos do neodímio no estudo de petrogênese 134

Isótopos estáveis 134
Isótopos de hidrogênio e oxigênio em rochas silicáticas 134
Isótopos de carbono em material magmático 135
Isótopos de enxôfre em rochas magmáticas e depósitos minerais associados 136
Leituras recomendadas 137
Exercícios e problemas 137
Exercícios e problemas: integração dos assuntos da Parte 2 138

PARTE 3 – A ESTRUTURA DA TERRA E SEU MAGMATISMO

CAPÍTULO 3.1 – A ESTRUTURA INTERNA DA TERRA 140

A subdivisão da Terra 140

A constituição mineralógica das camadas da Terra 141
A Crosta Continental 141
A Crosta Oceânica 142
O Manto 143

O Núcleo 145

Pressão e temperatura no Manto **145**
O significado da zona de baixa velocidade 146
O papel das camadas da Terra na gênese dos magmas 147

Leituras recomendadas **147**

Questionário **147**

CAPÍTULO 3.2 – A TEORIA DE PLACAS **148**

A teoria e observações relevantes à petrologia ígnea **148**

A teoria – hipótese a ser testada ou dogma geológico? **148**

Terremotos **149**

Anomalias magnéticas **150**

Feições das bordas de placas – cadeias mesoceânicas **150**

Falhas transformais **151**

Fossas e zonas de subducção **151**

Junções triplas **152**

Petrologia ígnea e a teoria das placas **153**

A evolução da Terra e mudanças de regime tectônico **153**

Leituras recomendadas **154**

Questionário **155**

CAPÍTULO 3.3 – SUITES, SÉRIES, PARENTESCO, ASSOCIAÇÕES, PROVÍNCIAS **156**

Suíte **156**

Série **156**

Associação **156**

Província **156**

Tendências ("trends"), linhagens, consanguinidade **156**

As principais séries de rochas ígneas **157**

A evolução do magmatismo ao longo do tempo geológico 159

Leituras recomendadas 160

Questionário 160

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 163

ÍNDICE DE AUTORES 175

ÍNDICE REMISSIVO 179

PARTE 1

Magma, Minerais e Rochas

No capítulo 1.1 discutimos a natureza do magma, suas propriedades físicas e suas influências sobre a nucleação e crescimento de cristais e o comportamento destes dentro do magma. Também, toca-se no assunto da chamada "fase volátil" e seus efeitos sobre as propriedades físicas dos magmas, além dos efeitos de sua migração dentro de corpos líquidos e seu desprendimento. Essas propriedades, do magma e da fase volátil, têm sido negligenciadas pela maioria dos petrologistas ígneos, até há bem pouco tempo. Este fato deve-se à dificuldade de se realizar as medições das propriedades no estado líquido, um problema essencialmente tecnológico. Há, pois, um outro fator, que é a atenção dada aos aspectos químicos da cristalização dos magmas, por muito tempo tidos como os mais importantes e, assim, prioritários. Cremos que esta atitude é, até certo ponto, errada.

Encerra-se este capítulo com um resumo dos mecanismos principais, que foram propostos, ao longo da evolução histórica da petrologia ígnea, como os responsáveis pela modificação da composição química dos magmas, desde sua geração até sua solidificação final.

No capítulo 1.2, apresentamos algumas inferências sobre o caminho traçado pelos magmas, desde sua geração até sua solidificação. Os modelos atuais para a estrutura de vulcões e suas raízes têm várias bases, inclusive a geofísica, geoquímica aplicada e modelos de laboratório. A base de dados ainda está deficiente, e, como conseqüência, o retrato que surge é pouco nítido. No entanto, serve como uma base para a discussão de algumas idéias atuais sobre petrogênese.

Uma das bases químicas do estudo das rochas ígneas, o equilíbrio de fases, é apresentada no capítulo 1.3. Enquanto que a discussão rígida e exata de diagramas de fase é um assunto bastante complexo, ao mesmo tempo os sistemas químicos/geológicos são, também, extremamente complexos. Sua discussão, em termos de sistemas simplificados, pode estabelecer princípios cuja aplicação permite uma interpretação qualitativa de algumas das feições de rochas ígneas. A interpretação dos equilíbrios de fases observados em experiências feitas sobre composições naturais exige uma percepção em três dimensões e simplificações que serão discutidas nas partes subseqüentes.

Uma rocha é um conjunto de minerais, cada qual possui seu próprio campo de estabilidade, isolado ou na presença de outros minerais. Cada mineral possui sua própria estrutura, que permite, ou não, a entrada de vários elementos químicos. A petrologia ígnea enfatiza os elementos essenciais, aqueles que não podem faltar na hora de um determinado mineral se precipitar. Também estuda o comportamento dos elementos não-essenciais, que se incorporam aos minerais em fase de cristalização, de acordo com sua aceitabilidade pelos mesmos. Apresentamos, no capítulo 1.4, análises representativas dos minerais que se cristalizam a partir de magmas de diversificadas afinidades químicas.

Tentamos resumir, no capítulo 1.5, os resultados das influências físicas, químicas e geológicas sobre a cristalização dos magmas. Estas influências manifestam-se através das feições microscópicas e mesoscópicas das rochas, que são descritas no estudo das texturas das rochas.

O capítulo 1.6 trata do assunto da classificação das composições mineralógica e química das rochas ígneas. A classificação de observações representa um passo chave na aplicação do processo científico, desenvolvido pelo Mundo Ocidental a partir do Século XVI. Todavia, é necessário salientar o fato de que, quando se propõe uma classificação das rochas ígneas, trata-se da necessidade de colocar divisões arbitrárias entre membros que representam parte de uma continuidade. Pode-se tentar estabelecer uma classificação que trata apenas de separar os campos de composição. Igualmente, pode-se tentar uma classificação com indicações genéticas que forçosamente dependem das conclusões sobre gênese. Estas sofrem mudanças, pequenas ou grandes, de acordo com a quantidade e natureza dos dados disponíveis na sua discussão.

Capítulo 1.1

Magma

Magma é uma rocha em estado de fusão. A maioria das rochas encontradas na Terra começa a se fundir em temperaturas que variam de 600 a 1.450°C, aproximadamente. A temperatura de início da fusão varia de acordo com a composição da rocha, pressão vigente e a presença ou não de componentes voláteis. Comparados às substâncias puras que se fundem numa faixa nítida de temperatura, os minerais formadores de rocha são, de uma maneira geral, soluções sólidas. Assim, sua fusão ocorre sobre uma faixa de temperatura. A rocha sofre fusão de acordo com uma ordem de fusibilidade, os minerais mais fusíveis assumindo o estado líquido primeiro, e os mais refratários, por último. Há, portanto, uma ampla diferença de temperatura entre o ponto em que uma rocha começa a sofrer fusão e aquele em que ela se torna totalmente líquida.

De um modo geral, petrólogos consideram como magma qualquer material que é predominantemente líquido, porém, que possa conter uma proporção de cristais, derivados por cristalização parcial do próprio magma ou apanhados da rocha-fonte. Não há uma definição exata das proporções necessárias para que o magma torne a ser considerado como uma pasta ("mush"), embora se sinta que isso deva ocorrer quando a proporção de sólidos atinge 70 – 80%. Há uma certa divergência de idéias sobre o estado do material com proporções de material sólido ainda superiores a estes valores. O material contém, assim, uma proporção reduzida de líquido, porém permanece plástico e dúctil. No caso de tal material derivado por fusão parcial da crosta continental, alguns autores o distinguem como "migma" (1).

Composição Química

A grande maioria dos magmas observados possui uma composição silicática, sendo seus componentes principais o silício e o oxigênio. No entanto, está constatada, também, a existência de magmas carbonatados (2), sulfetados (3) e óxido-fosfatados (4). Nos dois últimos casos, ao tratar de magmas derivados de outros inicialmente homogêneos, pode-se falar de magmas secundários.

Presentes nos magmas silicatados, há, ainda, os componentes cafêmicos-Ca, Fe, e Mg; os álcalis – Na, K, e Al, Ti. Esses componentes compõem o grosso da composição da rocha, na maioria dos casos, e, conseqüentemente, são tratados como os elementos principais ou maiores. Além disso, há os menores – como por exemplo P ou Mn – e os traços. Estes ocorrem em concentrações que são representadas em termos de partes por milhão ou bilhão, enquanto que aqueles possuem concentrações que se representam por frações de um por cento.

(1) Reinhardt, 1943.
(2) Dawson, 1962b
(3) Skinner e Peck, 1969.
(4) Philpotts, 1967.

Pode-se agrupar os componentes químicos de acordo com seu comportamento ao formarem minerais. Assim, têm-se os formadores de retículos que constituem os grupos aniônicos. São representados predominantemente por Si, porém incluindo, também, o P. Os modificadores de retículo – Mg, Ca, Fe^{2+} Na e K – existem como cátions, e sua presença, até certo ponto, determina os tipos minerais que vão cristalizar do magma. Além desses dois grupos, há os elementos de comportamento duplo, como Ti^{4+} e Fe^{3+}, que tanto podem participar na formação de retículos aniônicos, quanto podem agir como modificadores. É possível, também, separar um outro grupo de componentes: os chamados componentes voláteis, que possuem uma certa solubilidade em magmas sob elevadas pressões, mas que se tornam quase insolúveis sob pressões baixas. Devido à sua natureza física, são gases ou líquidos facilmente volatilizados sob condições superficiais. Água e CO_2 são os componentes voláteis mais importantes. O primeiro é, também, um modificador de retículo de suma importância.

ESTRUTURA NO ESTADO LÍQUIDO

Muitos dos modelos atuais de estruturas no estado líquido são baseados em estudos indiretos, levando em consideração, por exemplo, os efeitos da variação de composição do líquido sobre sua viscosidade. É possível estudar-se espectros infravermelhos em vidros produzidos por um arrefecimento de líquidos, extremamente rápido. Admitindo que não há uma reorganização estrutural significativa durante esse processo, a estrutura do vidro deveria corresponder àquela do líquido. Hoje, no entanto, é possível estudar-se a estrutura do líquido diretamente, utilizando espectroscopia Raman, ativada por raio laser (5). Ainda faltam dados adequados para comparar resultados obtidos pelos dois processos; porém, já se sabe que há correspondência entre alguns dos resultados e divergências em outros.

Estudos teóricos de magma como um líquido contendo ânions poliméricos baseados no grupo SiO_4^{4-} (6) sugerem que o número e o tipo de polímeros presentes são dependentes da composição do magma. Íons com potência iônica* F grande promovem uma polimerização maior, com a formação de retículos e cadeias, enquanto os com potência iônica pequena favorecem uma polimerização menor, promovendo, assim, as formas não-polimerizadas ou polímeros simples, como bitetraedros ou anéis. A temperatura também influencia, quando bem acima do ponto de aparecimento dos cristais, favorecendo a despolimerização (7).

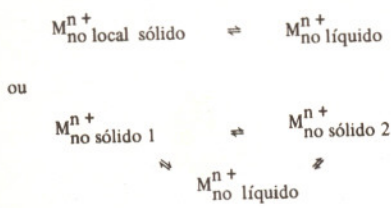
(5) Shama, 1978.
(6) Hess, 1971.
(7) Shaw, 1969.
(*) $F = Z/r^2$, onde Z = carga iônica e r = raio iônico.

Supõe-se que o grau de ordenamento, ou seja, a fixação de grupos iônicos em posições que correspondem àquelas encontradas no estado sólido, deva aumentar com a diminuição da temperatura, havendo um aumento grande de ordenamento numa temperatura perto do "liquidus".

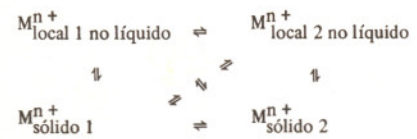
Os núcleos, que mais tarde serão os cristais, atingem dimensões que correspondem a algumas celas unitárias, e a estrutura começa a adotar o padrão do estado sólido. Todavia, em experiências de petrologia experimental é freqüente o aparecimento de cristais "quench" (de resfriamento rápido) metastáveis, que aparecem de poucas dezenas até, aproximadamente, uma centena de graus centígrados, além de seu limite normal de estabilidade (8).

Tal fenômeno sugere a possibilidade de que há um ordenamento maior que o esperado, no estado líquido. Outras observações (9) confirmam que, sob certas circunstâncias, os vidros possuem uma estrutura bem ordenada.

O ordenamento observado em determinados casos deve trazer implicações importantes para a partição de elementos entre o líquido e o sólido, durante a cristalização. Normalmente, considera-se a partição como sendo entre um líquido desordenado e um sólido ordenado:



Havendo uma estrutura incipiente já presente no magma, seria mais correto considerar a partição, como, por exemplo,



Tal complexidade pode chegar a invalidar os modelos simples de partição dos elementos comumente aplicados para determinar temperaturas de cristalização (ver p. 108) ou para modelar processos ígneos (ver p. 125).

A influência da presença de água sobre a estrutura do magma

A presença de água traz conseqüências profundas para a estrutura do magma, de acordo com os resultados de estudos indiretos. O efeito principal é o da despolimerização (10), envolvendo destruição de estruturas em retículo e sua substituição por formas menos polimerizadas, tais como cadeias. Esse efeito se manifesta, por exemplo, na cristalização de basaltos hidratados sob pressões hidratadas de 3-5 kbar, quando a cristalização de plagioclásio, como uma das primeiras fases, que é normal em magmas desidratados, não ocorre, e o plagioclásio aparece, mais tarde, na seqüência de cristalização (11). Por outro lado, anfibólio aparece entre as primeiras fases.

(8) Yoder e Tilley, 1962 (por exemplo).
(9) de Wys, 1960; Bell e outros, 1978.
(10) Shaw. 1964.

PROPRIEDADES FÍSICAS DO MAGMA SILICATADO

Com poucas exceções, o estudo das propriedades físicas do magma é um campo negligenciado, em comparação com o de estudos de equilíbrio de fases. Em parte, esse fato se deve às dificuldades encontradas em aperfeiçoar o instrumental necessário. Por outro lado, propriedades, tais como densidade, viscosidade e tensão superficial, influenciam os processos que podem ocorrer durante o evento de fusão parcial que dá origem ao magma, e durante sua cristalização posterior.

A temperatura do magma

Dispõe-se de informações diretas sobre as temperaturas do magma na superfície da Terra, através de medições diretas feitas em lagos de lavas. Tais resultados servem de controle valioso para julgar-se a validade de medições obtidas no laboratório. Podem ser citadas, aqui, experiências numa platina aquecedora com observações feitas por microscópio ótico, conduzidas à pressão atmosférica, e as observações da petrologia experimental conduzidas a pressões mais elevadas (ver cap. 2.3), como as fontes dos resultados.

Os basaltos tornam-se completamente líquidos na faixa dos 1.100 a 1.250°C, aproximadamente, sob pressão atmosférica. Com o aumento da pressão e na ausência de água, a temperatura de fusão completa, ou temperatura do "liquidus", aumenta, com dT_f/dP caindo na faixa dos 15°C/kbar. Por outro lado, a temperatura em que o líquido torna-se completamente sólido, ou a temperatura do "solidus" Ts é inferior à do "liquidus". A diferença $\triangle = T_f - T_s$ é de 100 – 200°C e tende a aumentar com o aumento da pressão.

A presença de água conduz a modificações radicais. Quando o magma está saturado com respeito à água, as temperaturas T_f e T_s diminuem com o aumento da pressão. Em magmas subsaturados, com respeito à água, há, no início, uma diminuição das temperaturas do "liquidus" e do "solidus", com aumento da pressão. Posteriormente, o aumento da pressão causa um aumento nas temperaturas T_1 e T_f (figura 1.1.1).

As temperaturas T_f e T_s são dependentes da composição do magma. Mantendo a pressão constante, aqueles mais ricos nos componentes cafêmicos se fundem a temperatura mais alta, enquanto que aqueles mais ricos em álcalis fundem a temperatura mais baixa. Como exemplo, um magma granítico seco pode ser completamente líquido numa temperatura de 800 –900°C, sob pressão atmosférica.

Densidade do magma

Até bem recentemente, inferiu-se a densidade do magma, através de medições da densidade de vidros dele derivados por arrefecimento rápido. Observações diretas feitas em líquidos de composição basáltica (12) e andesítica (13) demonstraram claramente a relativa compressibilidade dos líquidos, manifestada pelo aumento de densidade que acompanha o aumento de pressão (fig. 1.1.2). A diferença de densidade entre uma fase sólida qualquer e o líquido em que ela se encontra é um dos fatores principais para determinar-se a eficiência de processos de diferenciação magmática por afundamento ou flutuação de cristais (ver p. 10). No caso, a densidade de óxidos, sulfetos

(11) Yoder e Tilley, 1962.
(12) Fuji e Kushiro, 1977.
(13) Kushiro, 1978.

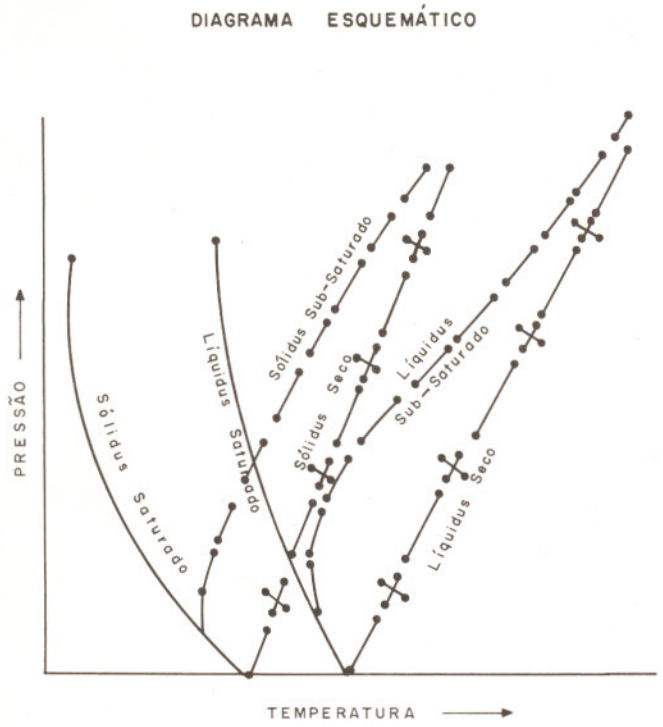


Fig. 1.1.1 – Diagrama P – T esquemático de "solidus" e "liquidus" em sistemas seco, subsaturado e saturado em água.

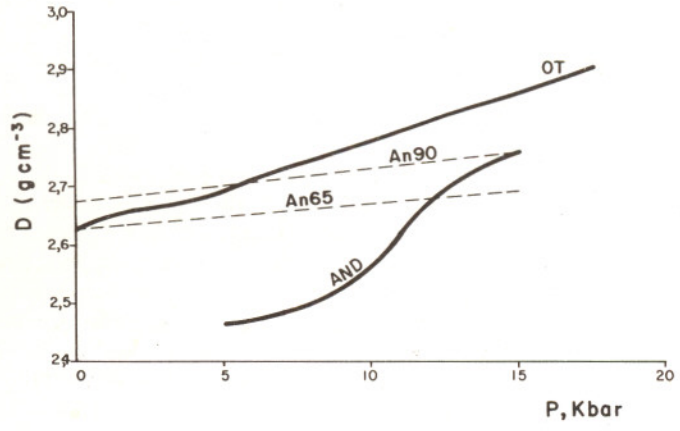


Fig. 1.1.2 – Variação, com a pressão, das densidades de líquidos basáltico (OT) e andesítico (AND) e de plagioclásio. (Fuji e Kushiro, 1977, 1979).

e minerais silicatados cafêmicos é, de uma maneira geral, bem maior que a de qualquer líquido silicatado. Por outro lado, a densidade dos plagioclásios gira em torno daquela dos magmas basálticos ou andesíticos. Como mostra o gráfico acima, eles devem afundar em magmas dessas composições sob pressões baixas; porém, sob pressões elevadas, podem flutuar.

Viscosidade do magma

Quando um líquido é sujeito a forças de cisalhamento, ele responde fluindo, apresentando, porém, uma resistência ao fluxo. Tal resistência é sua viscosidade. A viscosidade possui uma relação com a estrutura interna do magma, que, por sua vez, é uma função de sua composição, à pressão e à temperatura vigentes.

Os magmas cafêmicos, que de modo geral contêm uma proporção relativamente maior dos cátions modificadores de redes com potência iônica baixa ou pouco elevada (Mg, Ca, Fe^{2+}), possuem estruturas pouco polimerizadas. Assim, sua viscosidade é menor que a dos magmas félsicos, compostos, principalmente, por cátions formadores de retículos (Si, Al). A presença de água, exercendo seu efeito de despolimerização, causa reduções de viscosidade proporcionalmente bem maiores nos magmas félsicos que nos magmas cafêmicos (tabela 1.1.1 e figs. 1.1.3 e 1.1.4). O efeito do aumento da pressão, estudado pela primeira vez recentemente (15), conduz a uma diminuição da viscosidade sob condições isotérmicas. Em basaltos e andesitos, a redução da viscosidade por um aumento unitário de pressão corresponde, aproximadamente, àquela que se deve a um aumento igual exercido sobre um magma saturado em água (fig. 1.1.5).

A diferença de viscosidade entre os magmas cafêmicos e os félsicos tem sido aproveitada para explicar um fato fundamental, no que se refere à ocorrência das rochas deles derivadas. Enquanto, por um lado, o tipo de rocha intrusiva de maior expressão volumétrica é o granito, por outro, o de maior expressão extrusiva é o basalto (16). Magma de composição granítica, mesmo saturado em água, apresenta uma viscosidade relativamente alta. A perda de água durante sua evolução causa um aumento expressivo na viscosidade do magma e promove um aumento no grau de cristalização (o que, por sua vez, aumenta a viscosidade, também). Assim, um magma granítico perde facilmente sua fluidez, fato que promove sua cristalização dentro, e não acima da crosta. Por outro lado, um magma basáltico, que raramente está saturado em água (ver p. 13),

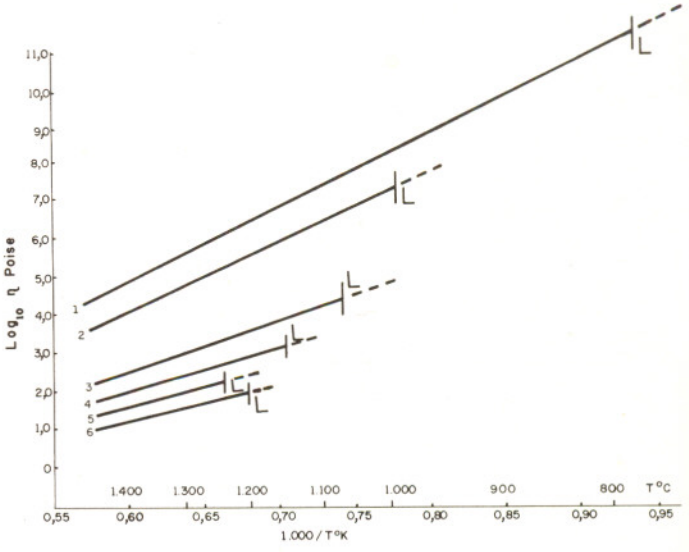


Fig. 1.1.3 – Variação das viscosidades do magma com a variação da temperatura, à pressão atmosférica, na ausência de água. (1) riolito, (2) pantelerito, (3) andesito basáltico, (4) basalto toleiítico de ilha oceânica, (5) olivina-basalto (6) olivina-melanefelinito. L mostra a temperatura do "liquidus" em cada caso. (Friedman e outros, 1963; Scarfe, 1973).

(14) Friedmann e outros, 1963; Scarfe, 1973; McBirney e Murase, 1971.
(15) Kushiro, 1976; Kushiro e outros, 1976; Fuji e Kushiro, 1977.
(16) Harris e outros, 1970.

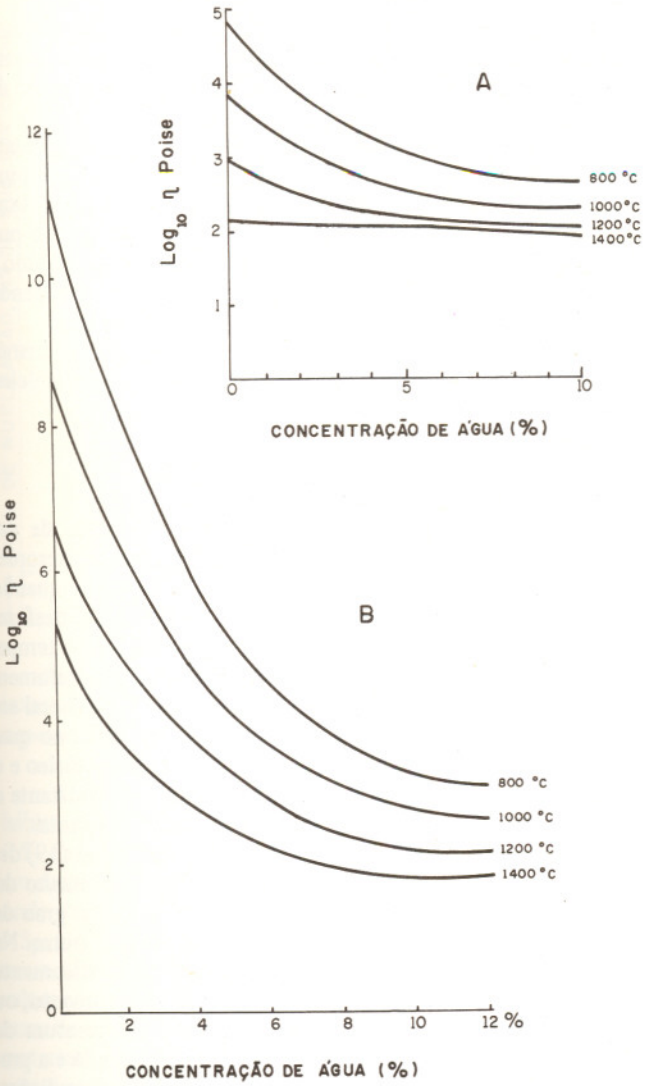


Fig. 1.1.4 – Provável efeito da presença de água sobre a viscosidade em (A) basalto e (B) granito (citado por McBirney e Murase, 1971).

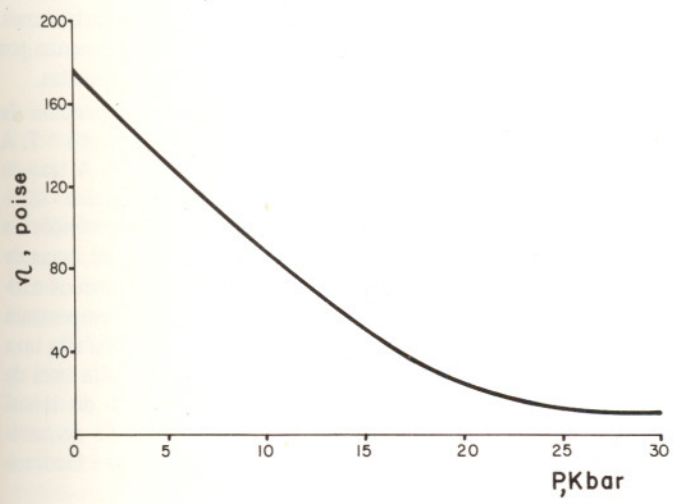


Fig. 1,1,5 – Efeito da pressão sobre a viscosidade do magma basáltico. Compilado de Kushiro, 1976; Kushiro e outros, 1976; Fuji e Kushiro, 1977.

	Basalto	Andesito	Riolito
Liquidus seco, 1 atm T°C	1.200 - 1.300	1.000 - 1.100	800 - 900
Log η, poises	2,5	3,5	11,0
$P = P_{H_2O} = 5$ kbar T°C	1.200	1.050	800
% peso H_2O	7	8 - 9	10 - 12
Log η, poises	2,0	3 aprox.	4,5
Liquidus seco P = 5 kbar T°C	1.240	1.150	–
Log η, poises	2,8	2,5	–

Tabela 1.1.1 – Viscosidade de magmas, log n poises. Dados compilados ou extrapolados de Friedman e outros; Scarfe, 1973; McBirney e Murase, 1971; Burnham e Jahns, 1962; Hamilton e outros, 1964.

pode manter uma viscosidade relativamente baixa, mesmo que perca qualquer água nele dissolvida. A possibilidade dele chegar à superfície ainda num estado fluido é bem maior. O efeito de redução da viscosidade de um magma faz com que a convecção ocorra com maior facilidade dentro do corpo líquido. Assim, o líquido tende a manter-se homogêneo por mistura.

Difusão

Onde há um gradiente de potencial químico de qualquer entidade presente num sistema (sólido ou líquido), sempre há uma tendência de essa entidade se deslocar dentro do meio em que ela se encontra, para igualar o potencial químico no meio, como um todo. Assim, ocorre difusão dessa entidade. O gradiente pode ser produzido por diferenças de pressão, temperatura ou composição. A taxa de difusão nos estados sólido e líquido é de suma importância para determinar a manutenção, ou não, do equilíbrio termodinâmico entre um magma e os cristais neles contidos. Assim, a taxa de difusão traz conseqüências importantes para os processos de nucleação e crescimento de cristais.

No estado sólido, onde as ligações químicas, geralmente fortes e aproximadamente fixas, tendem a prender qualquer espécie no seu devido lugar, as taxas de difusão observadas são muito pequenas. Quando um sólido permanece sob condições de elevada temperatura durante um tempo prolongado, o movimento de matéria, através de distâncias restritas, torna-se possível. Um exemplo, entre outros, de tal fenômeno encontra-se na difusão de argônio e de potássio em minerais, durante processos metamórficos. Ambos ficam presos nos retículos cristalinos, por forças relativamente fracas, podendo sair de locais favoráveis com pouca dificuldade. Por outro lado, no caso das rochas ígneas, estas podem permanecer em temperatura elevada durante pouco tempo, e a redistribuição de material no estado sólido é pequena.

O processo de difusão em líquidos já é mais fácil, uma vez que as estruturas ali encontradas são pouco ordenadas e de

existência efêmera. Mesmo assim, a taxa de difusão é finita e pode influenciar o fornecimento de material para os cristais em crescimento. Esta taxa possui uma dependência inversa da temperatura.

Alguns estudos sobre a difusão de determinados elementos em líquidos naturais (17) revelaram valores para o coeficiente de difusão de Ca, Sr, Ba, e Co na faixa de 10^{-7} a 10^{-6} cm^2 $seg.^{-1}$ m em basaltos secos próximos ao "liquidus". Tais valores implicam em que a eficácia da difusão como agente homogeneizador em sistemas líquidos sem convecção é restrita a uma pequena escala. Uma situação semelhante é encontrada no caso de Sr, Ba e Na, em riolitos: a difusividade de Sr e Ba observada é de 10^{-9} a 10^{-11} cm^2 $seg.^{-1}$ e a de Na, 10^{-6} a 10^{-8} cm^2 $seg.^{-1}$.

Quando a taxa de crescimento de um mineral de determinada composição, dentro de uma solução sólida, excede à taxa de fornecimento de material daquela composição, o resultado é uma zonação de composição no mineral. Na figura 1.1.6, mostra-se, esquematicamente, a relação entre a razão C_s/C_{so} e o crescimento de um cristal. C_{so} representa a concentração de determinado elemento no sólido inicial, e C_s a concentração nele, após um crescimento de x mm numa película fina, separada do núcleo pela mesma distância x mm. Foram escolhidas como constantes uma taxa de crescimento de 10^{-8} cm. $seg.^{-1}$, que corresponde a valores observados durante a

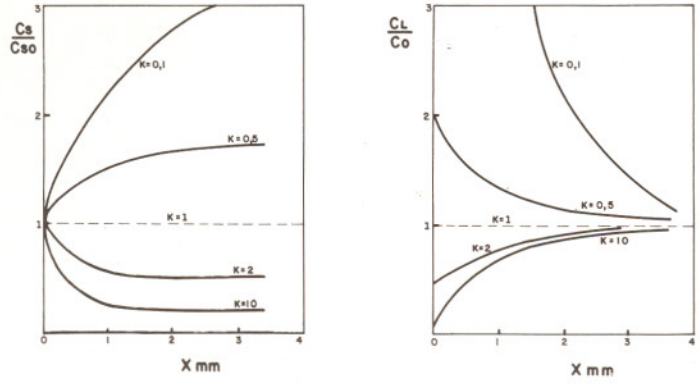


Fig. 1.1.6 – Gradientes de composição em cristais e no líquido, desenvolvidos durante o crescimento de cristais. Curvas referem-se a vários valores para K. Ver texto.

cristalização experimental de um granito (18), e uma difusividade de 10^{-9} $cm.^2$ $seg.^{-1}$. Também é necessário admitir que o magma é homogêneo. Nos gráficos, apresentam-se as curvas, que correspondem a vários valores do coeficiente de partição K = Concentração do elemento no sólido/Concentração do elemento no líquido. Valores elevados de K implicam numa fácil aceitação do elemento pelo sólido em questão, enquanto que valores baixos significam uma forte rejeição. No segundo gráfico, mostramos a situação no líquido durante o crescimento do cristal.

É evidente que, para valores de K que diferem bastante da unidade, desenvolve-se um zonamento composicional muito forte nos cristais, ao mesmo tempo que, no líquido, também são formados gradientes fortes de composição. É de prever que cristais não-zonados podem se formar apenas quando a composição do líquido se aproxima daquela do sólido, sendo precipitado, ou quando a taxa de crescimento é reduzida.

Além de suas influências sobre a composição de cristais em crescimento a difusão pode controlar a morfologia deles.

A nucleação e o crescimento de cristais

A nucleação de um cristal envolve a agregação de um número de pares de cátions e ânions numa estrutura desordenada, ou pouco ordenada. Fala-se de nucleação estável, quando esses agregados não mais mostram uma tendência a se desfazerem, fenômeno esse que ocorre, de modo geral, a uma temperatura inferior àquela em que o mineral torna-se completamente líquido (ou seja, a temperatura do "liquidus" do mineral em questão). Nucleação estável é um processo dinâmico, no qual há uma troca constante de cátions e ânions entre o núcleo e o líquido. No entanto, permanece aproximadamente constante o tamanho do núcleo, ao manter-se a temperatura constante.

Estudos teóricos e práticos em sistemas simples (19) demonstraram que há uma relação estreita entre o tamanho do núcleo e a densidade de nucleação, por um lado, e o grau de superarrefecimento ou supersaturação do magma, de outro. Na temperatura de fusão do mineral de interesse, praticamente não há núcleos estáveis. Com 10°C de superarrefecimento, ou seja, numa temperatura de 10°C inferior à temperatura de fusão, o tamanho do núcleo estável é bastante grande e a probabilidade de que ele se forme é reduzida. Sob essas condições, a cristalização de um magma é um processo extremamente prolongado. Com 50° C de superarrefecimento, a nucleação torna-se espontânea, e a densidade e a velocidade de nucleação são altas, sendo de algumas dezenas de núcleos (compostos por 1 – 100 celas unitárias) $cm.^{-3}$ $seg.^{-1}$. O crescimento dos núcleos se dá por adição de camadas às faces em crescimento e, também, por propagação localizada em defeitos estruturais. Como já foi visto, havendo um controle de crescimento por difusão, a adição de material ocorre nos vértices ou arestas.

Tanto a nucleação como o crescimento dependem da entropia de fusão $\triangle S_f$ e do grau de superarrefecimento $\triangle T$. A taxa de nucleação é proporcional a $\triangle S_f^{-2}$ e $\triangle T^{-2}$. A taxa de crescimento por adição de camadas é proporcional a $\triangle S_f$ e $\triangle T$, e, no caso de crescimento por imperfeições, a $\triangle S_f$ e $\triangle T^2$ (20). De um modo geral, gráficos de taxas de crescimento e nucleação mostram picos mais ou menos nítidos, o pico de crescimento ocorrendo em uma temperatura mais alta que a do pico de nucleação (fig. 1.1.7). Uma alta taxa de crescimento depende da manutenção de uma alta taxa de difusão de material, necessária para o crescimento do cristal em sua direção, bem como uma alta taxa de difusão de material, desnecessária, no sentido oposto. Tal condição é favorecida por uma temperatura alta.

(17) Hofmann e Margaritz, 1977; Margaritz e Hofmann, 1978.
(18) Swanson e Fenn, citados por Margaritz e Hofmann, 1978.
(19) Carmichael e outros, 1974, pp. 151-2.
(20) Jackson, 1967.

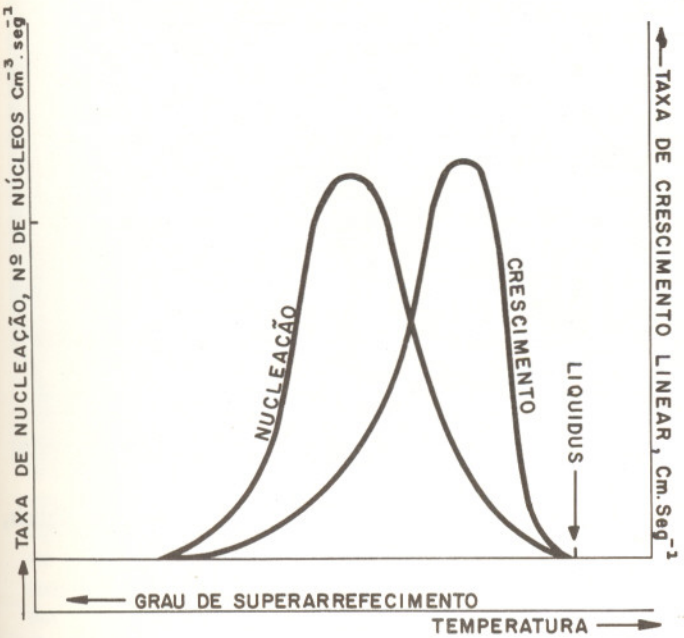


Fig. 1.1.7 – Diagrama esquemático das relações entre as taxas de nucleação e de crescimento de cristais e o grau de superarrefecimento.

O valor de $\triangle S_f$ exerce uma grande influência sobre o hábito cristalino adotado durante o crescimento (21). Quando $\triangle S_f$ é menor que 2R*, há a tendência de um crescimento igual em todas as direções. O desenvolvimento desigual é favorecido onde $\triangle S_f$ é maior que 2R. Com o aumento progressivo de $\triangle S_f$, a moda de crescimento passa por vários tipos de dendritos e termina na formação de esferulitos, quando $\triangle S_f$ atinge valores grandes. Tal situação diz respeito a condições onde a taxa de difusão é adequada para manter o fornecimento de material. Quando a taxa é inadequada, o desenvolvimento do cristal se dá de uma maneira preferencial. O crescimento de um vértice exige o movimento de material, através de um volume pequeno de líquido, e se realiza com maior facilidade que o crescimento de uma aresta. Esta, por sua vez, cresce por movimento de material, através de um volume menor que o necessário para fornecer material a uma face. Sob condições onde a difusão controla, de uma maneira crítica, a transferência de material, cristais adotam hábitos dendríticos, ocos, ou esqueléticos.

Dos minerais comuns, formadores de rochas ígneas, infere-se que $\triangle S_f$ diminui na seqüência ilmenita $\cong$ magnetita $>$ forsterita $\cong$ enstatita $>$ anortita $>$ albita (22). Para a ilmenita e a magnetita, $\triangle S_f$ é de, aproximadamente, 2R. Assim, a morfologia dos minerais comuns tende a ser normal, a não ser que a difusão exerça um controle forte, quando formas dendríticas e ocas predominam. É interessante observar que a ilmenita adota, não raras vezes, uma forma esquelética ou oca, hábito condizente com sua entropia de fusão mais elevada.

O hábito adotado por cristais depende, também, do espaço livre disponível ao seu redor, para permitir seu crescimento. No início da cristalização, os primeiros grãos não sofrem interferência de outros grãos e, assim, tendem a adotar hábitos perfeitos ou euédricos (fig. 1.1.8). Quando a proporção de cristais atinge, aproximadamente, 30 – 40%, já ocorre interferência mútua entre os grãos. Os cristais começam a adotar

(21) Landise, 1970.
(22) Carmichael e outros, 1974.
*(*) R é constante de gases.*

Fig. 1.1.8 – Fenocristais euédricos de feldspato potássico em granito. Monte das Gameleiras, RN (I. McR).

hábitos ditados não por sua própria estrutura interna, e sim pela presença de cristais vizinhos. No caso, o hábito é subédrico, determinado, em parte, pelo hábito preferido do cristal e por interferência. Quando o grau de cristalização atinge a casa dos 60 – 70%, o crescimento sofre a interferência total. O hábito desenvolvido é anédrico.

A observação dos hábitos adotados pelos diversos minerais numa rocha pode ajudar na elaboração da ordem de cristalização num magma e, daí, pode fornecer informações sobre as condições vigentes de pressão parcial de água, etc. (ver p. 22).

Texturas ligadas a fenômenos de nucleação e crescimento

No arrefecimento rápido de um corpo de magma, tal como ocorre numa lava,a temperatura do magma passa rapidamente pelo pico de crescimento e, depois, pelo pico de nucleação. Prevê-se, assim, que a rocha final pode conter, principalmente, um sem número de cristais pequenos e, provavelmente, vidro também, representando a parte do líquido que não conseguiu chegar à nucleação. Podem existir, também, alguns poucos cristais, cujo tamanho excede o tamanho médio, que, provavelmente se formam durante uma fase de cristalização lenta, antes da erupção. A previsão corresponde bem às observações feitas em muitos basaltos.

"Spinifex" (23)

Essa textura é peculiar às rochas vulcânicas ultramáficas. Duas características merecem destaque especial:

a) a olivina magnesiana atinge alongamento extraordinário e, muitas vezes, é oca (figs. 1.1.9 a 11);

b) os clinopiroxênios podem ser alongados e/ou ocos e podem ocorrer como alongamento de cristais menores, em forma de "espinha de arenque" (fig. 1.1.12), em malhas intercrescidas de dendritos plumosos, e, mais raramente, como rosetas.

Além disso, a magnetita (geralmente cromífera) pode mostrar um hábito dendrítico ortogonal (fig. 1.1.13).

Os hábitos extraordinários das olivinas e clinopiroxênios maiores merecem comentário. Evidentemente, há uma correspondência boa entre a composição do magma, por um lado (ver tabela 1.1.2), e a dos minerais, por outro. Assim, a taxa de

(23) Nesbitt, 1971.

Fig. 1.1.9 – Olivina "spinifex" em komatiito, Munro Township, Ontário, Canadá. Área do campo: 0,9 x 0,6 cm, aproximadamente. Foto cortesia do Prof. Dr. L. Riccio.

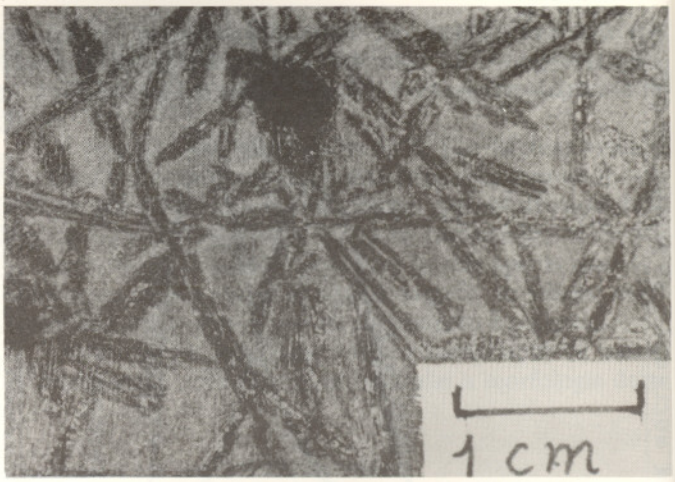


Fig. 1.1.10 – Olivina "spinifex" em komatiito, Crixás, GO. Amostra doada por Noevaldo Teixeira.

Fig. 1.1.11 – Cristais ocos e alongados de olivina num provável "sill" de composição ultramáfica, Rio Itapicuru, BA. Área do campo: 0,2 x 0,3 cm, aproximadamente. Foto, cortesia do Prof. Dr. L. Riccio.

Fig. 1.1.12 – Clinopiroxênio apresentando textura "espinha de arenque". Munro Township, Ontário, Canadá. Área do campo: 0,2 x 0,3 cm, aproximadamente. Foto, cortesia do Prof. Dr. L. Riccio.

Fig. 1.1.13 – Dendritos de magnetita em komatiito, Munro Township, Ontário, Canadá. Área do campo: 0,1 x 0,15 cm, aproximadamente. Foto, cortesia do Prof. Dr. L. Riccio.

	1	2	3
SiO_2	45,97	41,23	51,8
TiO_2	0,34	–	0,19
Al_2O_3	2,98	–	5,09
Fe_2O_3	1,00	–	1,31
FeO	9,50	7,10	2,27
MgO	33,79	50,47	15,5
CaO	4,73	0,14	21,8
Na_2O	0,15	–	1,07
K_2O	0,03	–	0,00

Tabela 1.1.2 – Composições de komatiito, olivina magnesiana e clinopiroxênio. Komatiito peridotítico (1), valores médios de Viljoen e Viljoen, 1969. Olivina (2) da Tabela 1.4.2, nº 1; clinopiroxênio (3) da Tabela 1.4.5, nº 1.

difusão não deve possuir uma influência muito crítica sobre o crescimento dos cristais.

As texturas são tidas por alguns autores como sendo típicas de arrefecimento rápido, enquanto outros as consideram como formadas durante o resfriamento mais lento. As ocorrências no campo, como rochas vulcânicas, favorecem a primeira hipótese, enquanto experiências de laboratório favorecem a segunda.

Essas texturas são bastante singulares, e sobrevivem a metamorfismo estático de grau baixo até médio. Assim, a preservação delas é uma indicação bastante característica de seqüências vulcânicas arqueanas ou do Proterozóico Inferior* (ver (p. 82). Cristais ocos ou esqueléticos e outras texturas de arrefecimento super-rápido ("quench textures") são encontrados em outras situações. Num caso bastante interessante (24), microfenocristais ocos de augita encontram-se em profusão, dentro de uma rocha vulcânica cuja composição assemelha-se bastante àquela da própria augita (fig. 1.1.14). Num exemplo de texturas plumosas, o plagioclásio e os produtos derivados dele por autometassomatismo formam as nervuras da pluma. Na base das nervuras, a augita ocorre em grãos arredondados, que chegam a englobar parcialmente o plagioclásio (25) (fig. 1.1.15).

Fig. 1.1.14 – Microfenocristais ocos de augita, basalto de Juneau, Alaska. Diâmetro do campo: 0,5 mm, aproximadamente. Apud Irvine, 1973.

Fig. 1.1.15 – Textura "quench" num derrame (a) e num "cumulado" (b), ilha Decepção, Antartida. Diâmetro do campo: 1 cm aproximadamente (I. McR).

Tensão superficial do magma silicatado em contato com o ar

A tensão superficial influencia o desprendimento da carga de componentes voláteis de um magma durante sua ascensão à superfície, mudando-se de um regime sob alta pressão para outro de baixa pressão. O processo de desprendimento de gases parece seguir um padrão análogo ao da produção de cristais, ou seja, por nucleação de microbolhas de gás e crescimento subseqüente destas. Em sistemas naturais, as bolhas aumentam suas dimensões, por expansão dos gases durante alívio de pressão.

Um estudo pioneiro (26) mostrou que, para permanecer estável dentro de um corpo de magma sob pressão constante, a pressão interna de uma microbolha deve ser maior que $2\,\delta/r$, onde δ é o coeficiente de tensão superficial e r o raio da microbolha. δ possui uma marcante dependência da composição do magma, diminuindo na série basalto-riolito. Depende, também, da temperatura, numa relação direta, e da quantidade de água dissolvida no magma, numa relação inversa.

De uma maneira qualitativa, pode-se dizer que os efeitos de desprendimento de gases de um magma basáltico, de um lado, e de um magma riolítico, do outro, devem depender tanto das diferenças físicas entre os magmas quanto do conteúdo volátil deles. Num magma riolítico com elevado teor de voláteis, haverá a tendência de desprendimento dos gases, através da formação de um número muito grande de bolhas pequenas. O resultado é a produção de uma rocha extremamente porosa, ou, talvez, o despedaçamento do magma durante a expansão das bolhas.

Texturas associadas ao desprendimento de gases

Vacúolos ou vesículas são as cavidades deixadas após o escapamento de gases (fig. 1.1.16). Suas dimensões variam de milésimos de milímetro até uns centímetros, e sua morfologia é de esférica a elipsoidal. Por vezes, tornam-se achatados ou deformados, devido ao movimento do magma em estado plástico. Sendo vazios, representam lugares favoráveis à deposição de minerais provindos de soluções que percolam a rocha. O preenchimento secundário por minerais, tais como quartzo, zeolitas, carbonatos e epidoto, produz as estruturas chamadas amígdalas (fig. 1.1.17).

Quando há uma concentração forte de vacúolos maiores, fala-se de uma estrutura ou textura escoriácea (fig. 1.1.16). Tal textura é bastante vulgar em rochas básicas ou intermediárias. Uma elevada concentração de vacúolos menores produz a textura pumícea, mais freqüentemente encontrada nas rochas félsicas.

(*) As eras de sua ocorrência mais destacadas.

(24) Irvine, 1973.
(25) McReath, 1972.
(26) McBirney e Murase, 1971.

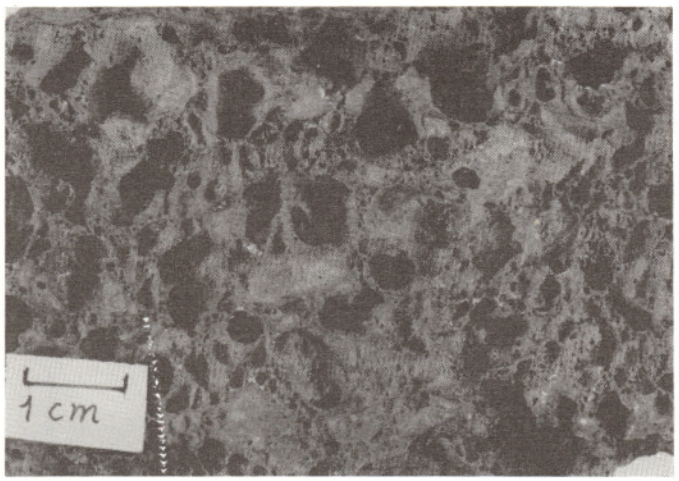


Fig. 1.1.16 – Basalto vesicular, localidade desconhecida. (A. N. S.)

Fig. 1.1.17 – Amígdalas em basalto, ilha de Skye, Escócia, (I. McR).

Além de cavidades mais simétricas, encontram-se, com freqüência, aquelas desprovidas de simetria clara, que possuem dimensões na faixa de alguns centímetros até decâmetros. Podem ser encontradas em rochas vulcânicas ou intrusivas subvulcânicas. No segundo caso, chamam-se de cavidades miarolíticas. Em granitos, representam sinais seguros de intrusão em alto nível da crosta, ou seja, próxima à superfície.

O despedaçamento de um corpo de magma não exige sobrepressões gasosas grandes durante uma erupção, e, assim, é de ocorrência freqüente tanto em magmas básicos como félsicos. No entanto, as erupções mais impressionantes são aquelas dos magmas mais ácidos, que podem dar origem às nuvens incandescentes. Essas são aerosóis de gotículas de líquido e sólido suspensas e propulsionadas pelos gases quentes. Um exemplo deste tipo de erupção foi a de Monte Pelée, na ilha de Martinica, em 1902. A nuvem ardente desceu a montanha em alta velocidade, encobrindo uma cidade de 30.000 habitantes.

PROCESSOS ENVOLVIDOS NA MODIFICAÇÃO DA COMPOSIÇÃO DO MAGMA

Em vulcões é freqüente a ocorrência de rochas de composições mineralógica e química variadas. É atraente imaginar que todos os tipos de rocha se originam a partir de um único magma progenitor, cuja composição é modificada por processos físicos e químicos. Fala-se, de um modo geral, na diferenciação do magma. Nessa seção, abordam-se alguns dos mecanismos de diferenciação, discutidos ao longo dos anos.

Cristalização fracionada e acumulação de cristais

De maneira geral, os minerais que se precipitam do magma possuem composições químicas que variam de pouco até muito diferente daquela do magma. Assim, o líquido que resta também é diferente do líquido original. No entanto, se esse magma, contendo cristais e líquido, for expelido, sua composição global não será diferente daquela do magma progenitor. Apenas quando os cristais se separam, pelo menos parcialmente, do líquido é que há formação de um magma diferente. O mecanismo mais provável para a separação dos cristais é a ação da gravidade, uma vez que os cristais normalmente possuem densidades diferentes das dos líquidos.

A Lei de Stokes nos permite uma discussão qualitativa do processo de acumulação de cristais. Essa lei refere-se a partículas esféricas, o que não é o caso dos cristais típicos.

$$V = \frac{2\,g\,r^2\,(d_s - d_l)}{9\eta}$$

V = Velocidade de afundamento cm.seg.$^{-1}$
g = Aceleração devida à gravidade cm.seg.$^{-2}$
r = Raio da esfera, cm.
d_s = Densidade do sólido, g.cm^{-3}
d_l = Densidade do líquido, em g.cm^{-3}
η = Coeficiente de viscosidade, poise.

Mantendo a dimensão dos cristais e suas densidades constantes, a velocidade de afundamento é maior nos magmas menos viscosos – os básicos – que nos magmas viscosos – os félsicos. Assim, a diferenciação se processa com maior eficiência em líquidos básicos. Por outro lado, a velocidade de afundamento depende do contraste da densidade entre o sólido e o líquido. Em magmas básicos, os óxidos e sulfetos afundam com velocidade maior que a dos silicatos ferromagnesianos, que, por sua vez, afundam com maior velocidade que os plagioclásios cálcicos, quando os cristais possuem a mesma dimensão. Os cristais de dimensões maiores tendem a afundar mais rapidamente que os menores, ainda que devido aos seus hábitos não-esféricos, os cristais maiores possam desobedecer a esta lei.

Em sistemas reais, há outros fatores que podem conduzir à não obediência desta lei. Admite-se a estabilidade no estado líquido, e em sistemas reais, há a possibilidade da ação de correntes de convecção, que devem modificar sensivelmente a eficiência da separação de cristais. Discutem-se modelos mais atualizados num capítulo mais adiante no Volume 2.

Características texturais em acumulados de cristais (27)

"Bandamento", "estratificação" e "acamamento" são termos empregados quase como sinônimos, embora haja dife-

(27) Wager e Brown, 1967.

renças sutis. "Bandamento" possui um sentido mais generalizado, podendo significar apenas uma estrutura direcional nas rochas. "Estratificação" implica na deposição de rochas em estratos e "acamamento" possui o mesmo significado (figs. 1.1.18 e 1.1.19). No entanto, quando se fala de rochas magmáticas, o termo tem sido empregado num sentido mais específico. "Acamamento rítmico" significa a repetição de combinações de camadas, enquanto que "acamamento crítico" é uma variação oculta e progressiva na compsoição dos minerais presentes, de acordo com sua posição dentro da intrusão. Tipicamente da base para o topo, os plagioclásios se tornam cada vez mais sódicos, enquanto os minerais ferromagnesianos ficam cada vez mais ferríferos. Além disso, "acamamento crítico" inclui variações sutis de composição mineralógica, como, por exemplo, a substituição da olivina por ortopiroxênio, no meio da cristalização, e o reaparecimento da olivina extremamente ferrífera, nos últimos estágios da solidificação de certas intrusões gabróicas.

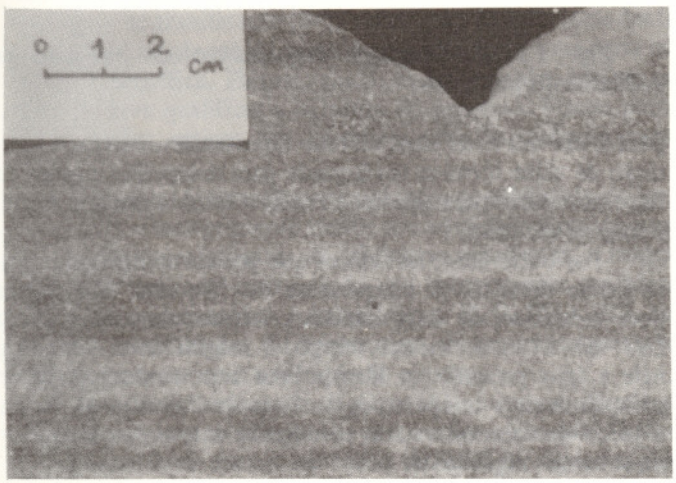


Fig. 1.1.18 – Estratigrafia ígnea do tipo acamamento rítmico em peridotito cromitífero serpentinizado. Campo Formoso, BA. Amostra, cortesia do Prof. Dr. J. Wakefield e FERBASA S.A.

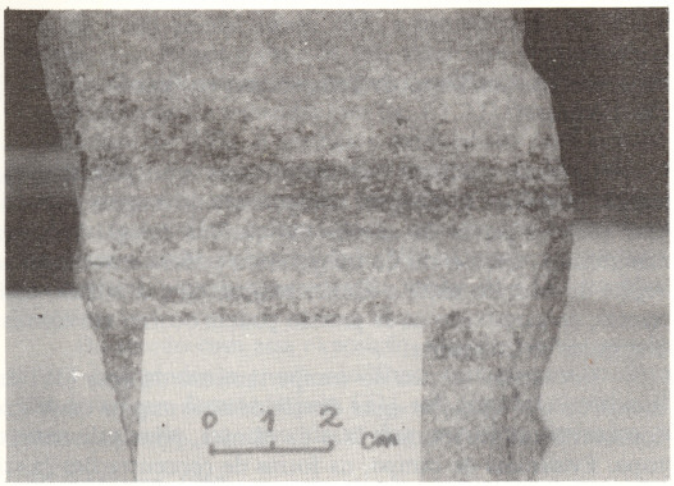


Fig. 1.1.19 – Bandamento em anortosito, Complexo Águas Claras, GO. Amostra, cortesia Prof. J. Salim.

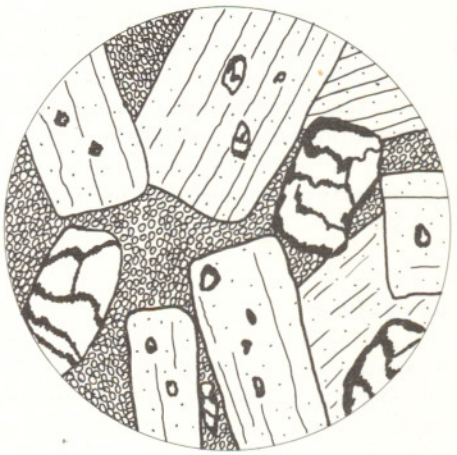


Fig. 1.1.20 – Etapa na formação de um "cumulado" de plagioclásio e olivina. O material foi expelido antes de completar sua solidificação, e o líquido intersticial está preservado como um vidro vesicular. Diâmetro do campo, 0,5 cm, aproximadamente (I.McR).

As texturas observadas em intrusões acamadas relacionam-se aos fatores seguintes:

a) A ordem de cristalização dos minerais.

b) A maneira com que os cristais acumulados prendem o líquido restante e o grau de isolamento deste do resto do corpo líquido.

Costuma-se referir à acumulação de cristais como "cumulado" e ao líquido retido como o "intercumulado", embora os termos "intersticial" e "interporo" também sejam utilizados. Os tipos mais extremos de "cumulado" são o "ortocumulado" e o "adcumulado". No primeiro, a troca de material entre o "intercumulado" e o resto do líquido é mínima. Tipicamente, os minerais aparecem com um núcleo homogêneo, produzido antes do fechamento do "cumulado", e uma parte externa com forte zonamento de composição. Esta se desenvolve depois do fechamento do "cumulado". Ao contrário, no "adcumulado", há troca eficiente entre o "intercumulado" e o resto do líquido. Assim, o material necessário ao crescimento dos minerais consegue chegar aos locais de crescimento, e o desnecessário difunde-se a distância. Este mecanismo explica o desenvolvimento de cristais grandes de composição homogêna.

Nas duas primeiras texturas descritas, o crescimento subseqüente à formação do "cumulado" ocorre ao redor dos cristais já formados. No "heteroadcumulado", nucleação nova ocorre no "intercumulado", ao mesmo tempo que os cristais do "cumulado" sofrem crescimento. De modo geral, a composição da nova geração de cristais se assemelha àquela das partes externas crescidas no "cumulado".

A textura "crescumulada" é caracterizada por um desenvolvimento exagerado, em uma direção, de minerais, como olivina ou plagioclásio, encontrada nas margens ou na base de intrusões. É o tipo mais raro de "cumulados", embora seja encontrado em intrusões das mais diversificadas composições. Um mecanismo proposto para sua formação, nas bases de intrusões, envolve a chegada dos cristais do "acumulado" em pacotes. Provavelmente, o magma em contato com as rochas encaixantes está mais frio que o restante do corpo do líquido. Assim, o primeiro pacote chega num ambiente de superarrefecimento, e os cristais – freqüentemente a olivina – crescem rapidamente numa direção cristalográfica preferencial, como

ocorre nas texturas "spinifex". Em determinado momento, o clinopiroxênio e o plagioclásio começam sua cristalização, parcialmente englobando a olivina e diminuindo seu crescimento. Finalmente, um segundo pacote de olivina granular se deposita em cima do "crescumulado" e efetivamente estanca seu crescimento.

Outros modelos para a formação de bandamento são discutidos no Volume 2.

Refinamento em Zonas

Na indústria, o refinamento em zonas (28) representa uma técnica já consagrada, pela qual se pode produzir material de pureza extremamente elevada, partindo de um material menos puro. Imagine-se um bastão de material impuro (fig. 1.1.21). Encontra-se uma maneira de aquecer este bastão até uma temperatura igual ou bem próxima àquela de seu ponto de fusão. Comumente, emprega-se um forno de indução, que utiliza ondas de freqüência de rádio ou microondas. Com esse forno, é possível aquecer apenas uma seção muito fina, na forma de um disco. Na próxima etapa, passa-se o forno para a outra extremidade do bastão, em velocidade extremamente lenta. A zona representada pelo disco aquecido acompanha o movimento do forno, e o disco "varre" através do bastão. As impurezas encontradas em toda a extensão do bastão tendem a se concentrar no disco aquecido, que as acumula. Após um número de passagens do forno, sempre no mesmo sentido, a extremidade contém a grande maioria das impurezas, e o restante do bastão fica excepcionalmente puro.

Foi na década de 50 que nos periódicos ocidentais foi proposto esse mecanismo como uma maneira de se produzir magmas alcalinos potássicos no Manto Superior (29). O Manto pode ser considerado como um conjunto de minerais impuros. Se um pacote de magma conseguisse varrer lentamente uma seção do Manto Superior, o líquido acumularia e concentraria os elementos "impurezas" contidos no Manto. Aqui, pode-se falar de elementos "impurezas", no caso daqueles com raio iônico grande (K, Rb, etc., o que os torna de difícil aceitação pelos minerais mais abundantes no Manto – olivina, clinopiroxênio, ortopiroxênio, granada, etc.) Pode-se contar, também, nessa categoria aqueles elementos que formam íons com carga grande, porém cujo raio iônico é grande demais para permitir que substituam o silício nos retículos cristalinos. Assim, acomodam-se em substituição aos cátions maiores, tais como Mg, Fe^{2+} e Ca, apenas quando há outras substituições para compensar sua alta carga. Exemplos são Nb e Zr (ver p. 34-35).

A despeito de sua boa formulação, essa hipótese sofreu um certo número de críticas. Primeiro, se o processo fosse válido, seria de esperar o aparecimento freqüente de magmas desse tipo os quais, no entanto, são raros (30). Segundo, há dúvidas se o processo pode realmente funcionar. Há um gradiente térmico no Manto Superior (ver p. 115), o que implica no encontro do magma com rochas cada vez mais frias durante a ascensão à superfície. Pode-se imaginar o processo como sendo equivalente à fusão do teto de uma câmara magmática, combinado à acumulação de cristais, no seu fundo. O primeiro processo exige o fornecimento de calor, que deve provir do próprio corpo líquido. O segundo representa uma fonte de calor, com a liberação do calor latente de fusão. Deve-se chegar a um

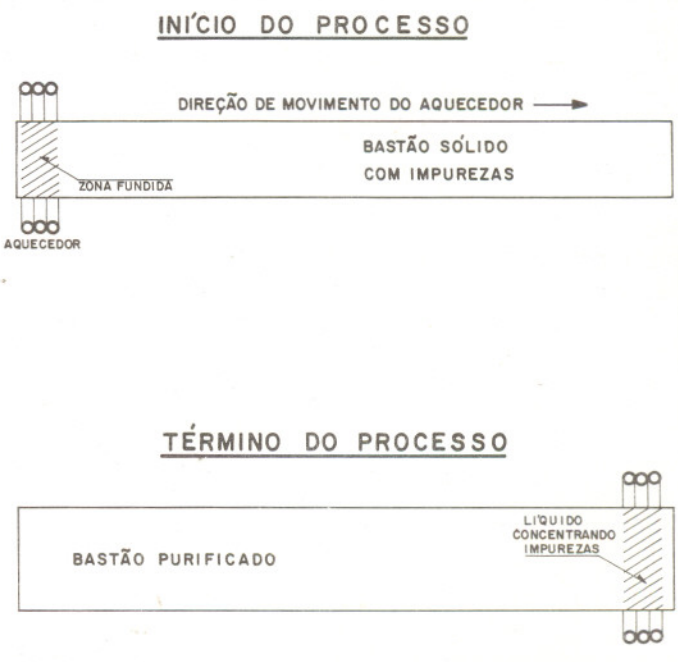


Fig. 1.1.21 – Diagrama esquemático do processo de refinamento por zonas.

ponto, em um nível mais elevado de ascensão, em que a libertação de calor torna-se inadequada para compensar a perda do calor necessário para aquecer e fundir o teto da câmara. Assim, o magma solidifica.

Por outro lado, há fatores que podem compensar o efeito acima descrito. A temperatura do "liquidus" do magma deve reduzir-se, de uma maneira contínua, durante a subida (ver vol. 2) e, ao mesmo tempo, o magma deve concentrar nele a água presente no Manto. Este fator também contribui para diminuir a temperatura do "liquidus" (ver p. 4). Assim, a perda do calor necessário para fundir o teto da câmara torna-se menos importante.

Evidentemente, a produção de magmas ultrapotássicos exige condições tectônicas especiais. Eles se encontram tanto em vales "rift" como em ilhas oceânicas. De qualquer maneira, os indícios são favoráveis à idéia de que os magmas devem provir de níveis bastante profundos no Manto (ver p. 147), o que possibilitaria uma concentração excepcional dos elementos "impurezas" durante a ascensão do magma à superfície.

Migração por Gradientes de Temperatura ou Pressão (Efeito Soret)

Havendo gradientes de temperatura e/ou pressão numa câmara magmática, qualquer componente do magma pode migrar para as partes da câmara em que sua energia livre fica minimizada. Gradientes de temperatura podem envolver-se na região do contato entre a câmara magmática e as rochas encaixantes, enquanto que os de pressão podem ocorrer em câmaras alongadas verticalmente.

Um estudo teórico do comportamento da água (31) demonstrou que qualquer água dissolvida num magma tende a se concentrar nas partes mais frias da câmara, principalmente no topo. Evidências de campo, na forma de concentrações de mi-

(28) Pfann, 1966.
(29) Harris, 1957.
(30) Yoder e Tilley, 1962.
(31) Kennedy, 1955.

nerais hidratados, confirmam que isso acontece. A parca evidência, baseada em experiências de laboratório, documenta o desenvolvimento do andesito a partir do basalto (32), e das rochas ácidas peralcalinas, a partir dos magmas mais básicos (33). O maior argumento contra a eficácia desse mecanismo em situações naturais fala sobre o tempo necessário para produzir uma diferenciação, em larga escala, por difusão (ver vol.2) e a dificuldade de manutenção dos gradientes durante esse tempo, em sistema que deve sofrer os efeitos de convecção.

Transporte na Fase Vapor

O processo envolve a partição de elementos entre magma ou sólidos e uma fase rica nos componentes voláteis. É de esperar que haja formação de complexos químicos entre determinados elementos e os componentes voláteis. E necessário enfatizar o fato de que, sob altas pressões, a fase vapor deve existir como um líquido. Apenas em baixas pressões é que ela se transforma em gás. Entretanto, ao começar pela introdução da palavra "ichor" para descrever os agentes responsáveis pelo fenômeno de granitização (34), a discussão da influência das fases voláteis na gênese do magma tem sofrido de uma certa imprecisão científica. Faltam, ainda, as informações básicas necessárias para qualificar a natureza do processo. Foram publicados, porém, artigos que permitem uma discussão de certos pontos.

Primeiro, é necessário examinar a possibilidade de uma fase volátil e independente existir em equilíbrio com um magma. Evidentemente, antes de tal fase se manifestar, o magma deve estar saturado com relação aos componentes considerados. Esses componentes, principalmente H_2O, CO_2, HCl, etc. possuem solubilidades diferentes, que, de um modo geral, variam diretamente com a variação da pressão.

Apenas nos casos de H_2O e CO_2 é que se dispõe de dados experimentais adequados para avaliar a situação. O Manto Superior deve conter em torno de 0,1% de água em peso (ver p. 147), contida em minerais-traço, tais como a pargasita e a flogopita. Essas fases sofrem, de início, uma fusão incongruente, produzindo novos sólidos e um líquido, que é o magma, no qual a água pode dissolver-se, e talvez, um vapor. É de se esperar que os líquidos, nesse caso, contenham bastante água. No entanto, ao iniciar-se a fusão de outros componentes não-hidratados, a concentração da água é reduzida. Quando o grau de fusão parcial atinge 10%, a concentração da água no magma deve atingir a casa de 1%, valor este completamente inadequado para saturar um magma basáltico, a não ser a pressões extremamente reduzidas (ver fig. 1.1.22).Por outro lado, a solubilidade de CO_2 é restrita e varia pouco com relação à pressão (35). Assim, concentrações modestas de CO_2 são adequadas para saturar o magma, permitindo o desenvolvimento de uma fase volátil independente, quando sua concentração ultrapassa o limite de solubilidade. Não há, ainda, uma estimativa confiável para a concentração média de CO_2 no Manto Superior.

De acordo com essa exposição, quando houver uma fase volátil independente e em equilíbrio com magma basáltico, essa deverá ser dominada pelo CO_2, sob pressões elevadas. Em pleno contraste, no caso de rochas graníticas derivadas por anatexia da crosta continental, a situação pode ser outra. Rochas metamórficas no grau xisto-verde contêm na casa dos 3-5% H_2O, enquanto as no grau anfibolito, 1-3%. Assim, a anatexia é capaz de gerar magmas félsicos com teores de água de 2-10%, aproximadamente. Tais concentrações são adequadas para saturar um magma granítico sob pressão de, aproximadamente, 1,5 kbar. Pode-se dizer que o desenvolvimento de uma fase volátil independente e hidratada torna-se completamente viável neste caso.

O estudo direto de gases vulcânicos sofre grandes problemas, dos quais o mais marcante é a contaminação dos gases primários por componentes introduzidos nos ambientes vulcânico e subvulcânico. Inclusões fluidas, pequenos corpos em forma de bolhas que contêm combinações de líquido, gás e cristais, podem representar amostras da fase volátil apanhada e preservada dentro dos minerais na rocha. Informações sobre sua composição se restringem aos componentes mais importantes, uma vez que a determinação dos outros componentes é dificultada pelo tamanho diminuto de cada inclusão e o pouco peso do total das inclusões em determinado volume de amostra. Inclusões ricas em carbonato estão associadas a rochas alcalinas e carbonatitos (36), enquanto que, em granitos, as inclusões são enriquecidas em silicatos, água e cloreto, em várias combinações (37).

Uma outra fonte de informações é a petrologia ou química experimental. Já foi comprovado que a fase volátil em equilíbrio com granito saturado com respeito à água deve conter de 5 a 10% por peso dos componentes de feldspato alcalino (38). Quando tal fase volátil também contém Cl, elementos tais como Pb, Cu e Zn se repartem a seu favor (39). Numa fase volátil composta de H_2O, CO_2 e contendo também F, os lantanídeos ou terras raras de maior número atômico – os chamados "lantanídeos pesados" (LP; "heavy rare earths" ou HREE) – formam complexos envolvendo esses componentes os quais possuem uma estabilidade maior que aquela dos complexos correspondentes aos "lantanídeos leves" (LL). A influência de uma fase volátil desse tipo pode se manifestar das seguintes maneiras: se o magma perde sua carga volátil, os LPs se repartem a favor da fase volátil, e o magma ficará empobrecido com respeito a estes elementos. Se, por outro lado, uma fase volátil proveniente de fora se deposita junto ao magma, a rocha resultante ficará enriquecida com respeito a esses elementos. A figura 1.1.23 mostra, de uma maneira esquemática, os padrões de distribuição dos lantanídeos que se desenvolvem em cada caso. Às vezes, encontra-se evidência forte dessa natureza para a participação de uma fase volátil no desenvolvimento da química final da rocha (41).

A evidência indireta provém de correlações entre os teores de elementos cujas características sugerem uma provável participação em fases voláteis, e os de outros elementos que podem lhes formar correlações entre Zr, Hf e F, de um lado, e Rb, Sr e Cl, de outro (42). Há uma forte sugestão de que os dois grupos de elementos estejam envolvidos na formação de complexos químicos, embora seja impossível calcular, a partir dos dados disponíveis, qualquer fórmula química racional. Outras evidências geoquímicas podem ser obtidas através do estudo de relações entre Rb e K (Volume 2).

(32) Scheimann, 1969.
(33) Martin, 1970.
(34) Sederholm, 1967.
(35) Mysen e outros, 1974; Eggler e outros, 1974
(36) Roedder, 1971.
(37) Roedder e Coombs, 1976.
(38) Luth e Tuttle, 1968.
(39) Holland, 1972.
(40) Alexandrov e outros, 1969.
(41) Schilling e Winchester, 1971; Fryer e Edgar, 1977.
(42) Bailley e MacDonald, 1975.

Em resumo, embora falte, ainda, um volume considerável de informações sobre a fase volátil, pelo menos um retrato parcial sobre sua faixa de composição e seu efeito sobre a composição de magmas está surgindo. Cabe salientar que a presença de componentes voláteis pode conduzir à produção de heterogeneidades composicionais dentro do magma, enquanto eles permanecem dissolvidos neste; porém, seu efeito é ainda maior quando eles se desprendem do magma, carregando sua carga de cátions e ânions na forma de complexos estáveis.

Mistura do Magma e sua Interação com Rochas Encaixantes

A presença de fenocristais ou xenocristais de minerais de composição anormal, dentro de uma matriz vulcânica, ou de núcleos de fenocristais de composição extrema, é uma ocorrência bastante freqüente. Cita-se, aqui, apenas um exemplo: fenocristais de plagioclásio de composição extremamente cálcica encontram-se, com freqüência, em andesitos e em rochas hipabissais de composição intermediária; os plagioclásios extremamente cálcicos deveriam encontrar-se em basaltos, e não em andesitos. Fenômenos semelhantes envolvem os piroxênios nas mesmas matrizes.

Essas observações receberam uma interpretação que se baseia na interação de um magma félsico que contribui com a maior parte da matriz com outro de composição basáltica, que pode contribuir com os fenocristais. Todavia, essa interpretação clássica se depara com dificuldades surgidas de resultados obtidos na petrologia experimental. A difusão de material entre um magma de composição basáltica mantido em sua temperatura de "liquidus" (1.200°C) e outro, riolítico, no seu "liquidus" (800°C), é extremamente lenta sob condições estáticas, e os dois líquidos podem permanecer juntos, sem se misturar (43), embora possam interdigitar-se mantendo sua identidade química. Efeitos semelhantes são vistos em exemplos naturais (44). No entanto, correntes de convecção podem forçar a mistura, promovendo homogeneização, pelo menos em escala mais ampla.

Por outro lado, há inúmeros exemplos em que o calor de um magma basáltico pode promover fusão parcial das rochas encaixantes, produzindo um líquido de composição félsica ou intermediária. Sob a influência da convecção, os dois líquidos podem chegar a um estado de homogeneização em escala ampla, dando origem a uma rocha híbrida, na qual as texturas granofíricas são abundantes (45). Este é um dos mecanismos que devem operar durante a chamada "contaminação" de magmas durante sua solidificação dentro da crosta.

Imiscibilidade do Magma

Como é o caso de muitos dos mecanismos propostos para a diferenciação do magma, a imiscibilidade no estado líquido era tida como de grande importância, sem ter o apoio teórico e experimental para justificar essa opinião. Ainda são poucos os estudos quantitativos realizados sobre o fenômeno, e as implicações para processos em grande escala permanecem pouco entendidas.

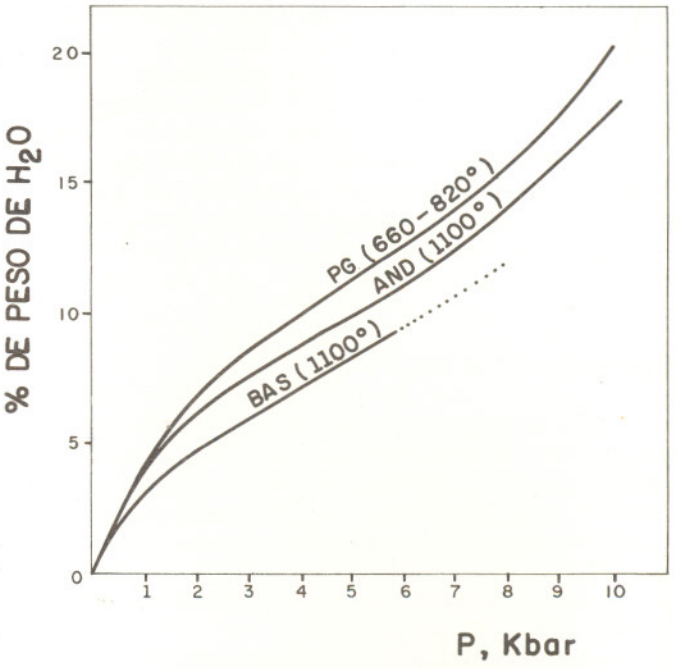


Fig. 1.1.22 – Solubilidade de água em magmas. PG., granito pegmatítico; AND, andesito; BAS, basalto (Burnham e Jahns, 1962; Hamilton e outros, 1964).

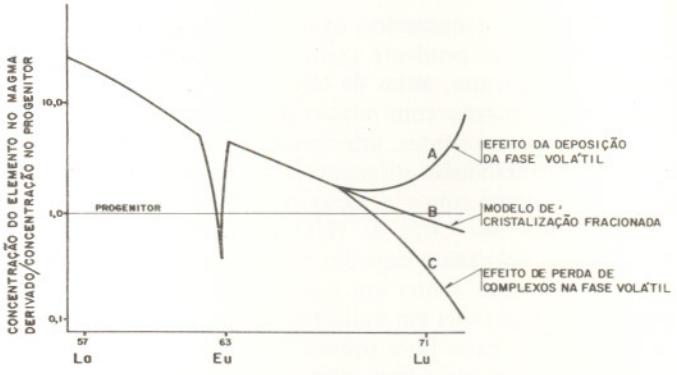


Fig. 1.1.23. Diagrama esquemático dos efeitos de uma fase volátil sobre o padrão de distribuição dos lantanídeos.

Em sistemas contendo sulfeto, já é amplamente demonstrada a solubilidade limitada de S^{2-} em líquidos silicatados (46). Quando ultrapassado o limite de solubilidade do S^{2-} em magmas basálticos (500 – 1.000 p.p.m.), há separação de dois líquidos, um rico em sulfeto e outro em silicato. O fenômeno se manifesta pelo aparecimento de gotículas de um líquido sulfetado dentro do basalto (ver fig. 1.3.10, p. 26). A separação ocasiona uma partição forte de determinados elementos entre os dois líquidos (Volume 2).

Outro sistema no qual foi demonstrada a possibilidade de ocorrer imiscibilidade é o carbonatado. Este possui uma importância no que se refere à gênese dos carbonatitos (Volume 2). Experiências sobre sistemas simplificados (47) e produtos naturais (48) confirmam que a imiscibilidade provavelmente acontece. "Ocelli" e outros corpos subesféricos de car-

(43) Yoder, 1972.
(44) Frankel, 1968.
(45) Irvine, 1975.

(46) Skinner e Peck, 1969; Naldrett e Kullerud, 1967.
(47) Kooster Van Groos e Wyllie, 1967.
(48) Gold, 1967; Ferguson e Currie, 1971.

bonato dentro de rochas silicatadas, ou de silicato dentro de rochas carbonatadas, são os sinais encontrados.

Outros exemplos citados desse fenômeno são a separação de líquido rico em óxido e fosfato a partir de um silicatado (49) e o líquido cloretado do silicatado (50). Não obstante, deve-se salientar que esses casos, mais ou menos bem documentados, são exemplos exóticos, e não podem influenciar em processos vulgares de diferenciação magmática. Muito mais interessante é a possibilidade da imiscibilidade acontecer em magmas silicatados, de composição vulgar, sem a intervenção de componentes menos abundantes como o sulfeto. Desde 1927, foram realizadas experiências com essa finalidade, sem surgir um resultado de muita conseqüência para a evolução das rochas ígneas terrestres, Contudo, foi encontrada, recentemente, a imiscibilidade em sistemas contendo bastante potássio e ferro ferroso (51), composição que se aproxima daquela de algumas rochas terrestres raras.

O que é o significado real da imiscibilidade na evolução do magma silicático? A maioria das evidências atuais indica que o fenômeno tem influência apenas em escala menor e não pode causar a separação de volumes grandes de líquidos diferentes. No entanto, o processo que conduz ao desenvolvimento da imiscibilidade deve começar com um rearranjo estrutural, já no estado líquido. É possível que o processo de rearranjo, envolvendo mudanças de polimerização, concentração de determinados íons em locais favorecidos e assim por diante, deva começar muito antes da separação de líquidos distintos. Assim, o líquido desenvolve uma heterogeneidade sem passar para uma composição que implicaria numa separação completa de líquidos diferentes (52).

(49) Philpotts, 1967.
(50) Roedder e Coombs, 1967; Roedder, 1971.
(51) Roedder, 1951; Roedder e Weiblen, 1970, 1971, 1972.
(52) Irvine, 1975.

SUMÁRIO E CONCLUSÃO

Magmas são líquidos de composições complexas, cujas propriedades físicas e história térmica controlam, em grande parte, as texturas das rochas deles derivadas.

Existem muitas maneiras de um magma modificar sua composição. Alguns processos podem causar mudanças profundas, enquanto que outros exercem sua influência apenas localmente. Assim, não é de admirar que na superfície se encontre uma diversidade muito grande de rochas ígneas. Um problema de petrologia ígnea é encontrar o mecanismo mais provável para a geração de um determinado tipo de rocha, sabendo que o tal mecanismo pode ser uma combinação de vários processos. Numa seção adiante, discute-se a maneira com que se pode testar a possibilidade de um processo ter influenciado a evolução de uma série magmática.

LEITURAS COMPLEMENTARES

Sobre a estrutura de magmas

Uma série de artigos recentes discute outros aspectos da estrutura do magma:

Mysen, B.O., Seifert, F. e Virgo, D. – 1980 – Structure and redox equilibria of iron-bearing silicate melts. Amer. Miner. 65, 867-884.

Mysen, B. O., Ryerson, F. J., e Virgo, D. – 1980 – The influence of TiO_2 on the structure and derivative properties of silicate melts. Amer. Miner. 65, 1150-1165.

Mysen, B.O., Ryerson, F.J., e Virgo, D. – 1981 – The structural role of phosphorus in silicate melts. Amer. Miner. 66, 106-117.

Sobre tentativas de modificar a Lei de Stokes no tratamento de corpos não-esféricos.

Algumas pesquisas ligadas à área de sedimentologia servem para ilustrar a complexidade do problema, ao discutir-se o comportamento de corpos não-esféricos. Há, também, uma tentativa de considerar-se o caso onde o meio líquido está num estado de movimento.

Janke, N. C. – 1966 – Effect of shape upon the settling velocity of regular convex geometric particles. Jour. Sed. Petrol. 36, 370-376.

Komar, P. D. e Reimers, C.E. – 1978 – Grain shape effects on settling rates. Jou Geol. 86, 193-209.

Uma discussão do último artigo, por Janke, e a resposta, por Komar e Reimers, encontram-se no Jour. Geol. 88 p. 243 et seq.

Sobre modelamento de corpos intrusivos e processos durante a cristalização e afundamento de cristais.

O modelo simples apresentado neste capítulo provavelmente é inadequado. O estudo de correntes de densidade e de sistemas com gradientes de densidade será discutido mais adiante (capítulo 4.1). Uma referência recomendada é

Irvine, T. N. – 1980 – Magmatic density currents and cumulus processes. Amer. Jour. Sci. 280A, I – 58.

Sobre texturas de rochas bandadas, e outras considerações, recomenda-se

Jackson, E.D. – 1971 – The origin of ultramafic rocks by cumulus processes. Fortschr. Miner. 48, 128-175.

QUESTIONÁRIO

1) Referente à fig. 1.1.1

I) Qual é o efeito de uma perda súbita de água sobre um magma hidratado que se encontra em fase de cristalização (a), num alto nível da crosta, isto é, sob baixa pressão (b), num nível mais profundo da crosta, sob pressão média?

II) Imagine uma situação na qual uma rocha de composição granodiorítica, componente da crosta continental, sofre fusão parcial e o fluido ou magma produzido durante a fusão consegue separar-se da rocha-fonte e iniciar sua ascensão à superfície da Terra, mantendo sua temperatura quase que constante. Discuta o que acontece nos três casos:

a) a rocha-fonte hidratada produz magma saturado em água;

b) rocha-fonte hidratada produz magma subsaturado em água;

c) a rocha-fonte anidra produz magma anidro.

Qual dos magmas consegue penetrar até altos níveis crustais, antes de completar sua solidificação?

2) Referente à Lei de Stokes

I) Um magma possui densidade $D = 2{,}7\ g.\ cm^{-3}$ e viscosidade $\eta = 300$ poises.
Qual é a velocidade de ascensão necessária para que este magma possa carregar consigo inclusões de dunito com $D = 3{,}4\ g.\ cm.^{-3}$?

II) Um líquido félsico possui $D = 2{,}4\ g.\ cm^{-3}$ e $\log_{10} \eta = 5$. Um feldspato alcalino possui $D = 2{,}7\ g.\ cm.^{-3}$ Uma taxa de crescimento típico é $dr/dt = 10^{-8}$ cm. seg^{-1}. Admitindo-se que os cristais formados são esféricos, calcule o tempo necessário para um cristal de feldspato alcalino atravessar um corpo de líquido félsico com espessura vertical de 200 m, quando sua nucleação ocorre muito perto do topo do corpo.
Qual é o diâmetro do cristal, quando este chega ao fundo do corpo?

Capítulo 1.2

As Raízes dos Vulcões e as Implicações Petrológicas

Tudo indica que são raros os casos em que o magma chega à superfície da Terra diretamente após sua gênese. Evidentemente, durante a sua permanência dentro da crosta ou em níveis ainda mais profundos, o magma pode sofrer diferenciação.

Através do estudo das estruturas dos vulcões, é possível saber os locais onde o magma pode parar durante sua ascensão para a superfície. Assim, estabelecem-se as pressões vigentes durante as paradas e, portanto, os prováveis conjuntos minerais envolvidos nos processos de diferenciação.

O mapeamento da superfície das estruturas vulcânicas recentes fornece poucos indícios sobre as feições profundas dessas. Na melhor das hipóteses, encontram-se seções da infra-estrutura vulcânica, trazidas à superfície por tectonismo e erosão. Essas seções representam os primeiros 3 a 15 km verticais da estrutura profunda. Em zonas de intensa atividade tectônica, seções, que provavelmente correspondem à crosta oceânica (ofiolitos) ou a seqüências hipabissais de vulcões construídos em crosta continental, podem chegar a ser expostas. Hoje em dia, é possível estudar diretamente as escarpas presentes nas dorsais mesoceânicas ou nos flancos de vulcões oceânicos por meio de aparelhos submersíveis. Não obstante, essas observações se restringem, ainda, aos níveis rasos.

Há duas maneiras principais de se investigar a estrutura mais profunda de vulcões. A análise do comportamento de ondas sísmicas representa um método potente para localizar material com baixa rigidez dentro da Terra, propriedade esta que resulta da presença de fluidos. Métodos gravimétricos podem ajudar nessa busca. O retrato fornecido da estrutura mais profunda é instantâneo, representando apenas um momento curto na vida de um vulcão típico. Essas observações vêm de data muito recente, e ainda não foi possível estabelecer um padrão de representatividade. Fora desse problema, os métodos geofísicos tendem a suavizar as diferenças, possuindo pouca capacidade de detectar corpos pequenos de líquido em profundidades maiores, a não ser que esses ocorram em grupos. Nesse caso, os métodos tendem a representar o grupo como um só corpo.

O segundo método, petrológico-geoquímico, é indireto. Consiste na aplicação dos resultados da petrologia experimental na forma de geobarômetros e geotermômetros (ver p.108), para determinar as condições vigentes durante a cristalização de conjuntos minerais presentes nas rochas, ou de nódulos carregados pelos magmas. A influência de cada etapa de cristalização sobre a composição e eveolução do magma pode ser calculado através de modelamento geoquímico dos processos (ver p.122).Ainda numa fase incipiente de aplicação, muitas vezes o método petrológico-geoquímico revela, com precisão, apenas a última fase de cristalização sofrida pelo magma.

Vulcões centrais e a região subvulcânica

Diversas tentativas indiretas foram feitas para esclarecer a provável estrutura da parte subvulcânica em vulcões centrais. Tendo como base a dilatação do edifício vulcânico imediatamente anterior a erupções e observações petrológicas na ilha do Havaí, foi proposta (1) uma estrutura de câmaras magmáticas independentes, de pequeno volume, talvez interligadas por condutos verticais e horizontais. Em níveis mais profundos, investigações gravi e magnetométricas revelam a presença de corpos cilíndricos de material denso e, em parte, ainda quente, os quais se estendem de 1 a 23 km da superfície e associam-se, também, com outras ilhas da cadeia havaiana. O maior corpo possui uma seção horizontal de 20 x 10 km (2).

Câmaras magmáticas de maior porte têm sido detectadas por métodos sísmicos em várias regiões, localizadas a distâncias de 3 a 4 km até 10 a 20 km abaixo do nível do cume vulcânico (3). Por vezes, as câmaras mais altas possuem uma existência efêmera, desaparecendo após uma erupção.

Numa demonstração espetacular da estrutura subvulcânica de vulcões centrais, encontra-se a ilha da Reunião, no Oceano Índico (4). Nesse caso, o soerguimento e a erosão puseram à vista uma seção rasa bastante completa, e, aqui, se observam corpos em forma de diques, "sills" interligados e intrusões pequenas – justamente a estrutura sugerida no caso do Havaí.

Dorsais mesoceânicas e crosta oceânica

As dorsais mesoceânicas representam zonas de extensão da crosta oceânica, onde esta é gerada. A evidência sísmica para a estrutura da crosta oceânica, a está discutida na p. 142. Na superfície da Terra, encontram-se, em determinados ambientes, cunhas de seqüências de rochas que possuem uma disposição bastante semelhante àquela inferida para a crosta oceânica. Essas cunhas, os chamados ofiolitos, podem servir como um possível modelado para a crosta oceânica. Além disso, na ilha da Islândia, que talvez represente, em um ambiente subaéreo, uma parte de uma dorsal mesoceânica, podem-se observar, diretamente, determinadas seções vulcânicas e, também, realizar estudos geofísicos com uma facilidade muito maior do que nas partes submersas das dorsais.

(1) Murata e Richter, 1966; Wright, 1973.
(2) Malahoff e Woolard, 1966.
(3) Kubota e Berg, 1967; Gorshkov, 1960.
(4) Upton e Wadsworth, 1970.

Os ofiolitos apresentam uma grande diversidade de nuanças. No entanto, é possível elaborar uma seção generalizada, que serve para ilustrar um bom número de ocorrências. Da base para o topo, distinguem-se unidades ultramáficas, que correspondem ao topo do manto e à base de intrusões acamadas, estas compondo uma parte da crosta oceânica verdadeira. Depois, seguem-se intrusões gabróicas a dioríticas, enxames de diques por vezes cortados por "sills" e, finalmente, a seqüência vulcânica (fig. 1.2.1).

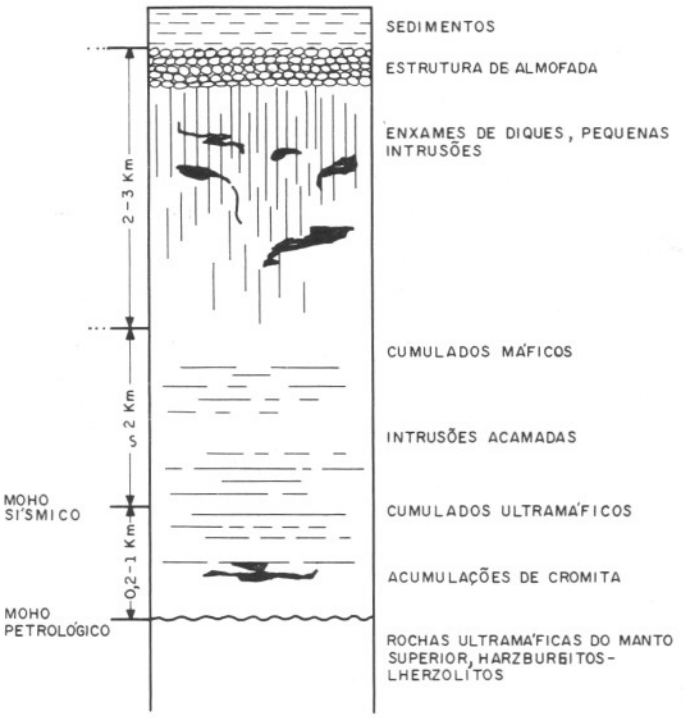


Fig. 1.2.1 – Seção generalizada de um ofiolito. Compilada a partir de informações citadas por Coleman (1977).

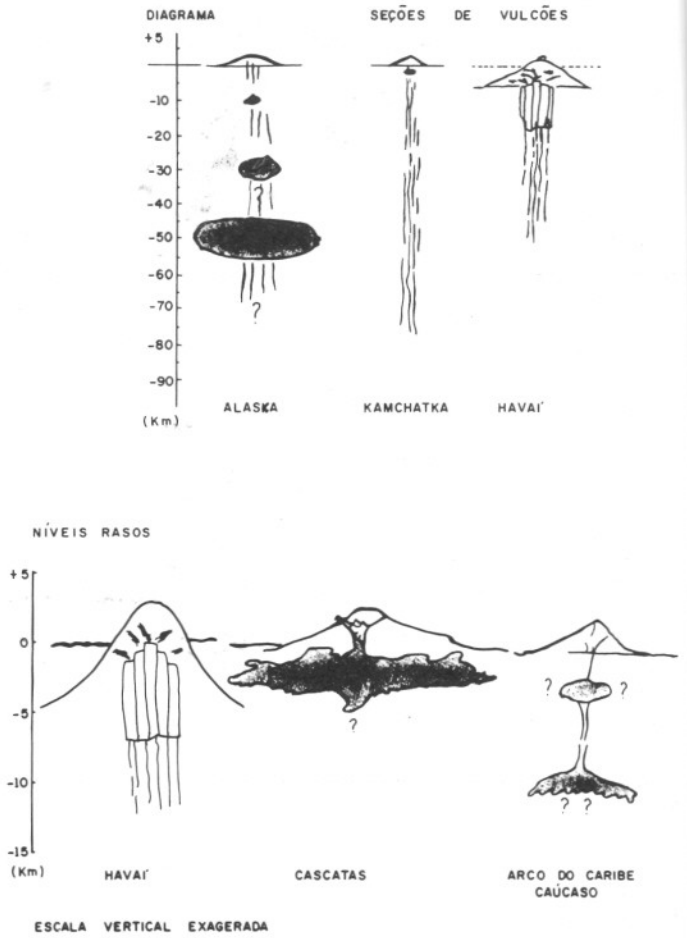


Fig. 1.2.2 – Estruturas de alguns vulcões. Fontes das compilações citadas no texto.

Possíveis estruturas correlatas em crosta continental

A Província Terciária da Escócia fornece um exemplo das estruturas encontradas em zonas extensionais, nos continentes. Muitos dos elementos da crosta oceânica estão presentes: intrusões acamadas, ultramáficas e máficas, enxames de diques e derrames volumosos, expelidos, principalmente, em ambiente subaéreo. A diferença principal encontrada é a presença de granitos, por vezes abundantes, em áreas diferentes da província, (ver p. 82).

Estrutura mais profunda em arcos de ilhas e margens continentais (fig. 1.2.2)

Várias seções foram encontradas nessas regiões. No Alaska (5), uma série de câmaras magmáticas se posiciona debaixo dos vulcões ativos. Com o aumento da profundidade, aumenta, também, o tamanho das câmaras, com os menores situadas em torno de 10 km, as médias em torno de 30 km e as maiores em torno de 50 km. Cálculos mostram que a quantidade de material já expelido ao longo da vida dos vulcões não corresponde a mais do que 10% do volume total do magma presente nessas câmaras. Na península de Kamchatka, na Rússia Oriental, o quadro geofísico revela que as câmaras menores e de pequena profundidade permanecem como uma característica da seqüência (6). Por outro lado, atualmente não há evidência para a existência de outras grandes concentrações de líquido. Pelo contrário, os dados sísmicos encontram sua melhor interpretação na presença de colunas estreitas de magma, partindo de 80 km aproximadamente. Em certas margens continentais, como, por exemplo, no oeste dos EUA, houve, e ainda há, grande atividade magmática, inclusive com a intrusão de enormes batólitos, em épocas anteriores. A estrutura rasa, nesse caso, é caracterizada por intrusões pouco espessas, em um nível crustal tão alto que é possível deduzir uma relação direta entre as intrusões e as vulcânicas, as últimas tendo sido expelidas durante a "decapitação" dos batólitos (7). Na Europa, em ambiente similar, evidência geofísica acusa a provável presença de magma dentro da crosta, em profundidades entre 15 e 25 km, aproximadamente (8).

(5) Kubota e Berg, 1967.

(6) Gorskhov, 1960.
(7) Hamilton e Myers, 1967.
(8) Berckhemer, 1968; Ciese, 1968.

São poucas as informações sobre as estruturas mais profundas do que 100 km. No Japão e a oeste da América do Sul, as investigações sísmicas revelaram a presença de volumes expressivos de rochas de pouca rigidez e, assim provavelmente, parcialmente líquidas, em profundidades de 300 a 400 km, posicionados, aproximadamente, sob as áreas de vulcanismo atualmente ativo (9). Sondagem sísmica profunda de vulcões nas ilhas Novas Hébridas, no centro-oeste do oceano Pacífico, acusa a presença de magma em torno dos 200 km (10).

Para determinados arcos de ilhas, é possível aproveitar da aproximação petrológico-geoquímica, para verificar, ou não, a presença de conjuntos mineralógicos que possam ser cristalizados a partir de um magma em ascensão na crosta. Em muitos arcos e margens, apresenta-se um conjunto mineralógico bastante característico, composto de olivina, plagioclásio extremamente cálcico, clinopiroxênio aluminoso, anfibólio aluminoso da subfamília hastingsita-pargasita das hornblendas, titanomagnetita e, raramente, ortopiroxênio. É possível demonstrar, partindo dos resultados de petrologia experimental, que tal conjunto deve ter cristalizado sob baixa pressão total e com uma pressão parcial de água aproximadamente igual à total (ver Vol. 2). Infere-se a profundidade mínima para a cristalização desse conjunto a partir de magma basáltico em 3-10 km, aproximadamente (11).

O estudo da composição de inclusões, saturadas com respeito ao vapor, contidas em fenocristais de plagioclásio em rochas fragmentares de composição félsica expelidas por vulcão da península do Alaska, também fornece estimativas da profundidade de equilibração (12). Deduziu-se a existência de uma câmara magmática em 6-10 km.

Em outros arcos, a presença de granadas, quartzo ou feldspato-plagioclásio sódico, como xenocristais, implica num episódio de cristalização, na ausência de água, em profundidade de, pelo menos, 60 km (ver Vol. 2). Por vezes, é possível demonstrar, através dos padrões de distribuição dos elementos-traço nas rochas, que a granada, que possui determinadas propriedades de fracionamento dos elementos (ver p.127), deva ter participado na evolução dos magmas observados à superfície (13).

Ilhas oceânicas isoladas

O caso da cadeia havaiana talvez represente um dos estudos mais completos sobre estrutura vulcânica, e o quadro bastante convincente disponível é o resultado de um certo número de anos de trabalho. Já foi feita referência à estrutura rasa, elaborada com base nesses estudos. A evidência atual acusa a geração de magma basáltico, no Manto Superior, ou pelo menos, um equilíbrio de magma, num nível de 60 a 80 km. Ao que se sabe, não há câmaras magmáticas em níveis intermediários, suposição esta parcialmente confirmada pela ausência de evidências geoquímicas que demonstrarem a participação de um conjunto mineralógico formado em tal profundidade e sua influência sobre a evolução química dos magmas (14).

No caso das ilhas do arquipélago de Taiti, onde inexistem, ainda, estudos sísmicos, o padrão geoquímico dos elementos sugere, fortemente, que houve fracionamento de granada durante a evolução dos magmas, o que implica numa etapa de cristalização sob pressões mais elevadas (15). Assim, chega-se à conclusão que, tanto nas ilhas oceânicas isoladas quanto nos arcos e margens continentais, há um certo número de estruturas possíveis (fig. 1.2.2).

Estrutura muito profunda: diápiros

Vocábulo emprestado dos estudos dos domos de sal, em seqüências sedimentares, "diápiro" tornou-se um termo muito útil na descrição genérica de corpos leves e plásticos, em relação às suas rochas hospedeiras. Há, assim, uma tendência para esses penetrarem as rochas sobrejacentes na busca de estabilidade energética. O transporte diapírico permite a transferência de material e calor de um nível inferior da Terra a outro superior.

No manto, um diápiro pode ser matéria mais quente e, assim, mais leve e plástica do que seu ambiente imediato. Em níveis mais altos no Manto Superior, o diápiro pode chegar a sofrer uma fusão parcial, passando então a ter uma proporção pequena de líquido, e ganhando uma plasticidade ainda maior e densidade ainda menor. Enquanto que a natureza dos diápiros está mais ou menos clara, sua origem permanece obscura (fig. 1.2.3).

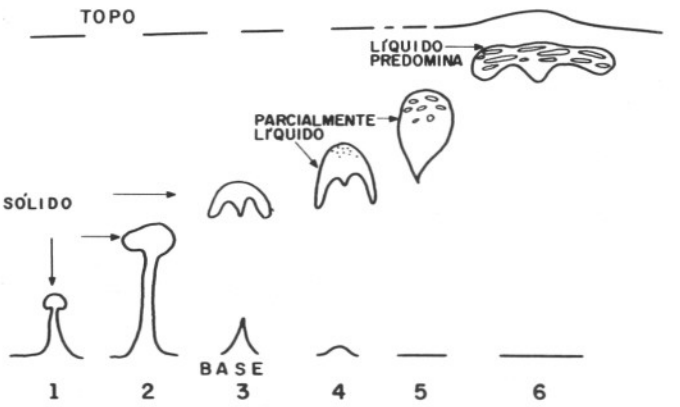


Fig. 1.2.3 – A formação e evolução de um diápiro. Compilada a partir de fotografias de sistemas modelados de Ramberg (1970) e Elder (1970) e de modelos petrológicos de Yoder (1976).

A provável importância do diapirismo, ou convecção penetrativa, como é também chamado o fenômeno por alguns autores, tanto como um mecanismo de transporte de material e calor, como uma causa motriz dos movimentos superficiais da crosta, já foi apontada por um certo número de pesquisadores. No caso, fazem-se referências a "pontos quentes" ou "plumas" do manto (ver p. 147).

A detecção de tais diápiros na Terra atualmente apóia-se nos mesmos argumentos utilizados no esclarecimentos das estruturas mais rasas. Certas anomalias geofísicas sob a cadeia havaiana foram interpretadas em termos da existência de uma pluma no manto sob essa região, tendo sua origem no limite entre o manto e o núcleo (16). Anomalias geoquímicas na

(9) Suyehiro e Sachs, 1978.
(10) Blot e Priam, 1963.
(11) Lewis, 1971.
(12) Johnston, 1976.
(13) Perfit e Easter, 1976.
(14) Jackson e Wright, 1970.
(15) McBirney e Aoki, 1968.
(16) Kanesewich e Gutowski, 1975.

Islândia e no arquipélago dos Açores também foram interpretadas como sendo o resultado da participação de uma pluma na gênese dos magmas (17). A presença de inflexões nas geotermas, delineadas, derivadas por investigações dos equilíbrios registrados em nódulos em kimberlitos, também foi explicada em termos da influência de diápiros na gênese dessas rochas (ver p. 115).

Todas essas deduções receberam duras críticas, aparentemente bem fundamentadas (18).

Desta maneira, evidência positiva e amplamente aceita para a presença de diápiros ou plumas de grande profundidade ainda não existe.

Limitações físicas sobre fracionamento

De uma maneira geral, um magma durante sua ascensão até o lugar de sua cristalização completa vai de encontro com rochas encaixantes, cuja temperatura diminui com a aproximação à superfície (ver Vol. 2). O contato com as rochas encaixantes leva a um resfriamento do corpo líquido por condução no sentido dessas e condução, e talvez convecção, dentro do corpo líquido. A taxa de resfriamento por condução do corpo depende, principalmente, do tamanho do corpo e da diferença de temperatura $\triangle T = T$ magma $- T$ encaixante. (19). A quantidade de cristalização que ocorre depende do tempo de permanência em cada ambiente, além dos fatores acima citados.

Em câmaras mais profundas, $\triangle T$ é pequeno. As taxas de resfriamento por condução também devem ser pequenas. A viscosidade do magma basáltico neste caso permanece baixa, facilitando o aprofundamento daqueles cristais, cuja densidade é maior do que a do líquido (ver p. 3-4). A condição de resfriamento lento conduz ao crescimento pronunciado de um certo número de cristais (ver p. 6-7). Os cristais maiores são justamente aqueles que devem aprofundar com maior rapidez. Assim, qualquer período prolongado passado por um magma em regime de grande profundidade conduz a uma separação eficiente dos minerais mais pesados por aprofundamento, sob a influência da gravidade. Promove-se, desta maneira, uma diferenciação efetiva da composição química do líquido restante. No caso, os minerais mais pesados podem ser os óxidos, sulfetos, minerais ferromagnesianos, como piroxênio e olivina, e granada.

Em níveis bem mais rasos, correspondendo a uns poucos quilômetros da superfície, há uma diferença de temperatura $\triangle T$ bem mais acentuada, conduzindo a taxas de resfriamento por condução bem mais rápidas. À pressão e temperatura mais baixas, a viscosidade do magma basáltico aumenta, provocando, assim, uma menor eficiência do processo de separação da fase sólida. Além disso, o regime de queda de temperatura passa a acarretar o pouco crescimento de um grande número de núcleos cristalinos. São justamente os cristais pequenos que afundam com menor velocidade, e esse fator se combina com outros, para reduzir a eficiência da diferenciação da composição química. Os cristais podem não conseguir se separar do líquido no qual se encontram. Por outro lado, convecção forte pode agir para compensar tal ineficiência.

Reduzido a esses termos, sugere-se que é mais provável o fracionamento eficiente do magma em maiores profundidades do que nas menores. No entanto, um fator ainda leva seu efeito sobre o processo, quer dizer, o tempo disponível para que haja uma diferenciação efetiva. Nesse ponto, o regime tectônico pode exercer influência. Em regiões em tensão, onde ocorre extensão acompanhada por fraturamento da crosta, a ascensão rápida de magmas, a partir de grandes profundidades, pode ser facilitada.

Em regiões de compressão, por outro lado, pode haver a formação de "vazios" na crosta, formados pelo dobramento das rochas, que chegam a ser ocupados por magma que ali se diferenciam.

Alguns aspectos geológicos adicionais

É fato notório que determinadas rochas de composição mais exótica são portadoras de xenólitos relativamente densos, provavelmente provenientes do manto. Estudos do equilíbrio entre os minerais pode fornecer estimativas para a profundidade de origem destes xenólitos. Os resultados acusam profundidades de, pelo menos, 50-60 km. Deduz-se que a ascensão do magma, a partir dessa profundidade, deva ter sido muito rápida em termos geológicos pois, de outra maneira, os xenólitos teriam se separado do magma por afundamento, ou, em níveis mais altos, teriam reagido com o magma hospedeiro. Assim, qualquer fracionamento importante destes magmas deveria ter ocorrido em profundidades maiores, antes de sua ascensão. Tipicamente, porém não exclusivamente, estes magmas caracterizam zonas de extensão ou de grandes falhas transformais da crosta.

Também em ambientes estáveis, encontram-se as pequenas e as grandes intrusões acamadas, onde o processo de afundamenteo de cristais opera para produzir sua estratificação ígnea característica. Seu nível de intrusão deve ser relativamente modesto, correspondendo, no máximo, a 20-30 km dentro da crosta continental, e a 10 km, na crosta oceânica.

Assim, de um lado, o fracionamento dos magmas mais exóticos deve ser controlado por conjuntos mineralógicos de alta pressão, enquanto que, nas intrusões acamadas, há um controle por minerais de baixa pressão. Pode-se repetir esses comentários no caso de ambientes em compressão, como por exemplos, arcos de ilhas.

Resumo e Conclusões

Um certo número de linhas de evidência acusa a presença de corpos de magma associados a vulcões ativos, estendendo-se a profundidades que vão desde 3 a 4 km. Rochas parcialmente fundidas podem existir até 400 km. Existe uma forte possibilidade de que o fracionamento dos magmas possa ocorrer em qualquer um desses corpos, inclusive os mais rasos. O fracionamento pode ser dominado por conjuntos mineralógicos de alta e/ou baixa pressão.

Fica claro que a grande maioria dos magmas observados na superfície da Terra pode ter sofrido modificações por fracionamento durante sua ascensão, através do manto ou da crosta. Esse fato já foi salientado por O'Hara (20) e Yoder (21), através de estudos de laboratório. Apenas raramente é que se observa uma rocha cujo magma não sofreu modificações importantes desde sua geração (22).

(17) Schilling, 1973, 1975.
(18) Berteussen, 1975; O'Nions e outros, 1976.
(19) Jaeger, 1966, fornece um tratamento do arrefecimento de "sills".
(20) O'Hara, 1965.
(21) Yoder, 1976.
(22) O'Hara, 1976.

Capítulo 1.3

Diagramas de Fase

Já se dispõe de textos que versam sobre os elementos dos diagramas de fase e sua interpretação (1). É nossa intenção, neste capítulo, demonstrar a utilização dos diagramas de fase na interpretação qualitativa de características texturais das rochas e, também, na elucidação dos percursos de fusão parcial das rochas-fonte dos magmas e a cristalização destes.

Os sistemas mais simples são os binários. Uma vez que a maioria dos conceitos utilizados em diagramas de fase se fundamenta em diagramas binários, exatamente os mais fáceis de serem compreendidos, dedicamos certa atenção a estes sistemas.

Nos primeiros diagramas, apresentamos, principalmente, os do tipo T – X, ou seja, diagramas que tratam das relações entre a temperatura e a composição do sistema. Mais adiante (ver p. 31), introduzimos os diagramas do tipo P – T, onde, por exemplo, a variação da seqüência de cristalização, de acordo com as condições físicas vigentes, pode ser representada para um sistema de composição fixa. Também apresenta-se a chamada seção isotermal, que mostra a situação de equilíbrio entre as fases sólidas ou minerais, e o líquido a uma temperatura fixa.

Utilizamos a regra de fases de Gibbs, para definir a variância do sistema:

$$P + F = C + 2,$$

onde P = número de fases presentes. De uma maneira geral, este corresponde à soma do número de minerais diferentes mais o número, geralmente 1, de líquidos independentes. F = variância ou grau de liberdade do sistema, que corresponde ao número de variáveis, que pode ser ajustado sem modificar a situação do sistema. C = número de componentes, que corresponde ao número mínimo de entidades mineralógicas ou químicas, necessário para definir o sistema. Nas discussões seguintes, será discutido o assunto da variança.

O termo "liquidus" significa aquela curva ou superfície que separa áreas ou volumes onde não há sólidos presentes daquelas nos quais sólidos e líquido coexistem. É a curva que define o início da cristalização de um magma, ou o término da fusão de um sólido. O "solidus" representa a divisória entre áreas ou volumes onde estão presentes sólidos e líquido e aqueles onde existem apenas sólidos. Representa, assim, a curva que corresponde ao término da cristalização de um magma, ou o início da fusão de um sólido.

(1) Krauskopf, 1972; Ehlers, 1972; Cox e outros, 1979. Alguns exemplos são dados por Mason, 1971.

SISTEMAS BINÁRIOS

De acordo com a possibilidade de interações entre os dois componentes do sistema, pode-se separar os sistemas binários em categorias. Quando os dois componentes não apresentam nenhuma interação e sofrem fusão para produzir líquidos de composição igual àquela do sólido (a chamada fusão congruente), fala-se de sistemas com eutético. Como um outro extremo, quando os dois componentes dissolvem-se livremente um no outro, no estado sólido, fala-se de sistemas com solução sólida contínua ou completa. Há três outros tipos principais. No primeiro tipo, há reação química entre os dois componentes, que resulta na produção de compostos intermediários. Em outro, há solução sólida restrita, e, no último, imiscibilidade no estado líquido.

Sistemas binários com eutético, componentes sofrendo fusão congruente

Como exemplo, cita-se o sistema diopsídio – anortita * que pode ser considerado como um basalto simplificado, principalmente ferro e álcalis. Na fig. 1.3. 1a, apresenta-se o diagrama referente a uma pressão atmosférica. Assim, um dos fatores físicos variáveis, a pressão, está definido, e a equação de Gibbs torna-se

$$P + F = C + 1$$

O número de componentes no sistema é 2 – anortita e diopsídio. Para o "liquidus", que representa uma situação onde a anortita sólida ou diopsídio sólido está em equilíbrio com o líquido, P = 2. Assim, para o "liquidus", P = 2, C = 2, e portanto, F = 1. Quer dizer, no diagrama à pressão atmosférica, é necessário definir uma das variáveis, quer a temperatura, quer a composição, para que a situação dos sistemas esteja precisamente definida.

De uma maneira geral, em sistemas geológicos onde se pode variar tanto a pressão como a temperatura, as curvas "liquidus" são bivariantes. Quer dizer, é necessário definir quaisquer duas das variáveis, temperatura, pressão ou composição, para poder especificar o estado do sistema.

Através da chamada "regra de momentos", é possível discutir, de uma maneira quantitativa, o curso de cristalização de qualquer líquido. Um líquido de composição A (% Di = EH/DH x 100) resfria até atingir o "liquidus" a uma tempe-

*(*) Na verdade, esse sistema não é um exemplo ideal, uma vez que o diopsídio $CaMgSi_2O_6$ sofre fusão incongruente, produzindo no início da fusão um líquido mais rico na molécula cálcica e um sólido mais rico na molécula magnesiana. No entanto, o sólido permanece como diopsídio no sentido mineralógico.*

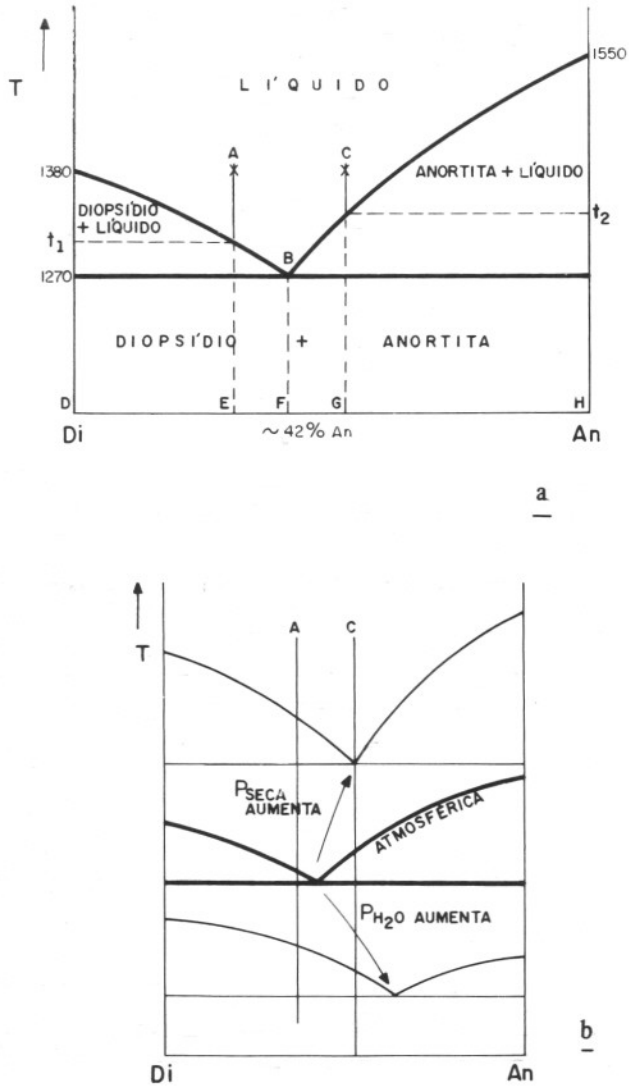


Fig. 1.3.1 – a) o sistema anortita-diopsídio a P = 1 atm. (Bowen, 1915; Osborn, 1942);
b) efeito de aumento de P_{seca} e P_{H_2O} sobre o sistema anortita-diopsídio. Compilado de Yoder, 1965, 1969.

ratura T_1. Neste ponto, o diopsídio começa a cristalizar, e a composição do líquido submetido a arrefecimento contínuo evolui ao longo do trecho AB. Até o ponto B, cristaliza-se EF/DF x 100% Di. No ponto B, eutético, a anortita começa a cristalizar-se também, e os dois minerais cristalizam nas proporções Di = FH/DF x 100%; An = DF/DH x 100%. A composição final do sólido, evidentemente, deve corresponder à composição inicial do líquido.

No segundo caso, um líquido de composição C (%An = DG x 100), mais rico na molécula anortita, cristaliza primeiro a anortita quando a temperatura chega em T_2. Continua cristalizando-se a anortita, com arrefecimento contínuo, até que se chega a 1270°C, que corresponde à temperatura do ponto eutético. Então, inicia-se a cristalização do diopsídio.

O ponto eutético em sistemas geológicos é univariante. Quer dizer, ao definir a pressão do sistema, a temperatura e a composição do ponto eutético também ficam definidas, porque existe uma posição única para este ponto. Ao fixar-se a temperatura, a pressão e a composição ficam definidas. É possível variar apenas um fator, definindo, assim, o sistema.

O efeito da pressão seca ou úmida está ilustrado na fig. 1.3.1.b) onde se mostra esquematicamente, a mudança da posição do eutético e colocam-se as composições A e C, utilizadas na exposição anterior. Evidentemente, a partir da composição A, o diopsídio cristaliza-se primeiro, seja qual for a pressão. Por outro lado, a partir da composição C, pode chegar a precipitar-se o diopsídio primeiro, quando a pressão (seca ou úmida) for adequada.

O comportamento do sistema durante a fusão é assim: um sólido misto com composição E (fig. 1.3.1a), ao atingir a temperatura de 1270°, começa por fundir-se em proporções eutéticas, com a produção de um líquido inicial de composição F; a fusão, em proporções eutéticas, continua até o ponto em que está consumida toda An (o componente menos abundante da mistura); a temperatura mantém-se constante durante essa fase; posteriormente, o Di restante sofre fusão, e a temperatura aumenta, até que a mistura fica completamente líquida em T_1.

A discussão desse sistema binário estabelece princípios fundamentais para o entendimento do comportamento de magmas (sistemas policomponentes), durante a cristalização:

(i) Há um intervalo de temperatura entre o aparecimento dos primeiros cristais no "liquidus" e a solidificação completa no "solidus".

(ii) Há uma seqüência de cristalização, com uns minerais cristalizando-se antes de outros. Esta seqüência depende da composição do magma.

(iii) A seqüência de cristalização pode sofrer modificações, de acordo com a pressão vigente e a presença, ou não, de água.

Em rochas naturais, muitas vezes pode-se detectar evidências texturais de tais seqüências de cristalização. A inclusão de um mineral por outro é sinal da cristalização precoce do primeiro. Como sugerida pela discussão anterior, a cristalização de plagioclásio (mineral de baixa pressão, por excelência) é especialmente sensível às condições de pressão vigentes. Enquanto muitos basaltos possuem composições que os colocariam entre os primeiros minerais a se cristalizarem, não é raro encontrar evidências para seu aparecimento tardio (ver fig. 1.3.21a). Assim, é necessário cogitar na influência da pressão para explicar tal inversão da seqüência de cristalização.

Quanto à terminologia usada para descrever texturas desenvolvidas em função da seqüência de cristalização: "poiquilítica" refere-se à inclusão completa de minerais precoces por outro mineral que mantém continuidade estrutural, mesmo que chegue a dimensões milimétricas ou centimétricas e que engloba um número de grãos de outros minerais. "Ofítica" refere-se à textura onde um mineral engloba parcialmente outros, e "subofítica" à situação onde um mineral tardio tende a ocupar o espaço intersticial entre os grãos dos minerais precoces (ver p. 56).

Texturas especiais ligadas à cristalização eutética (em sistemas binários ou pseudobinários) ou cotética (em sistemas ternários ou superiores) são múltiplas. Tipicamente, a cristalização simultânea de dois minerais resulta num mosaico irregular de grãos que dificilmente adotam qualquer vestígio dos hábitos normais dos minerais envolvidos. Esta característica se deve à interferência mútua de grãos vizinhos, em crescimento. Uma outra manifestação de cristalização simultânea é o fenômeno de intercrescimento, onde os dois minerais apresentam margens poliedrais, irregulares ou globulares. Muitas vezes, há continuidade ótica entre várias áreas representadas pelo mesmo mineral.

Bons exemplos deste segundo tipo de textura eutética ou cotética são a gráfica e a micrográfica ou granofírica, desenvolvida entre quartzo e feldspato alcalino (fig. 1.3.2 e 1.3.3). Tipicamente, as estruturas granofíricas adotam a forma de cogumelos. Outro exemplo de intercrescimento é o mirmequítico. Nessa textura, uma borda de plagioclásio, intercrescida com quartzo vermiforme, cerca feldspato potássico. Observa-se que há divergência de opiniões sobre a origem disto, havendo alguns autores que a consideram como um intercrescimento por cristalização, e, outros, por reação.

A discussão deste sistema binário simples também estabelece princípios importantes, no tocante à fusão parcial de sistemas que se aproximam a eutéticos. A fusão de um sistema pseudo-eutético ou pseudo-univariante prossegue, com a produção de um magma de composição quase constante, até o ponto em que um dos componentes presentes fica consumido. A partir deste ponto, a composição do magma produzido pode sofrer modificações com o aumento do grau de fusão. No processo de fusão incrementada, pode-se imaginar que o líquido produzido durante um pequeno incremento do grau de fusão fique separado do sólido-fonte. Assim, dos primeiros incrementos, produzem-se magmas com composições semelhantes, pelo menos no que diz respeito a seus conteúdos de elementos de maior concentração. Após o consumo de um componente, a fusão incrementada pode resultar na produção de magma cujas composições diferem bastante daquelas dos magmas iniciais.

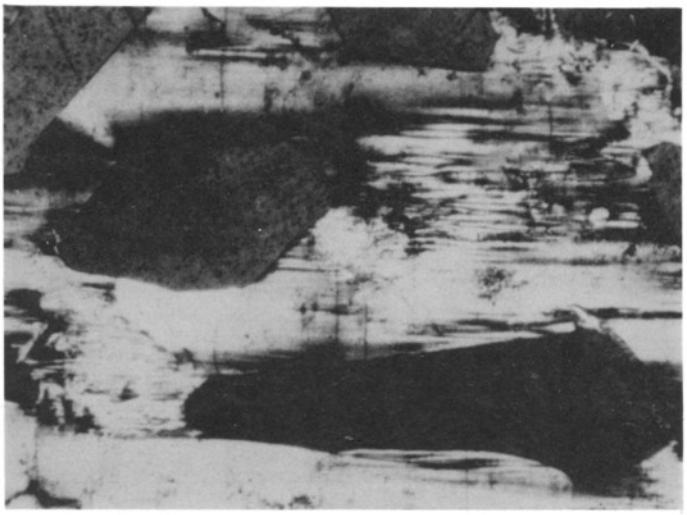


Fig. 1.3.2 – Textura gráfica. Nicois cruzadas, área do campo 0,4 x 0,6 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

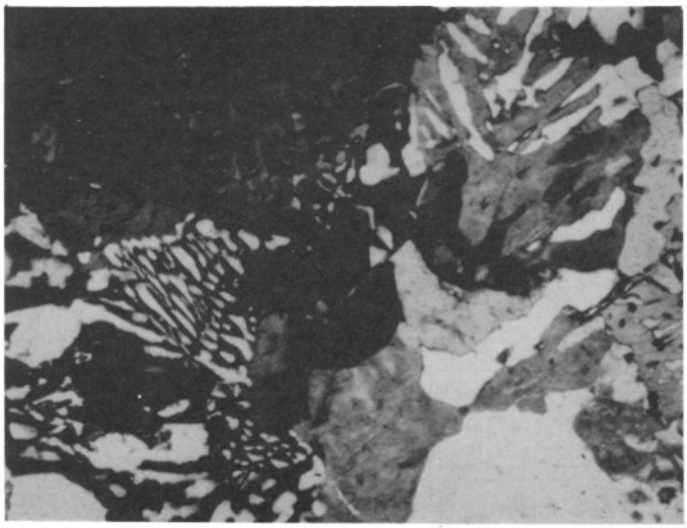


Fig. 1.3.3 – Textura granofírica. Nicois cruzadas, área do campo 0,3 x 0,4 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

Sistema binário com compostos intermediários

É freqüente encontrar-se, em sistemas binários, a possibilidade de reação entre os dois componentes com a produção de compostos intermediários. Um bom exemplo de tal comportamento encontra-se no sistema forsterita – sílica. Mais uma vez, o sistema escolhido é mais complexo do que se indica nessa discussão, havendo um campo de imiscibilidade no estado líquido em composições ricas em SiO_2 (ver p. 26). De uma maneira geral, até os sistemas binários de interesse geológico apresentam uma certa complexidade. Há uma reação entre os componentes:

$$\underset{\text{Forsterita}}{2Mg_2SiO_4} + SiO_2 = \underset{\text{Enstatita}}{MgSiO_3}$$

Considere-se o caso de um líquido com composição A (fig. 1.3.4). Ao atingir-se a temperatura do "liquidus", começa a cristalização de forsterita. A composição do líquido evolui ao longo do segmento, até o ponto B. Aqui, começa uma reação entre a forsterita formada e o líquido. Uma vez que a composição original A projeta-se no campo da forsterita + enstatita, a solidificação do líquido termina antes que toda a forsterita possa reagir. Por outro lado, ao aquecer um sólido com a mesma composição A, composto de uma mistura de forsterita e enstatita, ao atingir a temperatura de 1.557°C, a enstatita começa a sofrer fusão incongruente, decompondo-se para produzir um líquido e forsterita sólida. Quando termina esse processo, a forsterita começa sua fusão.

Essa descrição refere-se a processos em equilíbrio, ou seja, processos que ocorrem com uma velocidade lenta e sem

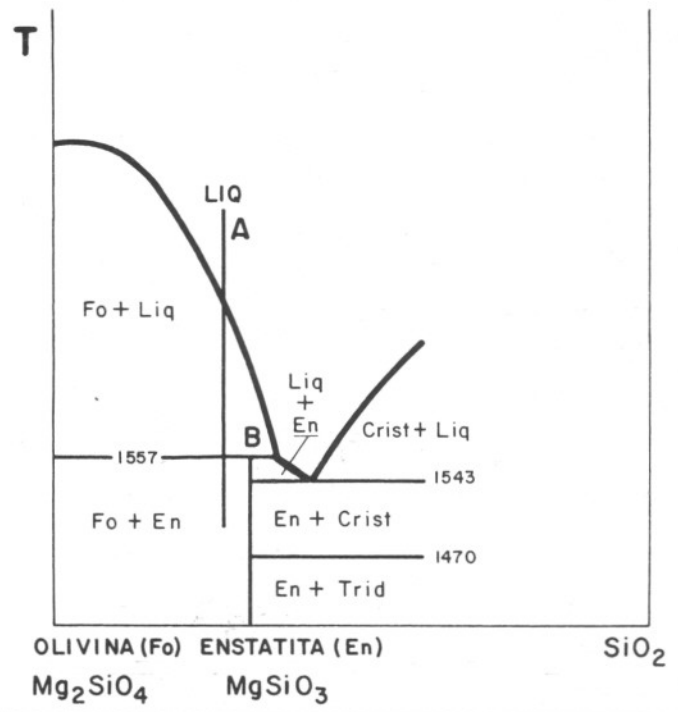


Fig. 1.3.4 – O sistema forsterita – sílica sendo parte do sistema $MgO - SiO_2$. A 1 atm. (Bowen e Anderson, 1914).

separação efetiva das fases sólidas do líquido. Em processos fracionados, ou a velocidade é rápida e o equilíbrio não é alcançado, ou as fases sólidas podem ser efetivamente separadas do líquido. Considerando o mesmo sistema sob condições de fracionamento, as diferenças principais são as seguintes: durante a cristalização de um líquido de composição A, a forsterita continua a ser o primeiro mineral a aparecer. Quando se chega ao ponto B, começa a reação da fosterita com o líquido. No entanto, os cristais de olivina desenvolvem um escudo não-reativo – a borda de reação enstatita, ao seu redor, torna-o não-reativo. Começa a precipitação da enstatita a partir do líquido, e não por reação da forsterita. A assembléia final é a olivina, orlada por enstatita neoformada.

O ponto de reação, ou peritético, é sensível à pressão seca, recolhendo-se no sentido da forsterita, também a presença de água causa uma mudança dele no sentido da sílica. Quer dizer, a pressão seca causa uma diminuição do campo de estabilidade de olivina, e a pressão úmida, um aumento. Outros componentes também influenciam o campo de estabilidade, como descrito na p. 36.

Uma outra manifestação de reação entre cristais e líquido é a da corrosão, onde a morfologia do cristal é parcialmente modificada pela produção de "enseadas", por arredondamento de vértices e, nas partes internas dos cristais , pelo aparecimento de furos de reação. Esses fenômenos geralmente acompanham grandes mudanças nas condições físico-químicas da cristalização, após a precipitação de cristais precoces. Tais mudanças, muitas vezes, envolvem modificações drásticas na área dos campos de estabilidade dos minerais, promovendo a reabsorção dos sólidos já existentes.

Sistemas binários com solução sólida completa ou contínua

Nesses sistemas, há miscibilidade completa entre os dois componentes, no estado sólido. Um bom exemplo é o da olivina, forsterita Mg_2SiO_4 – faialita Fe_2SiO_4. A condição geral para que haja uma solução sólida contínua entre os dois componentes parece ser, principalmente, uma semelhança de raios iônicos entre os dois elementos que se substituem.

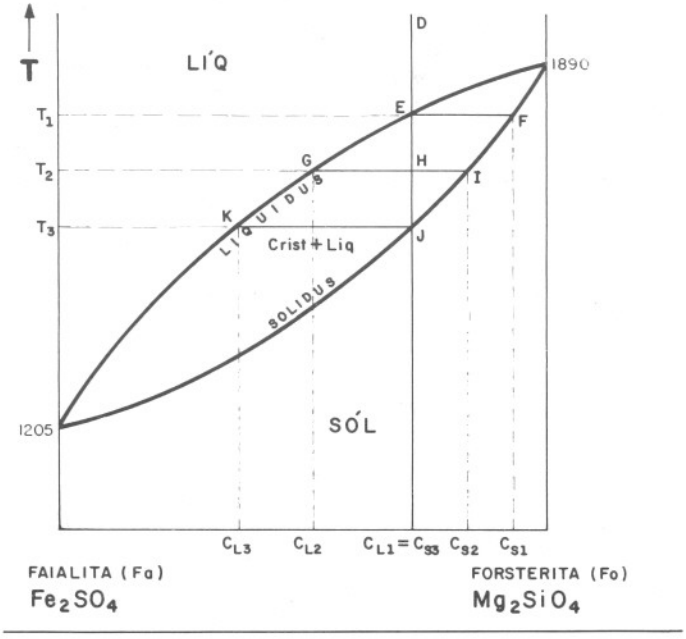


Fig. 1.3.5 – O sistema forsterita – faialita a 1 atm. (Bowen e Schairer, 1935).

Considera-se o caso de um líquido de composição D (fig. 1.3.5). Durante o resfriamento, ao atingir a temperatura T_1, começa a cristalização da olivina, com a precipitação de um sólido de composição F mais magnesiano do que o líquido. Sob condições de equilíbrio, a composição do líquido evolui ao longo de EGK, enquanto que a do sólido mantém-se ao longo de FIJ. O sólido reage, de uma maneira contínua, com o líquido. Um pouco antes da solidificação total, a composição do líquido atinge o ponto K. Este líquido reage com a olivina presente para produzir um sólido final homogêneo, com uma composição igual àquela do líquido inicial.

Sob as condições de cristalização fracionada, o primeiro sólido a se cristalizar é idêntico. No entanto, este núcleo não reage completamente com o líquido. A composição do líquido evolui ao longo de EGK. O sólido acumula-se, por deposição das camadas, ao redor do núcleo inicial, a composição das camadas seguindo a curva FIJ. A composição do líquido chega a passar o ponto K, e a do sólido passa o ponto J, antes de terminar-se a cristalização. Entretanto, a composição global dos cristais se equivale à composição do líquido original.

A zonação provavelmente produzida por cristalização fracionada, é um fenômeno bastante freqüente em qualquer mineral que forma solução sólida contínua ou descontínua entre dois componentes. São os plagioclásios que se destacam mais nesse sentido, podendo apresentar uma zonação normal, quando as condições físicas de cristalização permanecem mais ou menos constantes, ou uma zonação oscilatória, quando há variações da pressão de água durante a cristalização (fig. 1.3.6). O

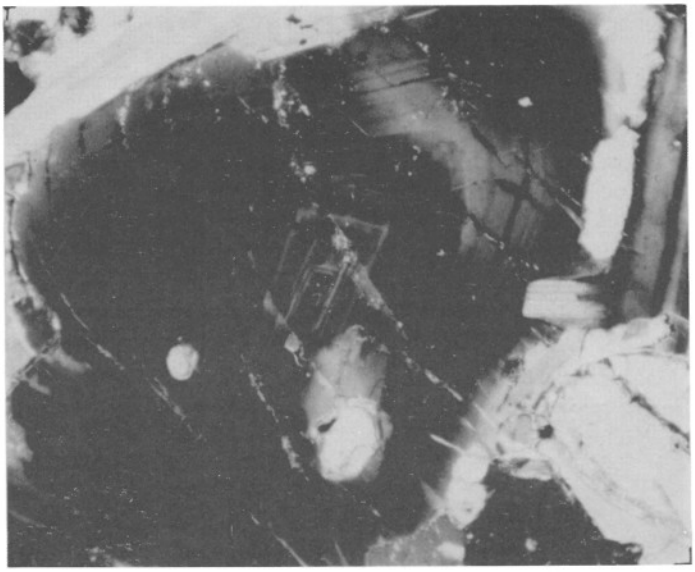


Fig. 1.3.6 – Zoneamento de composição em plagioclásio. Nicois cruzadas, área do campo 0,4 x 0,4 cm. aprox. (A. N. S.).

processo de fusão num sistema destes prossegue da seguinte maneira: sob condições de equilíbrio, um sólido de composição C_{S3}, ao atingir T_3, produz um líquido inicial de composição **K**; a composição do sólido muda no sentido **J – I – F**, enquanto que os líquidos atingem composições de **K – G – E**, respectivamente; o sólido **F** representa o último sólido presente antes da fusão completa.

Solução sólida restrita ou incompleta

Quando há um diferença bastante grande entre os raios iônicos de dois elementos que se substituem, muitas vezes con-

siderações energéticas não permitem uma substituição irrestrita quando da cristalização do magma, ou após, no estado sólido. Toma-se como exemplo o sistema albita-ortoclásio. Neste sistema, a solução sólida completa pode existir à temperatura do líquido; porém, no estado sólido é impossível. O sistema possui outros pontos de interesse, inclusive um ponto mínimo de fusão, o que não deve ser confundido com um ponto eutético, e um ponto de reação, por causa da fusão incongruente do ortoclásio:

$$KAlSi_3O_8 = KAlSi_2O_6 + SiO_2$$
Ortoclásio Leucita

Adicionalmente, o sistema é extremamente suceptível aos efeitos da pressão úmida. A fig. 1.3.7 representa esta situação, na presença de P_{H_2O} = 1,5-3kbar. Sob pressão seca, o campo da leucita se expande, e o "solvus" é mais afastado do "liquidus". Sob as pressões úmidas mais elevadas, o "solvus" se aproxima do "liquidus" ainda mais e finalmente, se integra a ele.

Considere a situação com um líquido de composição I. Ao resfriar-se até atingir o "liquidus", começa a cristalização de leucita (B em detalhe I). Ao atingir a temperatura que corresponde ao ponto C, começa a reação entre a leucita e o líquido, formando ortoclásio um pouco impuro, no sentido de que ele contém um pouco de albita nele dissolvida. Ao mesmo tempo, continua a cristalização da leucita. Ao chegar à temperatura que corresponde ao ponto F, consome-se completamente a leucita por reação. Agora, começa um esquema de cristalização, que se assemelha à cristalização da olivina. Sob condições de equilíbrio, resulta na formação de ortoclásio, contendo um pouco de albita em solução sólida. A projeção da composição I passa pelo campo de um feldspato e não vai de encontro ao "solvus". No estado sólido, não há modificações.

Com um líquido que possui a composição II, mais rica no componente albita, a projeção da composição não passa pelo campo da leucita. Ao atingir-se a temperatura que corresponde ao ponto B (detalhe II), começa a cristalização de um feldspato com composição C. A composição do líquido evolui ao longo de BF, até atingir o ponto I, que representa o mínimo de temperatura, tanto do líquido como do sólido. Nesse ponto, a composição do líquido mantém-se constante enquanto reage com o sólido, cuja composição já atingiu o ponto H. A reação entre sólido e líquido continua até a composição do sólido atingir a composição do líquido inicial, representada pelo ponto G. Essa discussão refere-se às condições de equilíbrio. Sob as condições fracionadas, produz-se um cristal zonado desde a composição C até I.

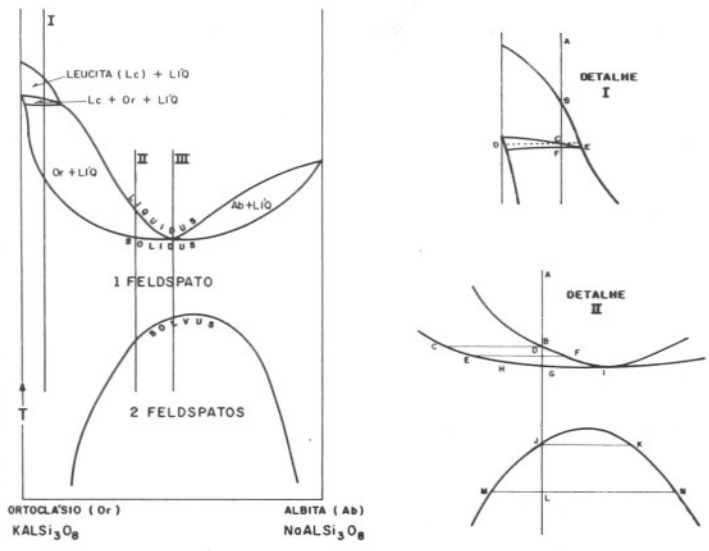


Fig. 1.3.7 – O sistema Or – Ab esquematizado para P_{H_2O} = 1 - 2 kbár. (Bowen e Tuttle, 1950).

Ao continuar o arrefecimento do sistema no estado sólido, a projeção da composição encontra o "solvus", em J. Neste ponto, começa o processo de mistura, que pode ser considerado como a separação de componentes presentes, inicialmente numa fase sólida homogênea, para formar dois sólidos distintos. No caso, há produção de pequenas quantidades de um feldspato mais rico no componente albita, representado pelo ponto K. O processo de desmisturação ("unmixing") continua com o grosso do feldspato, mudando de composição ao longo de JM, e uma quantidade cada vez maior de material desmisturado ou exsolvido, evoluindo ao longo de KN.

Na prática, processos que ocorrem no estado sólido são extremamente lentos, e sua velocidade tende a diminuir dramaticamente, com a queda da temperatura. A não ser que se mantenha o sistema em temperatura elevada durante longo tempo, a desmisturação pára logo. Em sistemas vulcânicos, o resfriamento ocorre com tanta rapidez que não há exsolução.

Neste sistema, os efeitos de desmisturação ou exsolução se manifestam na produção das pertitas: as pertitas se originam a partir de composições mais ricas em ortoclásio, as mesopertitas, de composições intermediárias (como aquela indicada por III, na fig. 1.3.7), e as antipertitas, das composições mais ricas em albita. Nas pertitas, o grosso do mineral é ortoclásio, enquanto que, nas antipertitas, é albita. Vários padrões de exsolução foram descritos e são ilustrados na fig. 1.3.8.

Uma outra família mineral, os piroxênios, também apresenta fenômenos importantes de exsolução em rochas plutônicas. O diagrama de fase En – Di encontra-se na fig. 2.4.3.

Sistemas binários com imiscibilidade no estado líquido

Toma-se como exemplo de tal tipo de comportamento o sistema forsterita-sílica, já apresentado, porém apenas parcialmente, numa seção anterior, nas partes referentes à composição mais rica em forsterita. Nas partes mais ricas em sílica há desenvolvimento de um campo, no qual um único líquido homogêneo é substituído por dois líquidos separados. Um é mais rico em sílica, enquanto que o outro é mais rico em forsterita (fig. 1.3.9). Assim, ao resfriar-se um líquido com composição inicial representada por I, encontra-se o campo de dois líquidos em A, onde se separam as primeiras gotículas de um segundo líquido B. Ao continuar-se o arrefecimento, as composições dos dois líquidos evoluem ao longo de ACE e BDF, respectivamente, e, no caso citado, as proporções relativas dos dois líquidos também mudam até o ponto em que a temperatura chega àquela correspondente a E e F. Neste ponto, os pesos dos dois são iguais. Ao começar-se a cristalização de cristobalita, a imiscibilidade desaparece.

A imiscibilidade no estado líquido parece um processo importante especialmente no caso dos sistemas que contém enxofre. Caracteristicamente, as texturas desenvolvidas como resultado da operação de tal processo envolvem corpos de minerais que retêm a morfologia esférica ou elíptica das gotículas de líquido imiscível. Outras formas são caracterizadas pela união parcial de gotículas, produzindo padrões de halteres (fig. 1.3.10).

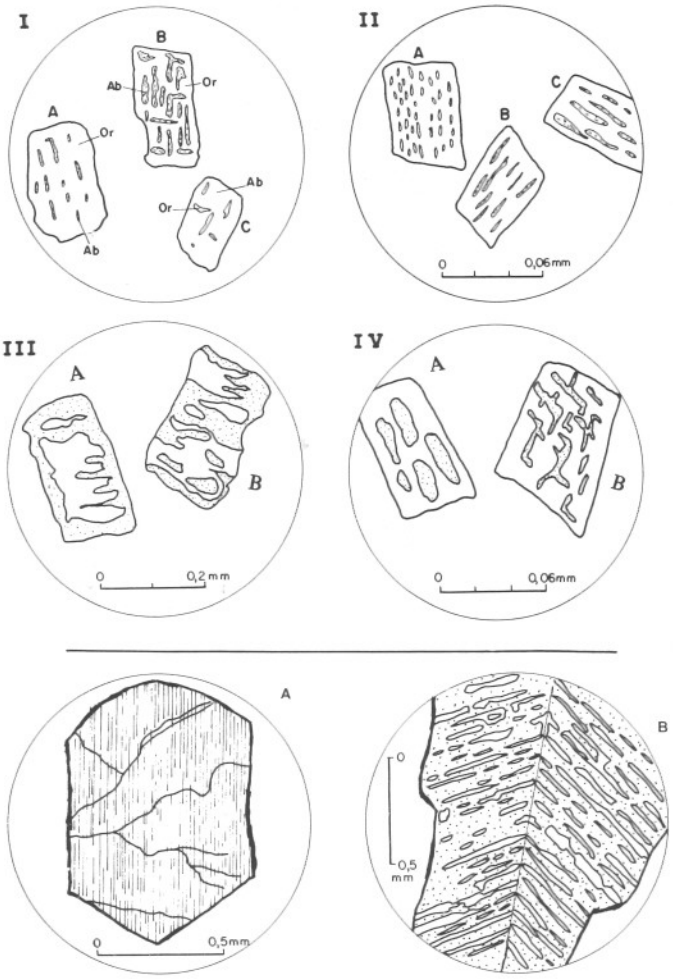


Fig. 1.3.8 – Pertitas. I-A Fios; I-B entrelaçada; I-C penetrante (Escala, igual àquela de II) a penetrante incipiente
II-A glóbulos em fio; II-B fios; II-C bastonetes
III-A, B pertitas de substituição
IV-A, glóbulos; IV-B entrelaçada.
V-A, finas lamelas de piroxênio cálcico em ortopiroxênio de uma rocha plutônica, resultando na exsolução de uma pigeonita variedade chamada pigeonita invertida).
V-B, Exsolução de piroxênio pobre em cálcio a partir de um piroxênio rico em cálcio. Possivelmente, derivado de uma augita subcálcica.

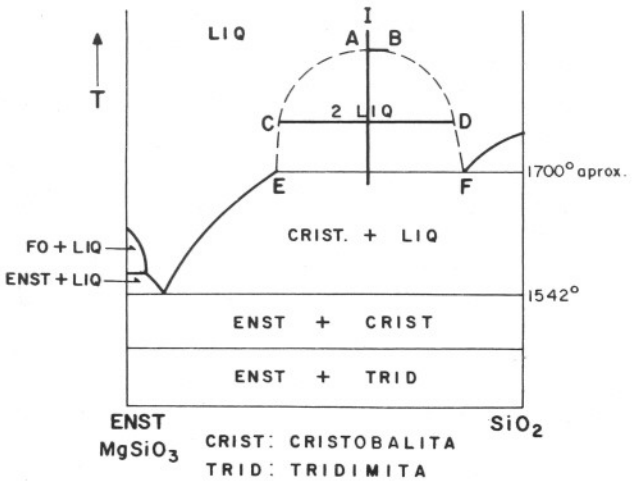


Fig. 1.3.9 – Parte do sistema MgO – SiO_2 referente a enstatita – sílica.

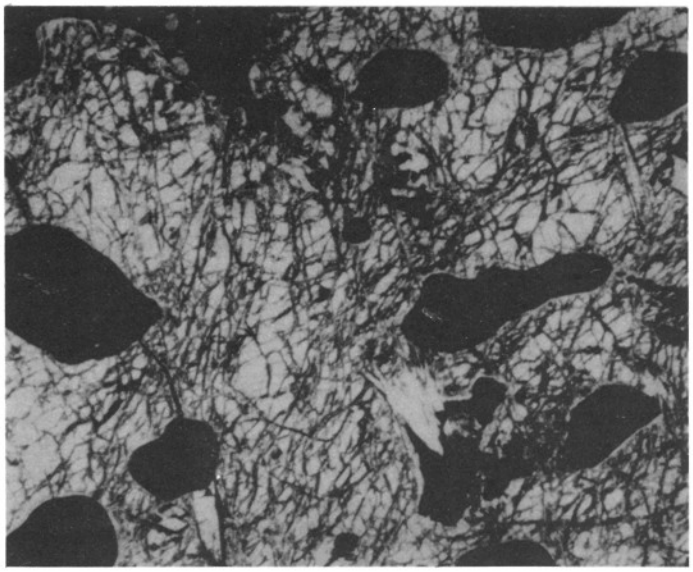


Fig. 1.3.10 – Glóbulos sub-esféricos de sulfeto (opaco) em peridotito serpentinizado. Área do campo, 1,0 x 1,5 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. John Wakefield.

SISTEMAS TERNÁRIOS

Muitos dos diagramas de sistemas ternários representam apenas as linhas cotéticas, linhas de reação e pontos eutéticos que descrevem divisórias importantes, componentes de uma superfície "liquidus" que corresponde à linha do "liquidus" dos sistemas binários. A construção de um diagrama ternário, através dos três diagramas referentes aos sistemas binários nele incluídos, é ilustrada na fig. 1.3.11.

Primeiro, monta-se um prisma, cada lado do qual correspondendo ao diagrama composição-temperatura (T–X), referente ao sistema binário. Plota-se a superfície "liquidus" nesse prisma, aproveitando os contornos da temperatura. Projetam-se esses contornos e qualquer linha cotética para a base do prisma. Obtém-se assim o diagrama ternário (B). Para simplificar o diagrama, costuma-se omitir os contornos de temperatura, indicando o sentido de diminuição de temperatura, ao longo de qualquer linha cotética, por uma flecha na direção da temperatura em decrescimento (C). Uma linha de reação pode ser indicada por duas flechas.

Sistemas relevantes à cristalização dos basaltos

An – Ab – Di (fig. 1.3.11). O diagrama apresenta um cotético simples. Um líquido de composição C, no campo primário de diopsídio (como aquele representado por X), cristaliza o diopsídio. Com arrefecimento, a composição do líquido chega em A. Até este ponto, a quantidade de diopsídio cristalizada é dada por XA/DiA x 100%. Aqui começa a cristalização do plagioclásio, com composição inicial A. Deduz-se essa composição a partir do diagrama binário, procurando o sólido que fica em equilíbrio com um líquido de composição X. Sob condições de equilíbrio, o diopsídio e o plagioclásio continuam sua cristalização, sendo que o plagioclásio muda de composição no sentido A'X'.

No caso de um líquido cuja composição cai no campo primário do plagioclásio (marcada como X, em detalhe D da fig. 1.3.11), cristaliza-se num plagioclásio cuja composição está em equilíbrio com um líquido de composição X', no siste-

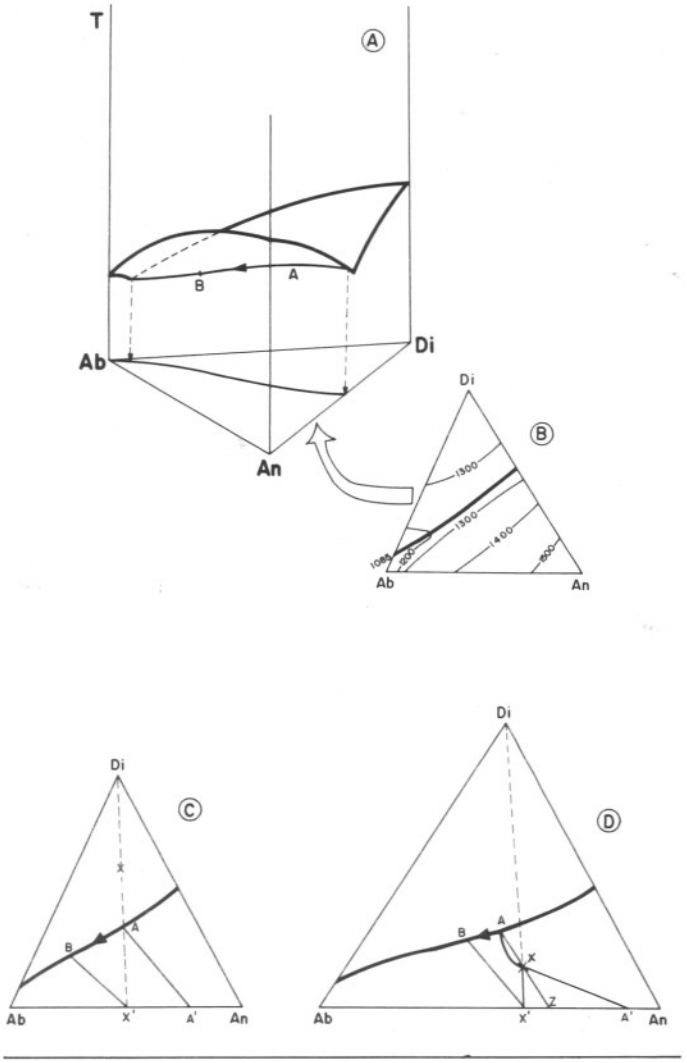


Fig. 1.3.11 – O sistema anortita-albita-diopsídio a 1 atm. Figs. B, C e D apud Bowen, 1915; Kushiro, 1972.

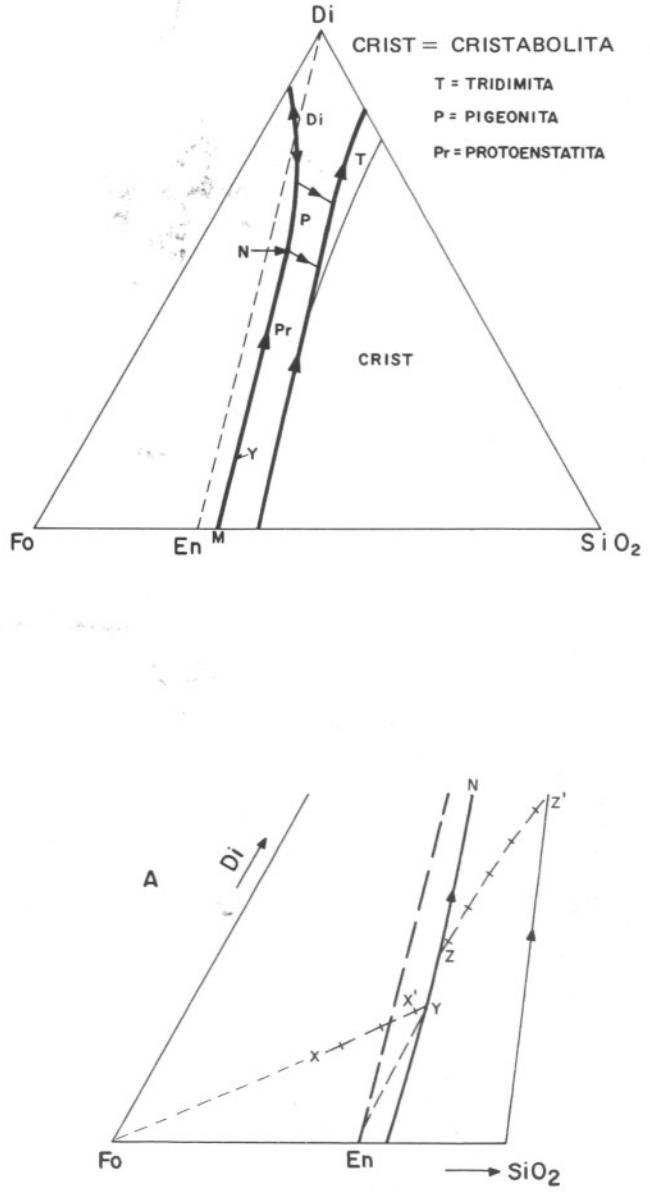


Fig. 1.3.12 – O sistema forsterita-diopsídio-sílica a 1 atm. (Bowen, 1914; Kushiro, 1972).

ma binário (representado por A', figura 1.3.11). O percurso de evolução da composição do líquido, enquanto o plagioclásio está cristalizando, é dado pela curva XA. Em A começa a cristalização do diopsídio. O plagioclásio coexistente nesse momento possui uma composição dada por Z. A partir de A, a cristalização segue o esquema acima descrito.

Fo – Di – SiO_2 (fig. 1.3.12). O que acontece durante a cristalização de um líquido com composição dentro do campo primário da forsterita depende, criticamente, da sua composição relativa à ligação ("join") entre Di e En. Para aquelas composições à esquerda de Di-En e pobres em Di (como X, no detalhe A), a seqüência de eventos é a seguinte:

Começa com a cristalização de forsterita, a composição do líquido evoluindo ao longo de XY; no ponto Y, a quantidade de olivina cristalizada é XY/YFo x 100%; neste ponto, inicia-se a cristalização de protoenstatita (não $MgSiO_3$ puro, porém com uma pequena porcentagem de Di em solução sólida), através da reação da forsterita; a composição do líquido evolui ao longo da curva MYN (no diagrama maior), o ponto N representa o peritético, e, neste ponto, começa a cristalização de pigeonita.

Todo líquido é consumido no ponto peritético, deixando um conjunto sólido de forsterita, protoenstatita e pigeonita, sob as condições de cristalização em equilíbrio.

Quando a composição fica à direita da ligação Di – En (como é o caso de X', no detalhe A), o início do processo é semelhante: forsterita cristalizada no início, o líquido evoluindo até Y. Neste ponto a forsterita começa a reagir, e o líquido evolui ao longo de YZ. No ponto Z, toda a forsterita já reagiu, deixando como única fase cristalina a protoenstatita (também, com alguma porcentagem de diopsídio nela dissolvida). O percurso de evolução da composição do líquido agora segue a curva ZZ'. A curvatura se deve à mudança contínua, porém pequena, da composição da protoenstatita.

O campo primário da olivina é suscetível às influências da pressão seca, diminuindo-se com o aumento da pressão; da pressão úmida, ampliando-se com um aumento desta e com a presença de outros componentes químicos (ver p. 36).

Di – An – Fo (fig. 1.3.13). Neste sistema, encontra-se um composto (espinélio), cuja presença não se explica em termos de uma reação simples entre os componentes presentes. Assim, este sistema não é estritamente ternário. Fora deste

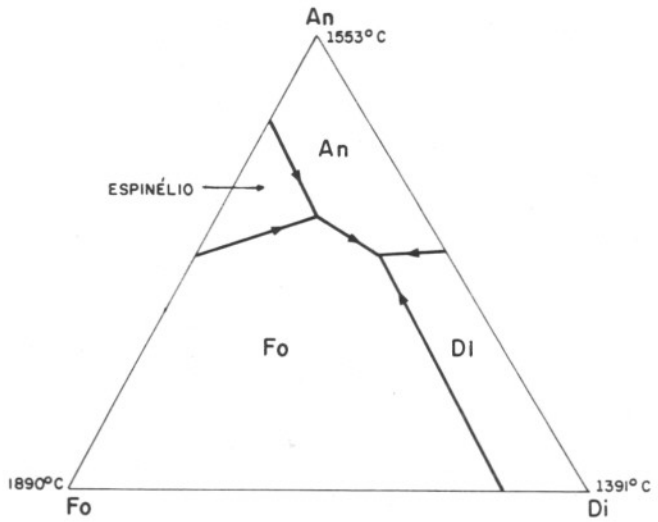


Fig. 1.3.13 – O sistema diopsídio-anortita-forsterita a 1 atm. (Osborn e Tait, 1952).

ponto, observa-se a presença de um eutético, que envolve os três componentes, em 1270°C.

Fo – An – SiO_2 (fig. 1.3.14). Também é pseudoternário, possuindo um campo de espinélio. Inclui também, a reação Fo + SiO_2 = En e termina com um ponto eutético que envolve An, En e SiO_2.

O sistema Di – An – SiO_2 completa uma seqüência de sistemas ternários que define o sistema quaternário Fo – An – Di – SiO_2, este uma boa aproximação a um basalto saturado natural (ver p. 29). A forma deste diagrama pode ser deduzida, partindo do conhecimento da natureza do sistema binário Di – An e sabendo que os sistemas Di – SiO_2 e An – SiO_2 são eutéticos.

Fo – Ne – SiO_2 (fig. 1.3.15). Os sistemas acima descritos referem-se a composições basálticas saturadas ou subsaturadas. No entanto, as composições não chegam a ser criticamente subsaturadas. Isto é, não há um mineral feldspatóide presente. O sistema Fo – Ne – SiO_2 representa, assim, um elemento-chave para se entender o comportamento dos magmas criticamente subsaturados, quando estes ficam sujeitos à cristalização sob regimes diferentes de pressão.

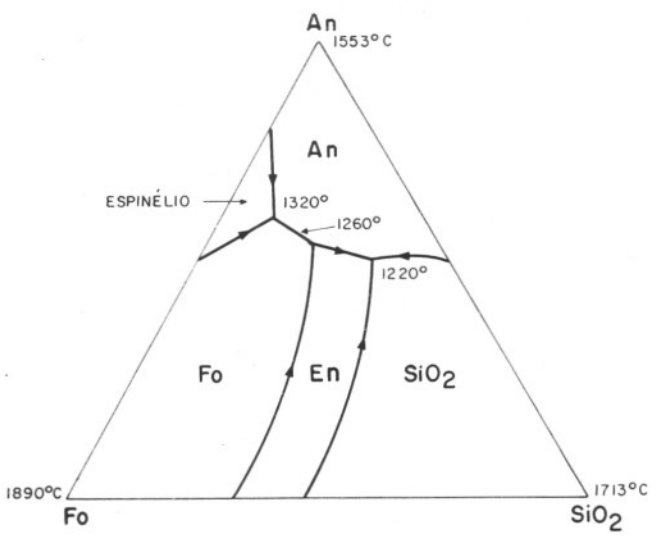


Fig. 1.3.14 – O sistema forsterita-anortita-sílica a 1 atm. (Anderson, 1915).

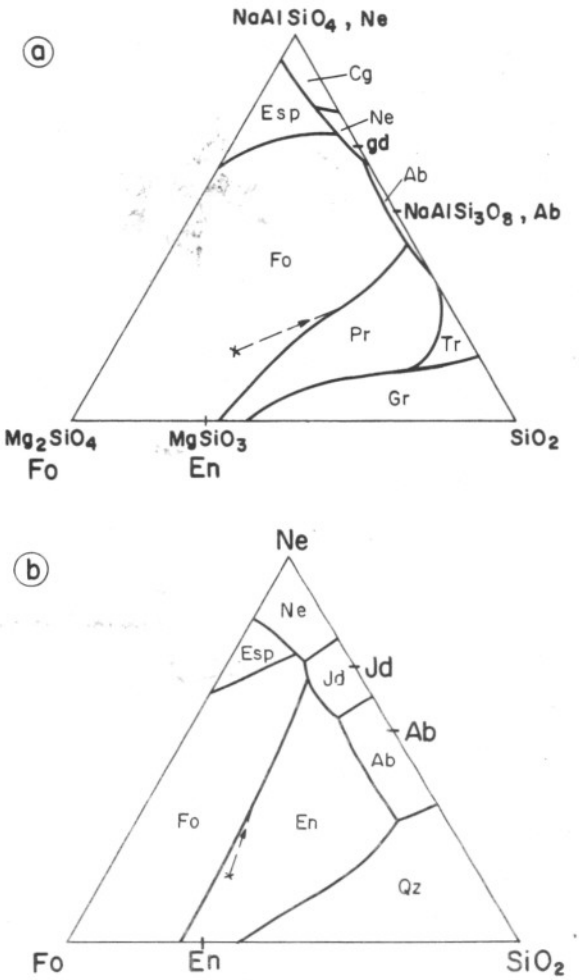


Fig. 1.3.15 – O sistema forsterita-nefelina-sílica (a) a 1 atm (Schairer e Yoder, 1961 e (b) a 30 Kbár (Kushiro, 1979 apud Kushiro, 1968; Bell e Roseboom, 1969).

Na fig. 1.3.15 (a), mostra-se o diagrama para uma pressão seca de 1 atmosfera, e, em (b), para 20 a 30 kbar. É necessário fazer as seguintes observações. O sistema Fo – SiO_2 discutido previamente (ver p. 23), representa apenas uma parte do sistema MgO (periclásio) – SiO_2. O ponto que corresponde a Fo neste sistema coincide com a temperatura máxima na faixa de composição ao seu redor. No sistema Ne – SiO_2, do qual faz parte a Ab, também há uma temperatura máxima na região desta. No sistema ternário Fo – Ne – SiO_2 a 1 atm, composições mais ricas em SiO_2 separam-se das mais ricas em nefelina, por uma alta de temperatura, a chamada "divisória térmal" ("thermal divide"). Assim, torna-se impossível para um magma cuja composição é saturada ou subsaturada passar a produzir diferenciados criticamente subsaturados por fracionamento de olivina.

Por outro lado, a pressões elevadas, a divisória termal desaparece, e encolhe-se o campo primário de olivina. Um magma subsaturado passa a precipitar En, cujo fracionamento força as composições de líquidos derivados para o campo de subsaturação crítica.

Sistemas relevantes à cristalização dos granitos

Os componentes essenciais dos granitos são dois tipos de feldspato (plagioclásio sódico e feldspato alcalino) e quartzo. Assim, dois sistemas ternários são de extremo interesse na dis-

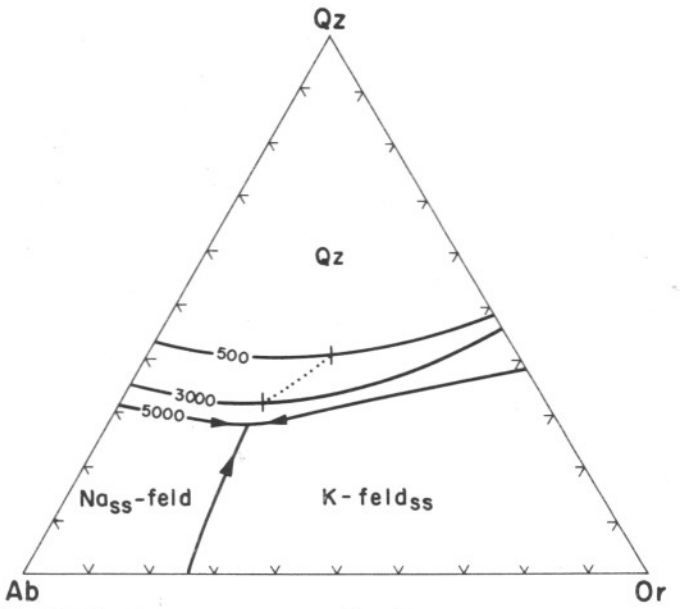


Fig. 1.3.16 – O sistema albita-ortoclásio-sílica com P_{H_2O} = 500, 3.000 e 5.000 bar. (Tuttle e Bowen, 1958).

cussão do comportamento dos sistemas graníticos: Qz – Ab – Or e An – Ab – Or.

Qz – Ab – Or é um sistema altamente suscetível aos efeitos da pressão úmida. Já foi comentado, acima, o comportamento do sistema Ab – Or. Os elementos ali encontrados se repetem no sistema ternário, mostrado aqui (fig. 1.3.16), para vários valores de $P = P_{H_2O}$. Observam-se os seguintes fenômenos:

(I) Eliminação do campo de estabilidade da leucita com aumento da pressão úmida.

(II) Eliminação da estabilidade de uma solução sólida contínua de albita e ortoclásio já à temperatura do "solidus" (e não como fenômeno "subsolidus") à pressão úmida alta.

An – Ab – Or é apresentado em diagrama 1.3.17, que é simplificado pela omissão de um campo de estabilidade para leucita. O efeito da pressão úmida é o de eliminar esse campo de estabilidade, ao mesmo tempo que o cotético muda-se no sentido do vértice de Or, contraindo o campo primário do ortoclásio.

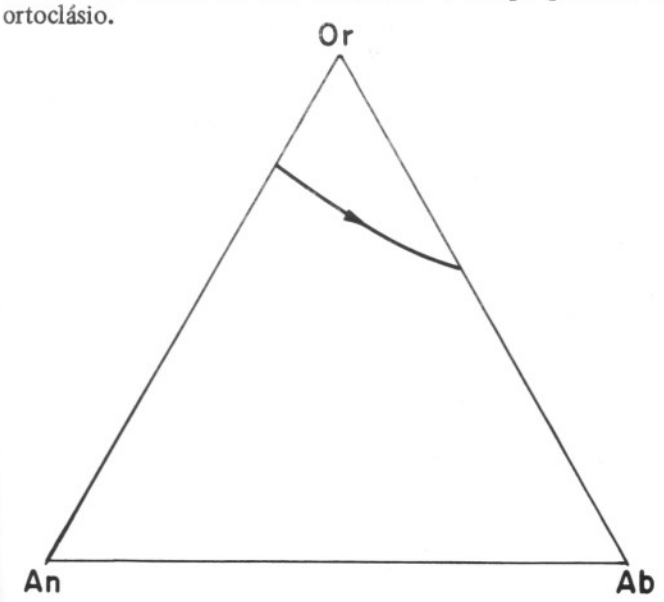


Fig. 1.3.17 – O sistema anortita-albita-ortoclásio simplificado a P_{H_2O} = 3–4 kbar. (Tuttle e Bowen, 1958; Yoder e outros, 1957).

SISTEMAS QUATERNÁRIOS

A representação dos sistemas quaternários num plano é possível através dos diagramas em perspectivas de um tetraedro, cada face do qual é um sistema ternário. As linhas cotéticas dos sistemas ternários se tornam as geradoras de planos cotéticos, e os pontos eutéticos geram linhas cotéticas. As áreas que representam os campos primários de cristalização dos componentes são substituídas por volumes referidos como primários. Embora os princípios da representação possam ser entendidos com facilidade, os diagramas sempre mostram uma certa complexidade, tornando sua interpretação aparentemente difícil. Na fig. 1.3.18, apresentam-se duas vistas do sistema An – Di – Fo – SiO_2, à pressão atmosférica onde se destacam apenas aquelas partes dos planos que são visíveis do ponto de observação. Uma e outra não deixam claro o fato de que existe um ponto univariante Fo + Di + En + líq., que fica um pouco afastado do plano An – En – Di, do lado de Di e SiO_2.

Portanto, faz-se a interpretação dos diagramas quaternários através de referência a seus componentes ternários e as projeções. Estas são planos tirados de dentro dos tetraedros, que representam o que um observador pode ver a partir de um

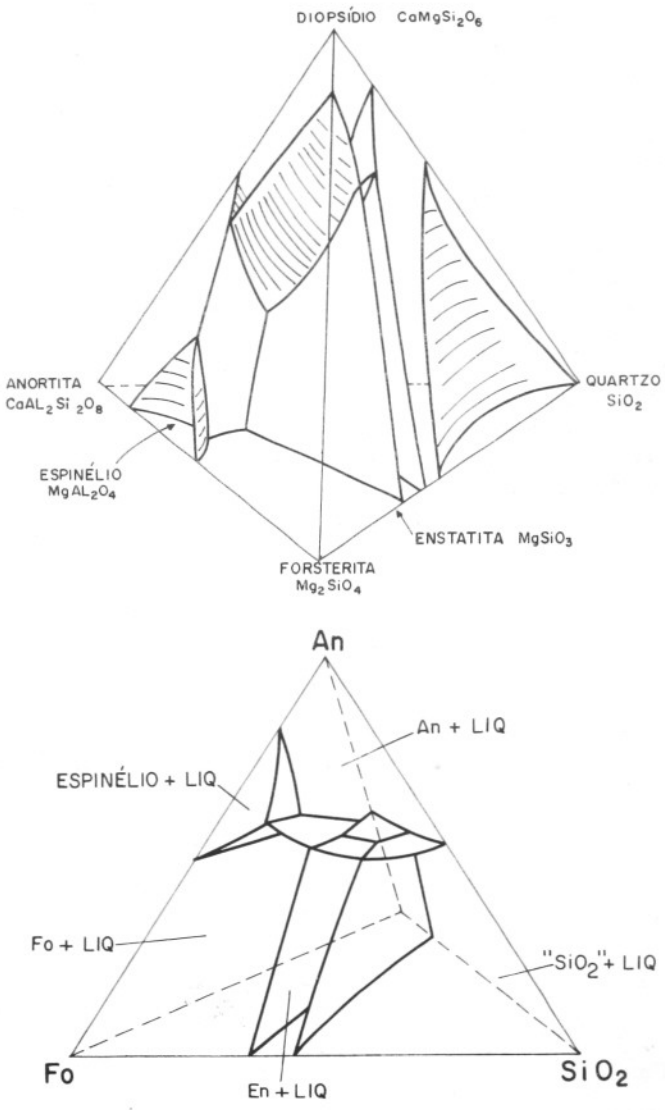
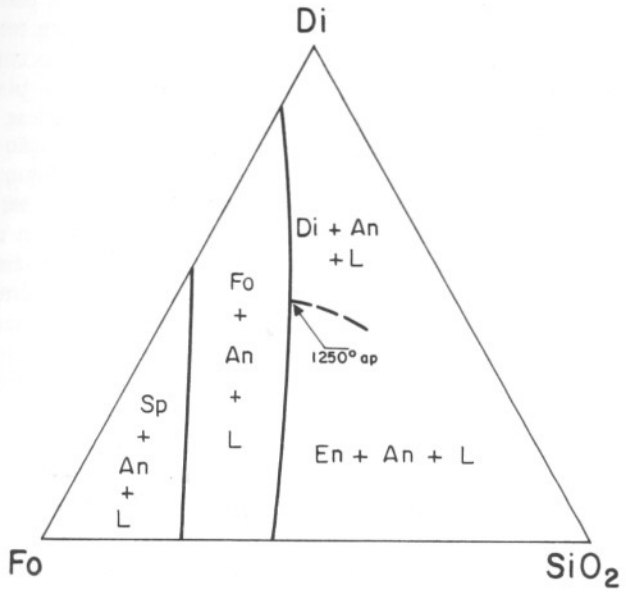
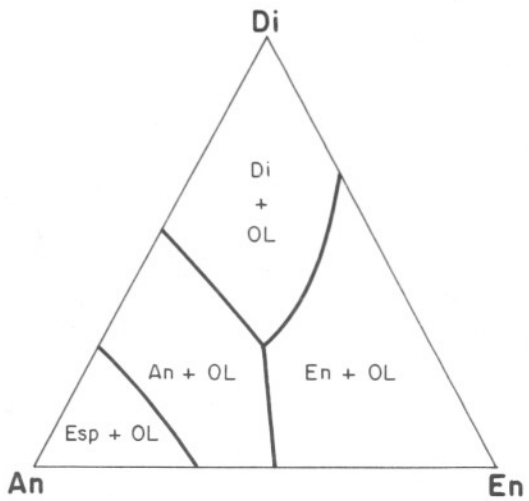


Fig. 1.3.18 – Vistas do sistema forsterita-diopsídio-anortita-sílica.

determinado ponto de vista. Na fig. 1.3.19a, apresenta-se a projeção no plano Fo – Di – SiO_2 do ponto An, e na Fig. 1.3.19b, a projeção no plano An – En – Di do ponto Fo.





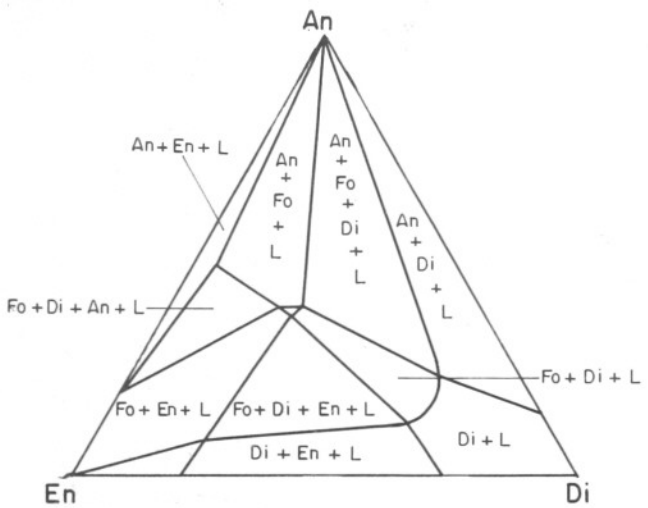


Fig. 1.3.19 – a) Projeção do sistema Fo-Di-An-Qz a partir de An no plano Fo-Di-Si O_2 (Qz);
b) projeção a partir de Fo no plano Di-An-En;
c) seção isotermal em 1.260°C no plano Di-An-En (Hytonen e Schairer, 1961).

Outro artifício útil é a seção isotermal. A fig. 1.3.19c apresenta a seção isotermal em 1260°C, no plano An – En – Di. A seção apresenta apenas a dependência das fases que estão em equilíbrio sobre a composição do sistema, com a temperatura e a pressão fixas. O campo pequeno, apresentado por Fo + L, sugere que o eutético Fo + An + Di + En + Liq., à pressão atmosférica, possui uma temperatura próxima a 1260°C.

É essencial reconhecer-se algumas das limitações da aplicação dos diagramas de fase à discussão da cristalização de magmas. De modo geral, um sistema, tal como Fo – Di – An – SiO_2, pode representar muito bem o comportamento dos estágios precoces de cristalização de um magma basáltico. As olivinas e os ortopiroxênios são de maneira geral, magnesianos. O clinopiroxênio, o calcicomagnesiado e o plagioclásio são cálcicos. No entanto, fracionamento dessas fases conduz ao enriquecimento no líquido de componentes não incluídos no sistema simples, tais como o ferro e os álcalis. Estes induzem o líquido derivado a adotar uma composição mais enriquecida com respeito aos componentes de plagioclásio e feldspato alcalino. O ferro pode ser acamado em olivina e ortopiroxênio.

No primeiro caso, a substituição de magnésio pelo ferro conduz à cristalização de uma olivina menos rica em sílica. O líquido derivado por fracionamento desta fase sofre um enriquecimento em sílica mais forte. Em conseqüência destes efeitos, a composição do líquido derivado migra mais rapidamente no sentido da aresta An – SiO_2, enquanto que o plano delimitante do volume primário de Fo modifica sua posição sob a influência da presença dos outros componentes (ver p. 36).

O sistema An – Ab – Or – Qz pode ser utilizado para se entender o comportamento dos feldspatos durante a cristalização de um magma granítico. É provável que o sistema contenha as seguintes feições (fig. 1.3.20):

(I) Uma superfície que separa o volume primário do quartzo dos referentes aos feldspatos.

(II) Uma superfície de co-precipitação, que separa os volumes primários do plagioclásio e do feldspato alcalino. Esta superfície desaparece antes de encontrar o plano Ab – Or – SiO_2. Em algum ponto da porção curva, a superfície torna-se de absorção, onde o plagioclásio fica digerido pelo líquido. A posição exata para essa transformação depende da composição do líquido inicial.

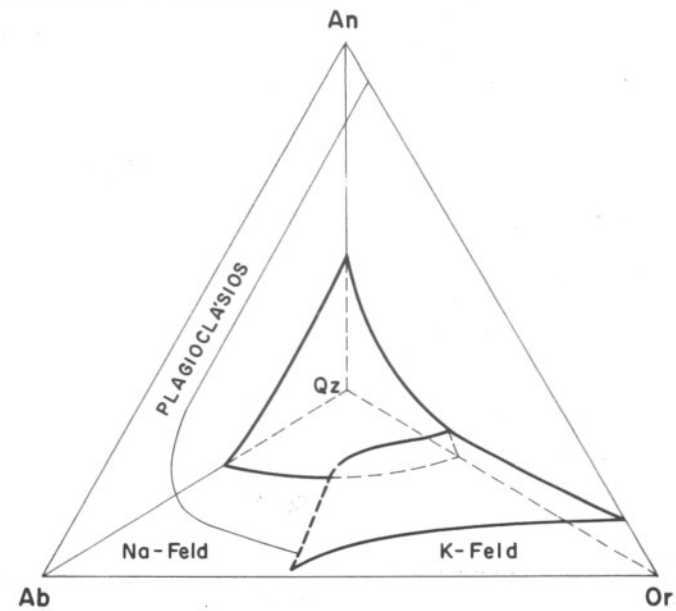


Fig. 1.3.20 – O sistema anortita-albita-ortoclásio-quartzo (Apud Carmichael e outros, 1974).

REPRESENTAÇÕES DOS SISTEMAS POLICOMPONENTES EM DIAGRAMAS – P – T

Nos diagramas P – T, pode-se representar a seqüência de aparecimento de minerais durante a cristalização de um magma, os campos de estabilidade dos minerais em termos de P e T e assim por diante. A grande vantagem dos diagramas P – T está na sua flexibilidade e simplicidade. No entanto, é impossível extrair deles informações quantitativas, tais como a proporção de um mineral que se cristaliza antes do aparecimento de um segundo mineral.

Na fig. 1.3.21-a representa-se um sistema basáltico sob a influência de pressão úmida até 10 kbar. O "liquidus" é representado por "Ol começa", linha que define a temperatura de aparecimento da olivina. O "solidus" se representa pela linha "solidificação completa". A linha "Ol. e cpx. reagem, anfibólio começa" representa o limite de estabilidade da olivina e do clinopiroxênio sob pressões úmidas, podendo haver reação para produzir anfibólio. Além disso, o anfibólio primário começa sua cristalização quando as condições correspondem àquelas definidas por esta linha.

Na fig. 1.3.21b, mostram-se as relações do "liquidus" num magma granítico sob três condições, a saber: pressão seca, pressão na presença de um excesso de água ($P = P_{H_2O}$), e $P > PH_2O$ para $P > 4$ kbar. O último representa apenas um exemplo da situação geral onde o magma é subsaturado, com respeito à água.

A flexibilidade desse tipo de diagrama é grande. Encontram-se, em vários lugares, neste texto, várias modificações destinadas a expressar diferentes fenômenos.

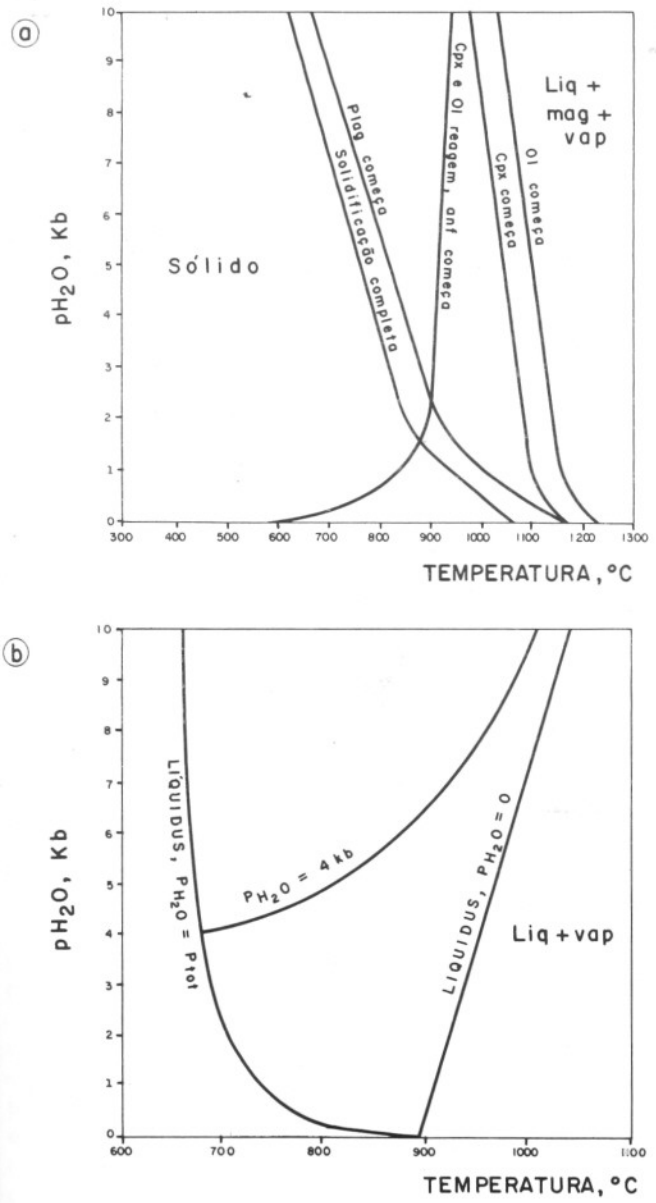


Fig. 1.3.21 – a) representação num diagrama P_{H_2O} – T da cristalização de um basalto (Yoder e Tilley, 1962).
b) representação esquemática num diagrama P – T do líquidus de um magma granítico sob várias condições de P.

COMENTÁRIO FINAL

Neste capítulo, demonstraram-se algumas utilizações dos diagramas de fase na interpretação das texturas observadas em rochas ígneas e, também, na tentativa de entender o percurso de cristalização de magmas. Como foi salientado, é difícil representar, de uma maneira inteligível, sistemas mais complexos e, ao mesmo tempo, preservar todas as informações necessárias. Contudo, sistemas quaternários podem representar, pelo menos qualitativamente, o comportamento de sistemas, tais como basalto ou granito durante cristalização, ou do Manto Superior submetidos a fusão parcial. Em alguns trabalhos recentes substitui-se An por plagioclásio, ou Di por clinopiroxênio, alterando-se um pouco a posição de linhas cotéticas ou de planos cotéticos para acomodar informações experimentais sobre a influência de elementos não contidos nos sistemas quaternários simples. Com tais modificações, aproximam-se ainda mais da realidade as interpretações dos esquemas de cristalização.

LEITURAS COMPLEMENTARES

A aparelhagem requerida para realizar as experiências necessárias à definição de relações de fase é descrita no capítulo 2.3. O exercício nº 1 do questionário demonstra, de uma maneira prática, como é que se constroem diagramas de sistemas binários e ternários.

Discussões gerais da regra de fases encontram-se em:

Findlay, A. – 1951 – The Phase Rule. (9ª edição) New York.

Discussões de diagramas de fase referentes a sistemas geológicos encontram-se em:

Ehlers, E.G. – 1972 – The interpretation of geological phase diagrams. W.H. Freeman and Company, San Francisco. 280 pp.

Cox, K.G., Bell, J.D. e Pankhurst. R.J. – 1979 – The interpretation of igneous rocks. Allen and Unwin, Londres, 450 pp.

As coleções dos diagramas relevantes a sistemas geológicos encontram-se em:

Yoder, H.S., Jr. – 1979 – The evolution of the igneous rocks: fiftieth anniversary perspectives. Princetown University Press, New Jersey, 588 pp.

O anuário "Report of the Director of the Geophysical Laboratory of the Carnegie Instituition" representa uma fonte importante dos diagramas de fase.

QUESTIONÁRIOS E EXERCÍCIOS

1) Este exercício destina-se a ilustrar a confecção de um diagrama de fase do tipo binário, T – X. No caso, imaginam-se dois minerais, A e B. Prepara-se um número de misturas com proporções diferentes dos dois minerais, moídos para uma granulação fina e homogeneizadas. Depois, levam-se, uma por uma, estas misturas ao forno, num recipiente adequado (ver cap. 2.3), elevando a temperatura até o ponto em que o material torna-se completamente líquido. Depois, reduz-se a temperatura, até um valor qualquer, e mantém-se a carga em tal temperatura durante um tempo adequado, para que haja o estabelecimento de equilíbrio (normalmente, de algumas horas até uns dias). Depois de arrefecer rapidamente a carga, que já deve ter alguns cristais presentes, identificam-se quais são os minerais presentes e também a presença ou não, de vidro, o que representa o líquido ainda não cristalizado. Faz-se esta identificação por microscopia ótica ou eletrônica ou por difração de raios-X.

Repete-se o processo para outros valores de temperatura e, depois, para outras composições. Os resultados são reportados assim:

Ponto de fusão de A puro, 1.260°C; de B, 1.370°C

Mistura: 70% A, 30% B; pressão: 1 atmosfera

Temperatura, °C	Fases presentes
1.250	L
1.225	L + A (já há bastante cristais)
1.200	L + A
1.175	L + A
1.150	L + A (relativamente pouco líquido)
1.125	A+ B

L = Líquido; A = cristais de A; B = cristais de B.

Mistura: 50% A, 30% B; pressão: 1 atmosfera

Temperatura, °C	Fases presentes
1.250	L
1.225	L
1.200	L
1.175	L + A (poucos cristais)
1.150	L + A (relativamente pouco líquido)
1.125	A + B

Mistura: 30% A, 70% B; pressão: 1 atmosfera

Temperatura, °C	Fases presentes
1.250	L
1.225	L+ B (poucos cristais)
1.200	L + B
1.175	L + B
1.150	L + B (relativamente pouco líquido)
1.125	A + B

Pode-se plotar estes dados num gráfico T – X, aproveitando-se símbolos diferentes para representar "apenas líquido", "líquido + A", "líquido + B, e "A + B".

Através da interpolação entre os pontos, desenham-se as curvas que separam as áreas referentes aos campos diferentes. Por exemplo, para a primeira mistura, o "liquidus" deve cair entre 1.250° (apenas L) e a 1.225° (L + A). A observação de que já existem bastante cristais presentes permite colocar o ponto correspondendo ao "liquidus" mais perto de 1.250°. Este ponto representa um ponto no "liquidus", que separa os campos "apenas líquido" do "A + líquido". Da mesma maneira, o "solidus" que separa "A + líquido" de "A + B" deve cair entre 1.150 e 1.125°.

Depois de plotados os dados e interpoladas as posições dos "liquidus" e "solidus", identifique os campos definidos, o tipo do sistema binário representado.

2) Qual a diferença entre a fusão de um sistema binário A – B em que existe solução sólida entre A e B, e a fusão de um sistema onde há um eutético binário? (Admite-se que a pressão fique constante).

3) Considere um sistema A – B, que possui um composto peritético AB. Detalhadamente, mostre a seqüência de fusão fracionada e de equilíbrio para o caso em que a composição inicial do sólido coincide com a composição do composto peritético.

4) De quantas maneiras pode um sólido de composição A + B + C produzir, por fusão, um líquido de composição idêntica a si mesmo? Justifique sua resposta utilizando diagramas.

5) Escolha um diagrama ternário com um ponto eutético e um peritético e mostre como, durante uma cristalização, uma determinada fase pode deixar de cristalizar e mais adiante voltar a cristalizar-se.

6) Uma fusão fracionada é sempre o inverso de uma cristalização fracionada? Justifique sua resposta com um ou mais diagramas apropriados.

7) De que depende o volume de líquido obtido durante uma fusão eutética? Mostre seu raciocínio em um certo número de sistemas.

8) Utilizando os diagramas para sistemas ternários apresentados neste capítulo, arbitre algumas composições iniciais para o sólido e mostre o caminho seguido pelo líquido e pelo sólido numa fusão fracionada para cada caso.

9) Discuta o fato de que o granito é a rocha intrusiva mais abundante, enquanto o basalto é a extrusiva mais abundante. Considere a fig. 1.3.21-b e suas implicações, bem como as viscosidades dos magmas.

Capítulo 1.4

Minerais do Manto Superior e das Rochas Ígneas

Fatores que influenciam na composição dos minerais

A composição de um determinado mineral, dentro de um conjunto de minerais ou de minerais e líquido, depende da composição global do conjunto, bem como de fatores, tais como a temperatura e a pressão, atuando sobre o sistema. Além disso, cada mineral possui limites de estabilidade determinados pelos mesmos fatores. Assim, é possível deduzir, através de observações como a composição de um determinado mineral ou pares de minerais num conjunto qualquer, ou da presença ou ausência de outro mineral, alguns parâmetros físico-químicos das condições de formação do conjunto. Especialmente sensíveis aos parâmetros citados, os elementos menores e traços podem fornecer informações sobre as condições físico-químicas vigentes durante a cristalização dos magmas.

Nessa seção, apresentam-se as anotações sobre a química e a estabilidade dos minerais mais importantes, envolvidos na gênese , e a evolução das rochas ígneas. Faz-se, também, referência a alguns minerais mais raros, porém cuja presença pode caracterizar algumas rochas de composição extrema.

Substituição iônica

São necessários alguns comentários gerais acerca dos conceitos atuais sobre a substituição iônica. As regras empíricas clássicas de substituições iônicas (1) mostram-se deficientes em certos casos. O aproveitamento das teorias do campo cristalino ou do campo dos ligantes permitiu uma explicação coerente do comportamento dos elementos transicionais (2). Estes elementos possuem estruturas eletrônicas que envolvem as órbitas **d** e **f**. No caso do primeiro período transicional, é a órbita **d** que é preenchida. Esta órbita se subdivide em dois grupos, o e_g composto da d_z e $d_{x^2-y^2}$, dispostos ao longo dos eixos x, y e z, e o T_{2g}, composto de d_{xy}, d_{xz} e d_{zy}, dispostos nos espaços entre os eixos (fig. 1.4.1). Num local octaédrico, com ligantes dispostos ao longo dos eixos x, y e z, o grupo e_g, quando preenchido, sofre uma grande repulsão e, assim, possui uma energia maior que o grupo T_{2g}. Esta separação energética, promovida na presença de um campo octaédrico, pode fazer com que a lei do não-emparelhamento do sentido de giro dos elétrons ("spin-pairing"), que rege o preenchimento de órbitas, seja desobedecida. Outra situação acontece quando se fala de um campo tetraédrico. Neste caso, é o grupo e_g que possui uma energia menor.

Quando um elemento possui um certo número de elétrons que permite a adoção de duas configurações eletrônicas, aquela a ser adotada depende do padrão dos ligantes ao seu redor. Nos casos de Ni^{2+} (d^6) e Cr^{+3} (d^3) existe uma forte preferência por um local octaédrico. Esta, representada pela energia de prioridade para locais octaédricos (EPLO; abreviado, em inglês, por OSPE), está refletida, indiretamente, por valores extremamente elevados dos coeficientes de partição entre minerais que contêm locais octaédricos e o líquido. Por outro lado, aqueles elementos que possuem pouca preferência

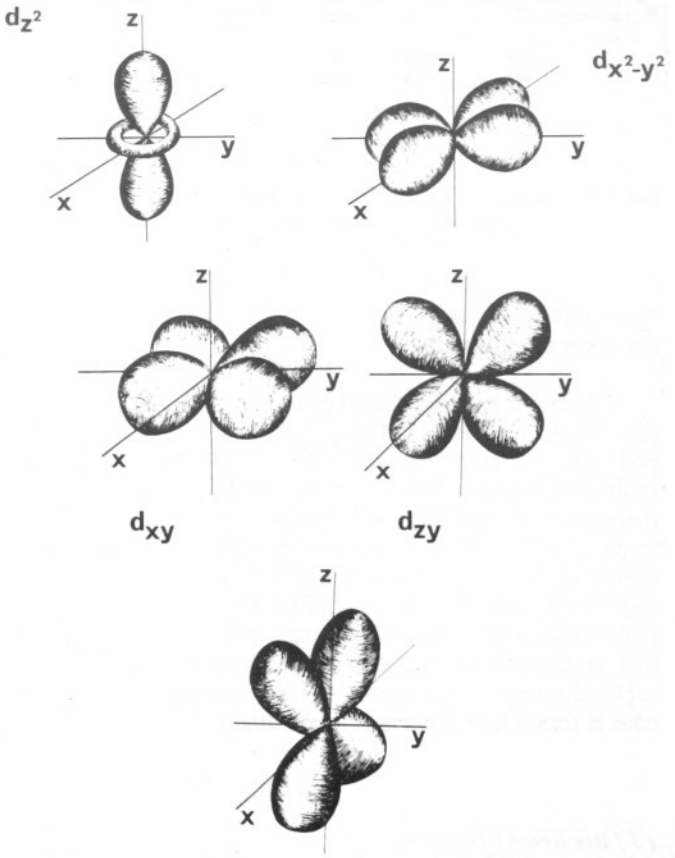


Fig. 1.4.1 – Os orbitais Δ

1) Goldschmidt, 1954; Mason, 1971; Krauskopf, 1967.
2) Burns, 1970.

por locais octaédricos apresentam valores menores para coeficientes de partição dos mesmos minerais (3).

Outra corrente diferente do empirismo clássico de Goldschmidt trata do conceito do local ideal em minerais (4). Gráficos do raio iônico (5) dos elementos separados de acordo com sua carga contra os valores para os coeficientes de partição acusam uma série de picos (fig. 1.4.2). As posições desses picos devem corresponder aos tamanhos do local ideal presentes no mineral. Uma conseqüência interessante desse conceito é que todos íons, sejam elementos maiores ou traços, competem pelos locais de tamanho semelhante ao seu. A entrada nos retículos cristalinos dos íons de carga grande, mas de raio próximo àquele do local ideal, fica condicionada à possibilidade de ocorrerem substituições acopladas em outros locais, para compensar os efeitos de carga elevada.

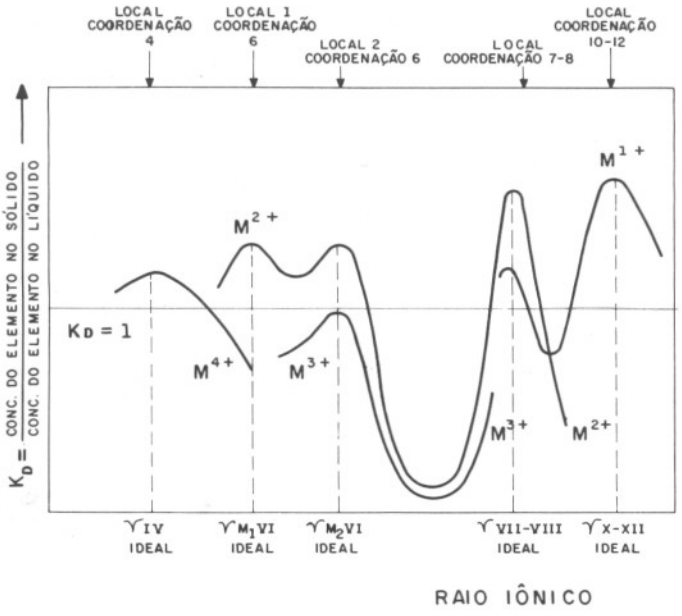


Fig. 1.4.2 – Gráfico esquemático da variação dos coeficientes de partição entre um sólido e líquido de acordo com os raios iônicos dos elementos.

Não-equivalência de locais em minerais silicatados

Embora se possa falar em termos de locais de coordenação octaédrica, por exemplo, é necessário reconhecer-se que pode haver uma não-equivalência entre locais do mesmo número de coordenação. Este fenômeno pode ser ilustrado esquematicamente, no caso da olivina, onde se encontram dois tipos de locais octaédricos (fig. 1.4.3). Há pequenas diferenças entre os tamanhos dos locais e também entre a perfeição geométrica de cada local. Assim, cada íon que entra no retículo cristalino pode mostrar uma preferência para um ou outro tipo de local. Sua partição intramineral depende da temperatura de cristalização do mineral e a história térmica subseqüente. Tais partições já foram investigadas em um número de casos (6).

(3) Henderson e Dale, 1969.
(4) Jensen, 1973.
(5) Whittaker e Muntus, 1970.

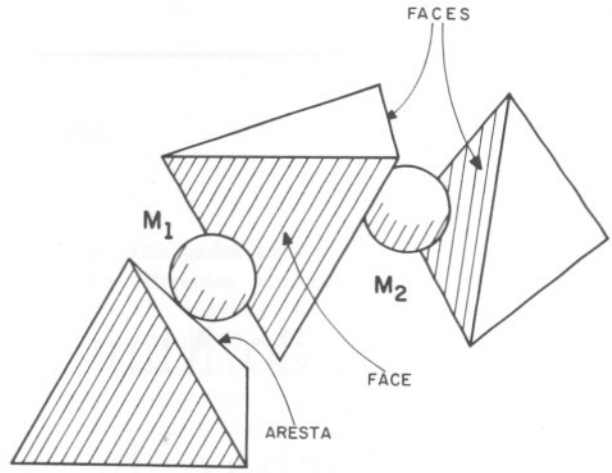


Fig. 1.4.3 – Não equivalência dos locais M_1 e M_2 em olivina.

Compatibilidade dos elementos em minerais ígneos

Um caráter muito importante de qualquer elemento é a sua compatibilidade, termo franqueado por Green e Ringwood, com respeito aos minerais comuns de rochas ígneas. Ela determina se o elemento é precipitado junto com os minerais cristalizados de um magma, ou se continua no líquido. Propõe-se, aqui, um índice de compatibilidade, que é o coeficiente de partição do elemento K entre sólido e líquido. Sugere-se que a seguinte escala pode ser utilizada:

Extremamente compatível	$K > 10$
Muito compatível	$10 > K > 2$
Compatível	$2 > K > 1$
Pouco compatível	$1 > K > 0{,}2$
Incompatível	$0{,}2 > K$

É necessário salientar que um elemento pode ser incompatível, sob certas circunstâncias, e compatível, sob outras. Assim, o potássio é incompatível durante a cristalização de muitos basaltos, porém compatível durante a cristalização de granitos. O zircônio é, de modo geral, incompatível; porém, pode tornar-se compatível durante a cristalização de magmas alcalinos (ver tabela 1.4.1) (7) e quando o zircão cristaliza.

O comportamento dos elementos-traço tem sido muito aproveitado para modelar processos ígneos (ver p. 125). Na tabela 1.4.1 apresenta-se um resumo de valores dos coeficientes de partição para os minerais mais importantes. Dividem-se os dados em duas partes referentes a magmas basáltico e félsico, para salientar o fato de que há uma certa variação de comportamento dos elementos nesses dois tipos de magma. Discutem-se os motivos para tal fenômeno, mais adiante (ver p. 108).

(6) Um exemplo é citado na p. 00.
(7) McReath, 1979.

Tabela 1.4.1

MINERAIS	MINERAIS EM MAGMAS BASÁLTICOS				MINERAIS EM MAGMAS GRANÍTICOS			
	K > 2	2 < K > 1	1 < K > 0,2	0,2 > K	K > 2	2 < K > 1	1 < K > 0,2	0,2 > K
Olivina	Ni (1)	Ni (2), Co, Cr	Mn, Sc, Zn	Sr, Rb, Ba, V, TR				
Ortopiroxênio		Ni, Co, Cr, Sc	Mn, TR	Sr, Rb, Ba, Sc	(Cr) V, Mn		(Cr) TRP	Y, TRL, Rb, Sr, Ba
Clinopiroxênio	(Cr)	Ni, Co, Cr	Co, Mn, Sr, TR		(V) Cr, Ni, Co	V, TRL,		Sr, Ba
Anfibólio	Cr	V, Ni	Sr, TR	Ba, Rb	(Cr) V, Ni, Co Sc, Y, TRP	TRL	Sr (Cr)	Ba
Magnetita	Co, Ni, Cr, V			Sr, Rb, Ba	Ni			Sr, Rb, Ba
Ilmenita	(Zr)	(Zr)						
Plagioclásio	Sr (1)	Sr (2)		Rb, Ba	Sr	(Li) Ga	(Li) Ba, Rb	(Rb)
K-feldspato					Sr, Ba	Pb	Rb	
Biotita					Ba, Rb		(Sr)	(Sr)
Granada					Cr, Sc, Mn, TRP	TRL		

Tabela 1.4.1 – Valores para os coeficientes de partição dos elementos em traço entre mineral e líquido. K: concentração observada no mineral/concentração observada na matriz ou calculada. Compilação de dados reportados por Schnetzler e Philpotts, 1969; Philpotts e Schnetzler, 1970; Buma e outros, 1971; Henderson e Dale, 1969; Hart e Brooks, 1974; Nagasawa e Schnetzler, 1971; Sun e Hanson, 1976; Ewart e outros, 1973; McReath, 1972; Vernieres e outros, 1977.
Valores em parênteses, com ponto de interrogação – valores duvidosos; em parênteses, sem ponto de interrogação – alguns valores na faixa. TRL = terras raras leves; TRP = terras raras pesadas.
(1) valores para baixa temperatura;
(2) valores para alta temperatura.
Dos elementos citados, apenas Ni em olivina, Cr em cromita, Zr em zircão podem ser considerados como extremamente compatíveis; Sr e Eu em plagioclásios e TRP em granadas apresentam muita compatibilidade.

Anotações gerais para as tabelas de análises a seguir

(i) Elementos em peso porcento, traços em p.p.m.
(ii) Métodos analíticos: (Q) métodos químicos ou instrumentais aplicados aos minerais em pó; (M) microssonda eletrônica.
(iii) Anotações sobre resultados: Fe_{total} reportado como o óxido assinalado; não determinado; tr. detectado, porém como traço impreciso; n.d. não detectado.
(iv) Cálculos das fórmulas moleculares ou atômicas admitem que todo ferro esteja presente como FeO quando não há resultados separados para ferro férrico e ferroso. O procedimento dos cálculos é discutido no Anexo 1.4.
(v) Afinidades químicas e mineralógicas das rochas hospedeiras: f.a. fortemente alcalina; (a) alcalina; (c-a) calco-alcalina; (a-c) álcali-cálcica; (c) cálcica; (t) toleíto.
(vi) Natureza do mineral analisado: P. fenocristal; M cristal na matriz.

OLIVINAS

Ocorrência

As olivinas magnesianas – forsterita Fo_{100-90}, crisolita Fo_{90-70}, hialossiderita Fo_{70-50}, hortonolita Fo_{50-30} ocorrem como constituintes importantes das rochas ultramáficas e máficas. As ferríferas – ferro-hortonolita Fo_{30-10} e faialita Fo_{10-0} – ocorrem como componentes das rochas mais silicosas. A última é encontrada em alguns granitos e riolitos.

A olivina cálcica-monticellita $CaMgSiO_4$ é um mineral bastante raro em rochas ígneas, tendo sua ocorrência praticamente restrita a rochas alcalinas.

Química (Tabela 1.4.2)

As composições das olivinas ferromagnesianas são dominadas pelas moléculas Mg_2SiO_4 e Fe_2SiO_4, havendo de modo geral, menos que 10% por peso de outros componentes. As substituições envolvem, principalmente, íons divalentes, vez que a entrada de íons trivalentes exige uma substituição acoplada para igualar cargas. A possibilidade mais forte, nesse caso, é a substituição do Si^{4+} por Al^{3+}, nos locais tetraédricos. Porém, essa substituição parece sem importância, de vez que está limitada a, aproximadamente, 3% destes locais (8). As substituições, nos locais octaédricos por elementos divalentes, também são limitadas por considerações dimensionais. As concentrações de cálcio observadas são sempre baixas e dependem da pressão de cristalização, bem como da composição do magma. A solubilidade do Ca na olivina varia inversamente com a pressão (9), mas é uma função complexa da atividade de SiO_2 no magma (10).

(8) Deer e outros, 1966; Akella e outros, 1973; Akela e outros, 1976.
(9) Simkin e Smith, 1970; Finnerty e Boyd, 1978.
(10) Nicholls e outros, 1970; Stormer, 1972.

Tabela 1.4.2

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	41,23	37,8	40,9	39,7	36,0	34,1	30,2
TiO_2	n.d.	tr.	0,02	0,03	–	–	0,20
Al_2O_3	n.d.	0,40	0,08	0,08	0,18	0,12	0,07
Fe_2O_3	–	–	–	–	–	–	0,43
FeO	7,10	23,0	13,1	19,9	33,2	42,4	65,0
MnO	0,13	0,41	0,30	0,37	0,62	0,94	1,01
MgO	50,47	38,6	47,5	41,4	29,5	20,8	1,05
CaO	0,14	0,38	0,23	0,33	0,23	–	2,18
Na_2O	n.d.	–	0,05	0,07	–	–	–
K_2O	n.d.	–	–	–	–	–	–
–							–
TOTAL	99,41	100,59	102,16	101,88	99,8	98,4	100,14
–							–
Fo, % mol.	92,6	78,9	85,9	78,7	61,0	46,1	2,8
Ni	2.350	210	1.965	1.445	100	–	–
Co	–	155	–	–	–	–	–
Cr	–	n.d.	–	–	–	–	–
V	–	10	–	–	–	–	–

Tabela 1.4.2 – **Análises de olivinas**

(1) Xenocristal em dacito (t), arrecifes de Metis, Tonga, oceano Pacífico. Ewart e outros, 1973 (M).
(2) Média de três análises, nódulos acumulados associados a basalto (c-a), ilha de São Vicente, Antilhas menores. McReath, 1972 (Q).
(3) P. em basalto (a), Província Terciária dos estrados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Sial, 1974 (M).
(4) M. de basalto de (3). Sial, 1974 (M).
(5) Núcleo de P. em andesito (c-a), ilha de Santorini, Mar Egeu, Nicholls, 1971. 7, p. 93 (M).
(6) M. de andesito de (5). Nicholls, 1971, tabela 7, p. 93 (M).
(7) Cristal em gabro (t), intrusão de Skaergaard, Groenlândia. Wager e Deer, 1939

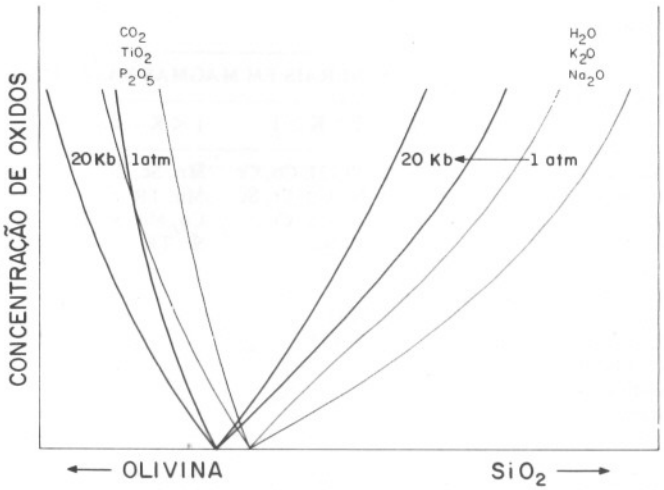


Fig. 1.4.4 – Dependência da estabilidade de olivina da pressão e da presença de outros componentes químicos. Esquematizado de Kushiro, 1974.

Estabilidade

O limite principal sobre a estabilidade da olivina magnesiana é sua instabilidade na presença de quartzo, que pode estar oculto no magma:

$$Mg_2SiO_4 + \text{“}SiO_2\text{”} = 2MgSiO_3$$

Várias investigações (11) demonstram que essa reação é muito influenciada por pressão, pela presença de água e outros componentes, no magma. Em sistemas sintéticos simples, a aplicação da pressão seca adianta a reação, enquanto que a aplicação da pressão em sistemas saturados, com respeito à água, a retarda. Sob pressões baixas, os álcalis retardam a reação, aumentando sensivelmente o campo de estabilidade, enquanto que Al, Fe^{2+} e Ca aumentam o campo, de uma maneira menor. O Cr não influi e CO_2 e P_2O_5 diminuem o campo. Os efeitos sofrem modificações sob pressões mais elevadas (fig. 1.4.4).

Há outras reações que limitam a cristalização da olivina, principalmente na presença de água (12):

Olivina + líquido = Ortopiroxênio + vapor
Olivina + líquido = Anfibólio + piroxênio + vapor

Normalmente, a olivina não é completamente destruída. As reações restringem-se a uma borda de reação, por vezes superposta a embaiamentos de corrosão.

No estado sólido, a olivina magnesiana pode reagir na presença de plagioclásio cálcico, produzindo ortopiroxênio e espinélio. Havendo água presente, produz-se o anfibólio, também. Estes minerais formam um intercrescimento fino ao redor da olivina, onde está em contato com o plagioclásio, dando origem a uma coroa de reação.

Em pleno contraste às olivinas magnesianas, as ferríferas possuem estabilidade na presença de quartzo.

Alterações

As olivinas são extremamente sujeitas a alterações pós-cristalização. Dentre os produtos, encontram-se iddingsita, bowlingita, serpentina, clorita, anfibólios, talco, carbonatos e óxidos de ferro. São freqüentes as ocorrências de olivinas fraturadas, com alteração ao longo das fraturas em estado avançado, enquanto que os núcleos permanecem aparentemente frescos. Freqüentemente, os produtos de alteração são de granulação extremamente fina, e uma identificação exata é difícil. É o caso, por exemplo, da iddingsita, material amarelado e avermelhado. Aparentemente, este mineral é produzido a partir da olivina por oxidação do ferro ferroso e, talvez, hidratação parcial, sendo a oxidação acompanhada pela introdução de outros íons trivalentes, como o Cr^{3+} (13).

A produção de serpentina necessita da ação da água em temperatura e pressões relativamente baixas, enquanto que o talco pode resultar da influência de temperaturas mais elevadas, bem como da presença de pressões expressivas de CO_2. A formação de clorita necessita de temperaturas elevadas e pressões baixas, na presença de bastante água (14).

(11) Kushiro, 1967, 1973 e 1974; Hoover e Irvine, 1975.
(12) Mysen e Kushiro, 1973.
(13) Rea, 1974.
(14) Winkler, 1976.

GRANADAS

Ocorrência

As granadas são componentes raros em rochas ígneas, porém podem constituir uma fração do Manto Superior peridotítico e um componente essencial do Manto Superior Eclogítico.

Química (tabela 1.4.3)

Pode-se separar a família das granadas em dois grupos, de acordo com as substituições feitas na fórmula química geral $M_3^{2+} M_2^{3+} (SiO_4)_3$. Num grupo, M^{3+} é Al e M^{2+} é Mg ou Fe, havendo solução sólida completa (ver p. 24) entre os membros extremos piropo e almandina. Noutro grupo, M^{2+} é Ca, enquanto que M^{3+} pode ser Fe^{3+}. Não obstante, umas variedades desse grupo encontradas podem conter, também, Ti, e essas se chamam melanita ou schorllomita. São minerais de ocorrência bastante restrita, confinados às rochas ígneas alcalinas, fortemente subsaturadas com respeito a SiO_2. Bons exemplos são encontrados nas intrusões alcalinas do Estado de São Paulo (15).

Tabela 1.4.3

	1	2	3	4
SiO_2	36,5	33,33	42,22	39,92
TiO_2	0,2	5,99	0,55	0,11
Al_2O_2	21,6	2,49	22,39	9,74
Fe_2O_3	–	24,7	–	1,20
FeO	31,8	2,38	11,18	6,53
MnO	2,0	0,20	0,25	0,60
MgO	4,5	0,71	19,06	16,97
CaO	1,6	30,0	5,10	8,14
Na_2O	–	0,58	–	–
K_2O	–	0,15	–	–
TOTAL	98,2	100,91	–	–
Knorr	–	–	–	33,9
And	0,8	91,0	5,1	3,4
Gross	3,8	–	9,5	–
Piropo	18,3	3,0	67,8	28,7
Almand	72,5	5,6	18,7	13,9
Espess.	4,6	0,5	0,5	1,4
Uvarovita	–	–	1,0	18,7
Ni	–	41	120	–
Co	–	n.d.	60	–
Cr	–	18	2.330	–
V	–	817	+	–
Ba	–	60	+	–
Sr	–	176	–	–

Tabela 1.4.3 – **Análises de granadas**
(1) média de 15 resultados para almandina em granodiorito (c-a) Estado de Vitória, Austrália. Green e Ringwood, 1968, tabela 5, P. 168 (M);
(2) média de 7 resultados para andradita titanífera ou melanita, maciço alcalino de Itapirapuã, S. Paulo. Gomes, 1970 (Q).
(3) média de 4 análises para piropo em kimberlitos. Nixon e outros, 1963 (Q) + teores extremamente variáveis, média pouco significativa. Teores de Ba., perto do limite de detecção.
(4) knorringita. Cr_2O_3 17,47%. Nixon e Hornung, 1968 (Q).

(15) Melcher, 1965; Gomes, 1970;

O piropo ocorre como um componente em mica-peridotitos e kimberlitos. Nesta associação, apresenta-se, por vezes, uma variedade com bastante cromo, knorringita, também encontrada, como inclusões, em diamantes (16). O piropo, ou cromo-piropo, pode ser um componente-traço do Manto Superior (ver p. 144). A almandina ocorre, com maior freqüência, como fenocristais, em membros intermediários da série calcoalcalina, onde mostra sinais de reação com o líquido coexistente. A química dessas granadas, especialmente o padrão geral dos elementos-traço, sugere que elas se derivam por cristalização, a partir de um magma semelhante àquele em que se encontram (17). Assim, é pouco provável que representem os restos de cristais provenientes do Manto Superior e arrastados pelo magma durante sua ascensão. Pelo contrário, deveriam ser o resultado da cristalização do próprio magma, num regime de alta pressão (ver Vol. 2).

Estabilidade

As granadas são, por excelência, minerais de regimes de alta pressão, nas rochas ígneas. Substituem o plagioclásio, ou espinélio, no Manto Superior, sob pressões superiores a 10 kbar, e anfibólio, em pressões superiores a 22,5 kbar (18). Aparecem no lugar do plagioclásio cálcico, mineral perto do "liquidus" em magmas máficos, quando a pressão excede a 10 kbar e substitui o plagioclásio sódico em magmas mais félsicos, a partir de 15 kbar, aproximadamente (17). São raras em rochas intrusivas ou extrusivas, porque o conjunto mineralógico normalmente observado é aquele cristalizado sob pressão mais baixa. Neste caso, as granadas não podem cristalizar-se, e qualquer granada já presente no magma, resultante de uma fase de cristalização sob pressão elevada, sofre ressorção ou reação.

Alterações

Quando uma granada sai de um regime de alta pressão, há uma tendência dela sofrer alterações que correspondem aos efeitos observados durante retrometamorfismo. Como exemplo, o piropo decompõe-se para uma mistura de clinopiroxênio ou hornblenda, plagioclásio e óxidos de ferro. Estes minerais podem ser intimamente intercrescidos, e, nesse caso, o conjunto chama-se de intercrescimento quelifítico. Um outro resultado da decomposição do piropo é a formação do anfibólio e biotita.

PIROXÊNIOS

Ocorrência

Uma família bastante complexa (figura 1.4.5 a, b), os piroxênios têm ampla difusão em rochas ígneas e no Manto Superior. Os clinopiroxênios ricos em cálcio e magnésio e os ortopiroxênios magnesianos são constituintes de rochas máficas e ultramáficas, enquanto que os membros ferríferos podem ocorrer em rochas intermediárias e félsicas. Variedades titaníferas ou alcalinas que contêm sódio e ferro férrico, ocorrem principalmente, nas rochas de afinidade alcalina. A simetria (**S**), na tabela 1.4.4, é ortorrônbica (O) ou monoclínica (M).

(16) Nixon e outros, 1963; Svisero, 1980.
(17) Green e Ringwood, 1968a.
(18) Mysen, 1973.

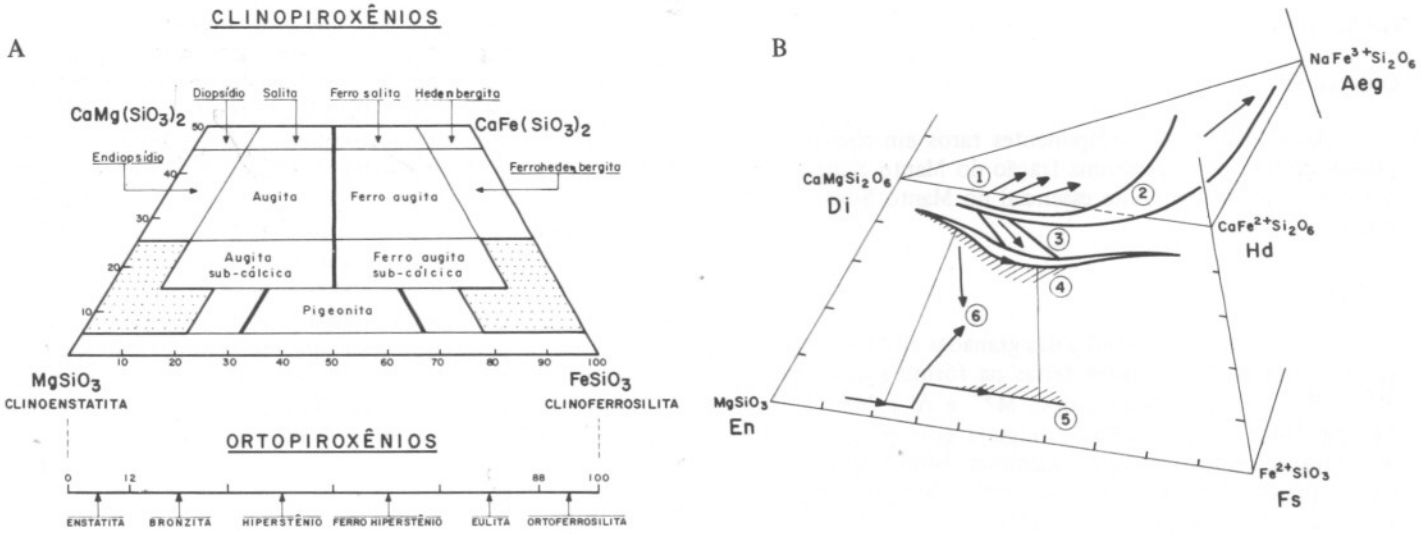


Fig. 1.4.5 – a) nomenclatura dos piroxênios não alcalinos, apud Deer e outros (1966). Campos pontilhados: composições desconhecidas na natureza.
b) variação de composições de piroxênios durante a diferenciação de magmas.
1) em alguns magmas sub-saturados, alcalinos (tendência mantém-se aproximadamente paralela à face Di – Hd – En – Fs).
2) em magmas alcalinos ou peralcalinos, saturados ou não;
3) em alguns magmas sub-saturados e alcalinos, também em magmas calco-alcalinos;
4) em magmas toleíticos; área hachuriada correspondente a suites eruptivas;
5) em magmas toletíticos; área achuriada corresponde a suites eruptivas; em suites calco-alcalinas, os ortopiroxênios mantêm a tendência definida pelos membros mais magnesianos;
6) tendências de desequilíbrio exibidas por piroxênios nas matrizes de suites toleíticas. Também, fenocristais em suites alcalinas.

Tabela 1.4.4 – Substituições iônicas em piroxênios

	M VIII	M VI	M IV	S	Nome dos Membros	Ocorrências Ígneas
Pobre em cálcio	Pouco Ca	Mg, Fe^{2+} (Fe^{3+}, Cr^{3+}, Al Ni, Mn)	Si (Al)	O	Enstatita (Mg)-(orto) ferrosilita (Fe) (Vide Fig. 1.4.5)	Variedades magnesianas (com Ni e Cr) – rochas ultramáficas e máficas. Hiperstênio bastante difundido. Variedades ferríferas raras, ocorrendo em rochas silicosas. Ferrosilita, desconhecida.
	Pouco Ca	Idem	Si (Al, Ti^{4+})	M	Pigeonita-ferropigeonita	Rochas toleíticas. Preservada em rochas vulcânicas; representada por pseudomorfos produzidos por exsolução, em rochas plutônicas.
	Ca (Na)	Mg, Fe^{2+} (Fe^{3+}, Cr^{3+} Al, Ni, Mn)	Si (Al)	M	Diopsídio ou endiopsídio (Mg) – hedenbergita (Fe) Diopsídio com Cr; cromodiposídio	Diopsídio raro, apenas em algumas variedades ultramáficas ou máficas. Cromodiopsídio ou endiopsídio, em inclusões ultramáficas. Salita em basaltos alcalinos ou calco-alcalinos, onde é aluminosa.
Rico em cálcio		Mg, Fe^{2+} (Fe^{3+}, Cr^{3+}, Al Ti^{4+}, Ni, Mn)	Si (Al, Ti^{4+}, Fe^{3+})	M	Augita (Mg)-Ferroaugita (Fe) Augita com Ti^{4+} O titano augita. Variedades com bastante Na = aegirina-augita. Com Ca reduzido, augita e ferroaugita sub-cálcicas.	Variedades magnesianas, componentes importantes de muitas rochas máficas e ultramáficas. Ferríferas, de algumas rochas félsicas. Titanaugita, aegirina-augita, em rochas alcalinas. Variedades subcálcicas, especialmente nas matrizes de rochas vulcânicas.
	Na (Ca)	Fe^{3+} (Mg, Fe^{2+} Cr^{3+} + Al^{3+}, Ti^{4+}	Si (Al)	M	Aegirina ou acmita	Rochas alcalinas e peralcalinas, especialmente sienitos, granitos e riolitos peralcalinos.

Química (Tabela 1.4.5)

Os controles físicos e químicos sobre as composições dos piroxênios receberam bastante atenção, tanto através do estudo de amostras naturais, como por meio da petrologia experimental. Um motivo para tal atenção é a possibilidade de aproveitar as variações de composição deles para calibrar geotermômetros e geobarômetros naturais (ver p. 108).

Nos piroxênios, a substituição de Si^{4+}_{IV} por Al^{3+} é possível. Nos clinopiroxênios ricos em cálcio, esta substituição ocorre quando o mineral cristaliza a partir de magmas subsaturados com respeito a SiO_2 ou quando o magma está saturado com respeito à água (19). É provável que a influência da água deve-se à mudança da ordem de cristalização. Sob elevadas pressões parciais de água, o aparecimento do plagioclásio é adiado, e, em conseqüência, o magma fica enriquecido nos componentes da molécula de Tschermak $CaAl_{VI}Al_{IV}SiO_6$. Esta entra em solução sólida, dentro do piroxênio (20). A entrada de Al_{IV} possui influência sobre a de Ti^{4}_{VI} havendo possibilidade da

Tabela 1.4.5 (a), (b) e (c)

	a							b							c
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
Si_2O	51,8	49,5	48,9	48,5	51,1	51,6	46,61	55,3	51,4	50,09	49,68	48,90	52,80	50,5	51,92
TiO_2	0,19	2,0	0,76	0,32	0,26	0,38	1,18	0,03	0,28	0,71	0,56	0,12	0,22	0,20	0,77
Al_2O_3	5,09	5,9	0,55	5,07	2,79	1,24	3,47	3,69	1,88	8,23	0,78	3,86	0,44	1,74	1,85
Fe_2O_3	1,31	–	–	–	–	–	0,90	1,78	–	1,73	3,29	4,65	1,06	–	31,44
FeO	2,27	7,7*	7,76*	8,22*	10,5*	14,2*	20,18	4,75	20,7*	4,86	18,15	25,35	16,89	16,4*	0,75
MnO	0,06	0,17	0,20	0,24	0,28	0,57	1,11	0,08	0,47	0,15	0,59	0,51	0,56	0,38	–
MgO	15,5	12,5	14,7	15,4	16,4	12,9	7,27	32,3	22,8	16,52	16,19	6,87	23,51	25,2	–
CaO	21,8	21,3	22,7	19,6	18,4	19,0	17,24	0,68	3,04	15,91	9,90	7,96	4,06	5,92	–
Na_2O	1,07	0,80	0,05	–	–	0,35	1,04	0,00	–	1,23	0,65	0,58	0,19	–	12,86
K_2O	0,00	0,02	tr	tr	–	–	0,27	0,00	–	0,00	0,15	0,20	0,00	–	0,19
–															–
TOTAL	99,07	99,89	100,62	97,37	99,73	100,24	99,73	99,05	100,57	99,57	100,04	99,92	99,99	100,34	99,95
–															–
En	46,8	38,6	42,9	45,2	46,2	36,9	22,8	88,4	54,9	59,4	45,6	23,3	63,9	63,3	–
Fs	6,0	13,8	12,0	13,5	16,5	23,8	38,6	10,3	39,5	10,0	34,3	57,3	28,1	28,0	–
Wo	47,3	47,7	45,1	41,3	37,2	39,6	38,6	1,4	5,5	30,6	20,1	19,4	8,0	10,8	–
Sr	–	–	1	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	5	–
Ba	–	–	n.d.	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	n.d.	–
Ni	315	–	10	30	90	–	–	625	130	–	–	–	–	150	–
Co	–	–	28	46	42	–	–	–	120	–	–	–	–	60	–
Cr	5.270	615	70	990	780	–	–	2.530	180	960	–	–	–	570	–
V	–	–	560	530	410	–	–	–	240	–	–	–	–	145	–

Tabela 1.4.5 – **(a) Piroxênios ricos em cálcio**

(1) nódulo ultramáfico em basaltos (a), França. Média de 9 análises. Hutchinson e outros, 1975 (M e Q)
(2) titanaugita em inclusões derivadas de basalto (a), ilha da Grã Canária, oceano Atlântico. Média de 6 análises. Frisch e Schminke, 1969 (M)
(3) augita-salita em cumulado derivado de basalto (c-a), ilha de São Vicente, Antilhas menores. McReath, 1972 (Q)
(4) P. de augita em basalto (transicional t. (c-a), ilha de Candlemas, arco da Escócia, oceano Atlântico Sul. McReath, 1972 (Q)
(5) P. de augita em andesito basáltico (t), ilha de Tofua, Tonga oceano Pacífico. McReath, 1972 (Q)
(6) P. de augita em dacito (c-a), ilha de Santorini (Thira), mar Egeu, Nicholls, 1971, tabela 8, p. 95 (M)
(7) Ferro-augita em sienito. Total inclui $H_2O^+ = 0{,}42$ e $H_2O^- = 0{,}04$. Simpson, 1954 (Q)

(b) Piroxênios pobres em cálcio

(8) ortopiroxênio em nódulos ultramáficos em basalto (a) França. Média de 9 análises. Hutchinson e outros, 1976 (M e Q)
(9) P. de ortopiroxênio em andesito basáltico (t.) ilha de Tofua, Tonga, oceano Pacífico. McReath, 1972 (Q)
(10) Megacristais de augita sub-cálcica em inclusão em basalto (f.a.), Escócia. Média do "tipo vítreo". Chapman, 1976, Tabela 6 Total inclui Cr_2O_3 0,14
(11) P. de augita sub-cálcica em basalto (t), Japão. Kuno, 1955 (Q). Total inclui H_2O^+ 0,10
(12) Ferro-augita sub-cálcica em andesito (t), Japão. Kuno e Nagashima, 1952 (Q). Total inclui H_2O^+ 0,57, H_2O^- 0,35
(13) Pigeonita em andesito (t), Japão. Kuno e Nagashima, 1952. Total inclui H_2O^- 0,22
(14) Pigeonita em andesito basáltico, ilha de Tofua, Tonga, oceano Pacífico. McReath, 1972 (Q)

(c) Piroxênios alcalinos

(15) Aegirina em riebeckita-granito, Nigeria. Greenwood, 1951 (Q). Total inclui H_2O^+ 0,17

En, Fs e Wo: proporções moleculares dos componentes extremos enstatita, ferrosilita e wollastonita.

(19) Verhoogen, 1962; Green e Ringwood, 1968b; Lewis, 1967; McReath, 1972.
(20) Barberi e outros, 1970.

substituição acoplada do tipo M^{2+}_{VI} . 2 $Si^{4+}_{IV} = Ti^{4+}_{IV} = Ti^{4+}_{VI}$. 2 Al^{3+}_{IV} (21), confirmada pela boa correlação observada entre Al_{IV} e Ti (22). A entrada de Ti^{4+} depende, também, da temperatura de cristalização, havendo um aumento desse componente no clinopiroxênio, com o aumento da temperatura. O conteúdo de Ti no magma parece um fator de menor importância, de vez que magmas toleíticos e alcalinos podem conter quantidades aproximadamente iguais de Ti; porém, a titanaugita é bem mais freqüente nos alcalinos.

O controle composicional parece de grande importância na cristalização dos clinopiroxênios sódicos e ferríferos, que se cristalizam apenas a partir dos magmas bastante sódicos (23). Estes minerais são, dentre os poucos silicatos relativamente abundantes, aqueles que podem aceitar íons altamente carregados de tamanho médio, como Zr^{4+}, por exemplo (24). Por outro lado, o elemento alcalino predominante é Na. K possui um raio iônico (1,4 Å, aproximadamente) grande demais para ser encaixado no retículo do piroxênio.

Os clinopiroxênios pobres em cálcio da série pigeonita – ferropigeonita possuem composições bastante simples, sendo a única substituição importante a do Mg por Fe^{2+}. O teor de Ca está restrito a um valor máximo de, aproximadamente, 0,2 cátions Ca, por cada fórmula unitária, o que corresponde a 10 mol% $CaSiO_3$. O teor de Al_2O_3 poucas vezes ultrapassa 1%, o que pode ocasionar uma deficiência estequiométrica de $(Si + Al)_{IV}$ sendo esta compensada pela entrada de Fe^{3+} ou Ti^{4+} no sítio tetraédrico (ver tabela 1.4.4).

Os ortopiroxênios da série enstatita – ortoferrossilita, de um modo geral, contêm apenas 2–3 mol% $CaSiO_3$, embora exemplos provenientes de arcos de ilhas são mencionados com esse teor aumentando até 4–8 mol% (25). Interpretou-se este fenômeno em termos de cristalização do ortopiroxênio numa temperatura bem próxima àquela na qual há inversão de simetria, envolvendo uma transição de monoclínica (pigeonita) até ortorrômbico (hiperstênio).

A entrada de Al no retículo dos piroxênios é governada por uma combinação complexa de fatores, discutidos mais adiante (ver p. 113). Os outros componentes menores que ingressam nos ortopiroxênios são Mn, Cr e Fe^{3+}.

De uma maneira geral, a substituição de íons grandes é restrita àqueles com raios de, aproximadamente, 1,0–1,2 Å e ocorre apenas nos clinopiroxênios ricos em cálcio. O Ni entra com facilidade em substituição ao Mg; porém, de um modo geral, é menos concentrado que em olivinas coexistentes.

Estabilidade

Enquanto os clinopiroxênios ricos em cálcio possuem uma ampla estabilidade, existem, ainda, dúvidas sobre os limites da existência dos clinopiroxênios pobres em cálcio. As pigeonitas magnesianas provavelmente possuem apenas campos restritos em pressões superiores a 20 kbar, segundo estudos mais recentes (26). A pigeonita ferrífera pode coexistir com piroxênio cálcico e ortopiroxênio até pelo menos 15 kb (27). A pigeonita em rochas intrusivas sofre de desmistura no estado sólido, durante o arrefecimento dos corpos, separando-se em lamelas ricas em cálcio e uma matriz de simetria ortorrômbica, pobre em cálcio, dando origem às chamadas pigeonitas invertidas. Com composição intermediária entre as augitas e as pigeonitas, as augitas e ferroaugitas subcálcicas são conhecidas, principalmente, nas rochas vulcânicas. Sua presença, como componente da matriz ou como fenocristais exibindo os efeitos de exsolução, sugere que são soluções sólidas metaestáveis sob pressões e temperaturas baixas. Megacristais de augitas subcálcicas têm sido encontradas em determinados basaltos alcalinos subsaturados (28), e estudos demonstram que a estabilidade de augita subcálcica sem evidência de exsolução é restrita à elevada temperatura e pressão, confirmando-se a suposição anterior.

Alterações

Freqüentemente, os piroxênios sofrem alteração por reação com os líquidos ao seu redor, após sua cristalização. A hidratação, que produz um anfibólio de granulação fina e hábito muitas vezes fibroso, é freqüente. O nome genérico aplicado ao anfibólio é uralita, embora possa possuir composições nas séries tremolita – actinolita, hornblenda, ou cummingtonita – grunerita. Outro produto comum de alteração é a clorita, mineral este que contém pouco cálcio. Alteração dos piroxênios cálcicos envolve, assim, uma liberação deste elemento, que pode ser acomodado em epidoto ou anfibólio formado durante a alteração.

Resumindo os fenômenos de alteração observados em basaltos e outras rochas dos assoalhos oceânicos, é observado que os clinopiroxênios tendem a permanecer pouco alterados nas "facies" mais baixas do metamorfismo. Com aumento no grau de metamorfismo, são substituídos por anfibólio e, depois, por anfibólio e clorita (29).

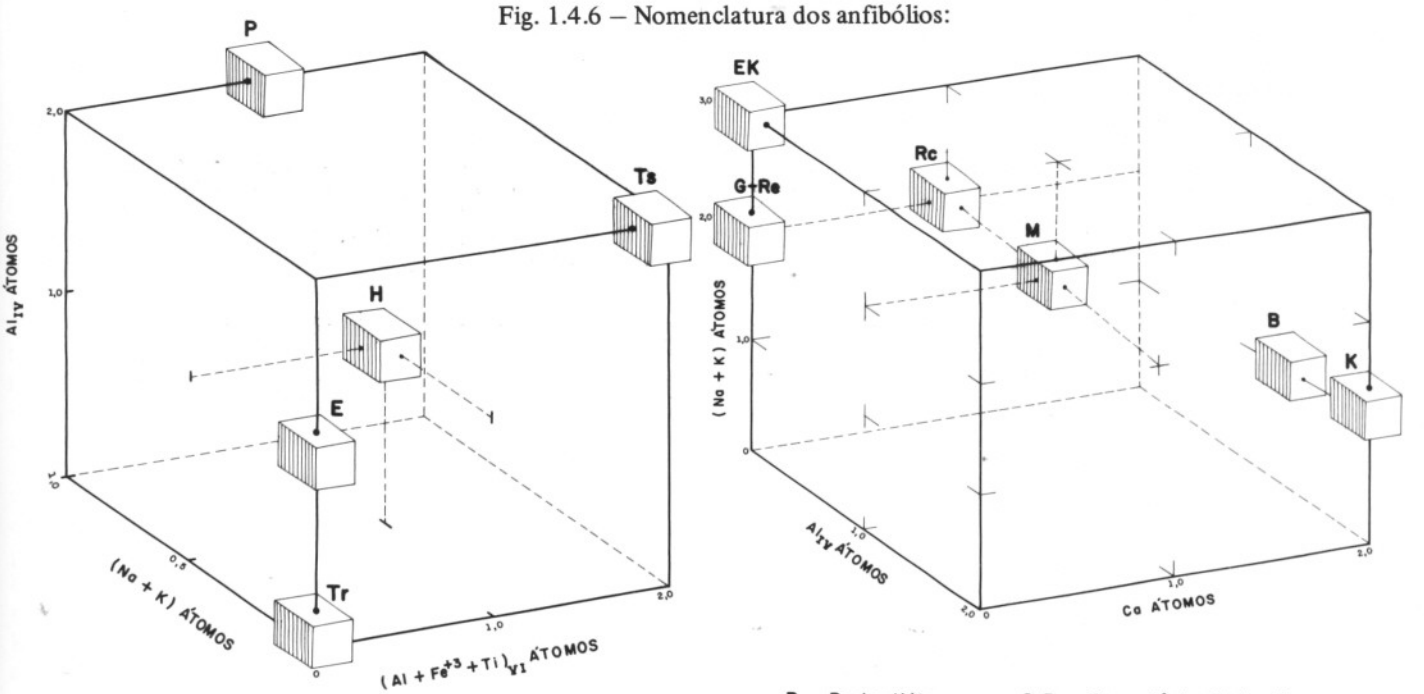
ANFIBÓLIOS

Ocorrência

Os anfibólios formam outro grupo grande e complexo (ver figs. 1.4.6 e tabela 1.4.6). Possuem água hidroxila essencial na sua composição, fato que geralmente restringe sua ocorrência aos sistemas hidratados, nos quais eles podem tomar o lugar dos piroxênios. Como citado acima, também podem ser produzidos por alteração destes minerais. Os anfibólios são encontrados em rochas que vão desde as ultramáficas até as félsicas, sendo, no entanto, mais freqüentes em rochas intrusivas do que nas vulcânicas.

(21) Ross e outros, 1970;
(22) Le Bas, 1962.
(23) Bailey e Schairer, 1966.
(24) Brooks, 1969; McReath, 1979.
(25) Kuno e Nagashima, 1952; McReath, 1972.
(26) Howells e O'Hara, 1975; Mori e Green, 1976.
(27) Lindsley et alii, 1974.
(28) Chapman, 1976.
(29) Coleman, 1977.

Fig. 1.4.6 – Nomenclatura dos anfibólios:



P — Pargasita **E** - Edenita

Ts - Tschermakita **H** - Hornblenda

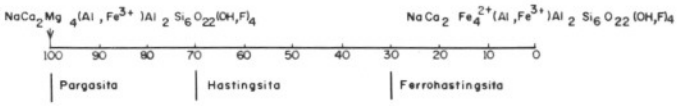
Tr - Tremolita

B — Barkevikita **G-Re** – Glaucofânio-Riebeckita

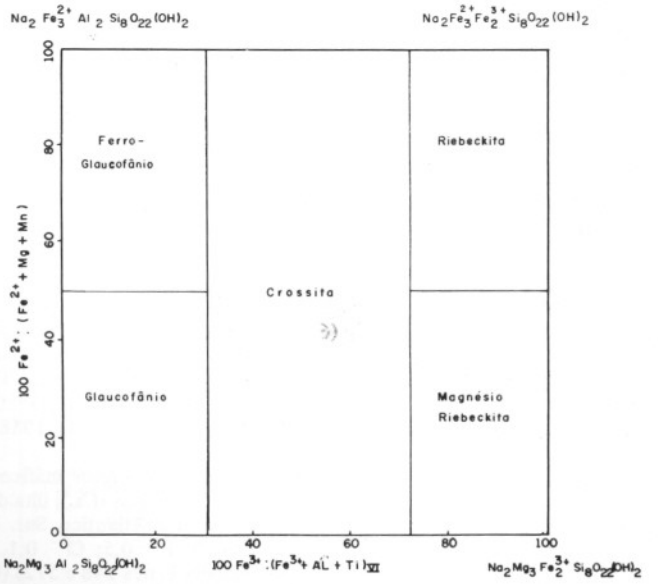
K — Kaersutita **Rc** — Richterita

EK - Eckermanita **M** — Magnesiokatoforita

A) Cálcicos B) Alcalinos



C) Da série pargasita - ferrohastingsita, segundo Deer e outros, 1966.



2) da série glaucofânio - riebeckita, segundo Deer e outros, 1966.

Tabela 1.4.6

Discriminação	A	M_{VIII}	M_{VI}	M_{IV}
Pargasita (Mg) - hastingsita (Mg, Fe^{2+}) – ferrohastingsita (Fe^{2+})	$(Na, K)_1$	$(Ca, Na)_2$	(Mg ou $Fe^{2+})_4$ (Al ou $Fe^{3+})_1$	$Si_{6-6,5}$ $Al_{2-1,5}$
Hornblenda comum	$(Na, K)_{0,5}$	Ca_2	(Mg ou $Fe^{2+})_4$ (Al, Fe^{3+}, Ti)$_1$	$Si_{6,5-7}$ $Al_{1,5-1}$
Kaersutita	$(Na, K)_1$	$Na_{0,5}$ $Ca_{1,5}$	(Mg ou $Fe^{2+})_4$ (Ti^{4+}, $Fe^{3+})_1$	Si_6 Al_2
Riebeckita	$K_{0,5}$	$(Na, Ca)_{1,5}$	(Mg ou $Fe^{2+})_3$ Fe^{3+}_1	Si_8
Cummingtonita (Mg) – grunerita (Fe^{2+})	–	(Mg ou $Fe^{2+})_2$	(Mg ou $Fe^{2+})_5$	$Si_{7,5-8}$ $Al_{0,5-0}$

Tabela 1.4.6 – Substituições iônicas nos anfibólios comuns de rochas ígneas.

Tabela 1.4.7

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO_2	40,3	47,5	49,0	45,2	39,6	36,40	37,6	52,41	48,41
TiO_2	1,97	1,32	2,13	1,42	1,46	3,40	6,5	0,45	1,32
Al_2O_3	14,6	8,79	3,16	10,0	12,3	16,46	13,7	0,61	1,81
Fe_2O_3	–	–	–	4,20	4,15	8,66	–	14,37	11,25
FeO	13,6*	13,6*	27,6*	13,5	23,2	3.16	11,8*	14,82	23,81
MnO	0,17	0,48	1,23	–	–	0,15	0,20	1,46	0,75
MgO	13,7	14,4	13,4	10,9	4,32	13,47	12,0	5,07	0,06
CaO	12,0	11,3	2,40	11,2	9.90	12,92	12,0	1,33	1,18
Na_2O	2,02	1,36	0,06	1,22	1,76	3,67	2,63	4,94	7,37
K_2O	0,22	0,70	0,24	0,66	1,44	1,05	1,65	2,10	1,52
TOTAL	98,58	99,45	99,22	98,3	98,13	100,15	98,08[a]	100,33	97,48
Rb	n.d.	–	–	n.d.	10	–	178	–	–
Sr	135	–	–	7	10	–	–	–	–
Ba	21	–	–	63	60	–	70	–	–
Ni	14	37	27	35	5	–	22	–	–
Co	15	17	38	38	10	–	47	–	–
Cr	10	1.480	n.d.	113	30	–	10	–	–
V	531	322	194	217	175	–	350	–	–
Zr	20	218	260	(a)	250	–	123	–	–
Nb	n.d.	tr	tr	–	–	–	18	–	–
Y	–	–	–	(b)	2.000	–	28	–	–

Química (tabela 1.4.7)

A maioria dos fenômenos encontrados no grupo dos piroxênios repete-se no dos anfibólios. Assim, encontram-se anfibólios ricos e pobres em cálcio, alcalinos, e assim por diante. Há, entretanto, um fator adicional, que é a presença de um sítio nos anfibólios, o "A", que é capaz de aceitar íons muito grandes, como o K^+ (r = 1,4 Å, aproximadamente). Embora a maioria dos anfibólios contenha algo de K, são apenas alguns tipos bastante raros que contêm uma percentagem atômica de K maior do que 5–10%. Íons maiores que o K (como Ba, Cs, etc.) são pouco aceitáveis no retículo cristalino. Como ânions, além de hidroxilo, fluoreto e cloreto podem estar presentes, possibilitando a estabilização de anfibólios em sistemas pobres em água.

Tabela 1.4.7 – **Hornblendas e cummingtonita**

(1) Em cumulados associados a basalto (c-a), média de três Montserrat, Antilhas menores McReath, 1972 (Q)

(2) P. em dacito (c-a), Metana, arco do Egeu. McReath, inédito (Q)

(3) P. em dacito (c-a.), Ilha de Santa Lúcia, Antilhas menores. McReath, inédito (Q)

(4) Em tonalito (c-a.), batólito de Califórnia do Sul. Média de duas. Sen e outros, 1959 (tabela 4, p. 63 nºs 6 e 7 (Q). Obs.: (a) valores de 180 e 50 (b) valores de 65 e 200.

(5) Em granito (c-a.), batólito da Califórnia do Sul. Sen e outros, 1959 (tabela 4, p. 63, nº 12) (Q)

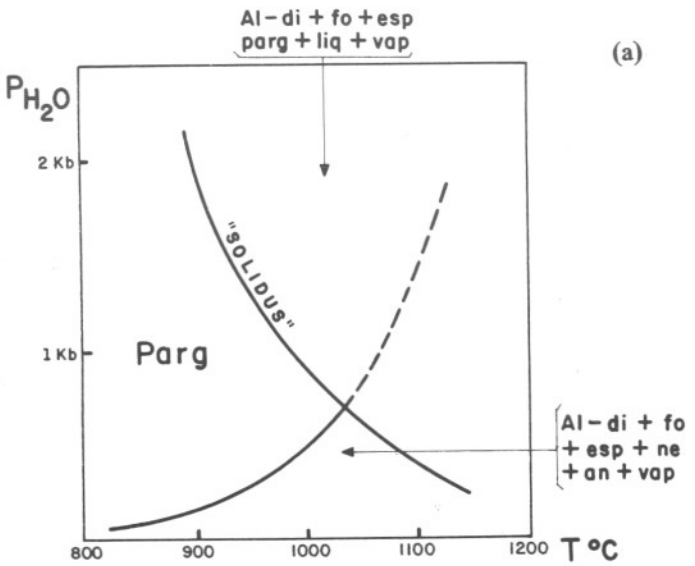
(6) "Sintagmatita" = oxihornblenda titanífera = hornblenda basáltica titanífera, P. em vulcânicas máficas sódicas (f.a.). Fernando de Noronha. Total inclui H_2O^+ 0,34; H_2O^- 0,40; P_2O_5 0,07. Almeida, 1958 (Tabela IV, p. 80) (Q)

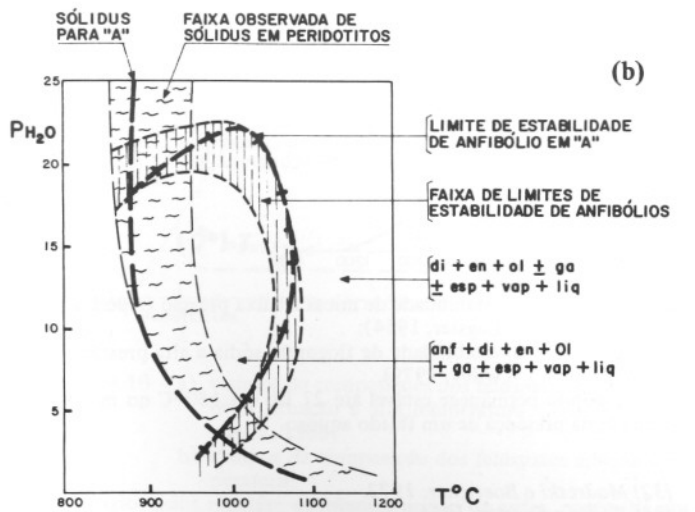
(7) Kaersutita em xenólitos máficos associados a basaltos potássicos (f.a.), ilha de Tristão da Cunha, oceano Atlântico Sul. Total inclui H_2O^+ 0,30; F^- 0,5; Cl^- 0,1. Le Maitre, 1969 (tabela 1, nºs 248 e 572) (Q e M)

(9) Riebeckita em sienito, Coréia. Total inclui H_2O^+ 2,02; H_2O^- 0,10; F^- 0,30. Miyashiro, 1956 (p. 1) (Q)

Estabilidade dos anfibólios

Devido à importância dos anfibólios como uma fonte possível de água no Manto Superior, sua estabilidade tem sido objetivo de muitas experiências. É evidente que as relações são bastante complexas, dependendo da composição do anfibólio (30), da natureza das fases coexistentes e da presença ou ausência de uma fase volátil e sua composição (31). O anfibólio que possui o maior campo de estabilidade, em termos de temperatura e pressão é a pargasita. Sob baixas pressões, ela sofre decomposição por desidratação (fig. 1.4.7a). Sob pressões maiores, ela sofre fusão incongruente com a temperatura de fusão fortemente dependente da composição da fase volátil coexistente (fig. 1.4.7b). De qualquer maneira, os limites superiores de estabilidade são de, aproximadamente, T = 1.050°C e P = 20,0 kbar (fig. 1.4.8), o que permite sua presença até o topo da zona de baixa velocidade (ver p. 146) em regiões oceânicas (fig. 1.4.9). Várias tentativas indiretas foram feitas para definir os limites de estabilidade da kaersutita, outro anfibólio que poderia estar presente no Manto Superior (30) e que representa uma importante fonte em potencial dos elementos Ke Ti. Tudo indica que este anfibólio deve permanecer estável até pelo menos 9-10 kbar e 1.000°C, limites que permitem a sua existência nas partes mais superiores do manto suboceânico.





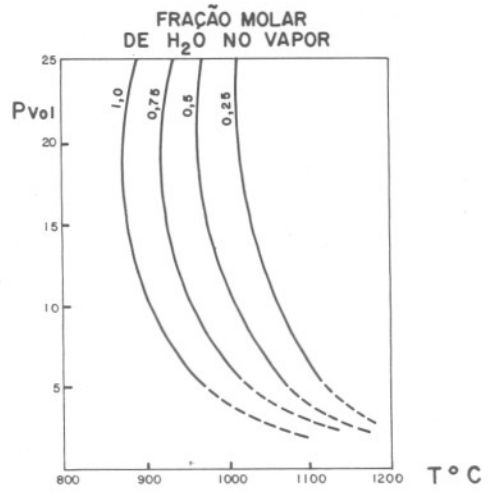


Fig. 1.4.7.a) Estabilidade de pargasita (Boyd, 1956).
b) A) Influência da composição mineralógica do Manto sobre a estabilidade de anfibólio. "A" corresponde a uma granada-peridotito. Di = diopsídio, en = enstatita, ol = olivina, ga = granada, esp = espinélio, vap = vapor, liq = líquido.
B) Influência da composição da fase volátil sobre a estabilidade de anfibólio.
Apud Mysen, 1973. A redução da fração molar do H_2O conduz a um aumento da estabilidade.

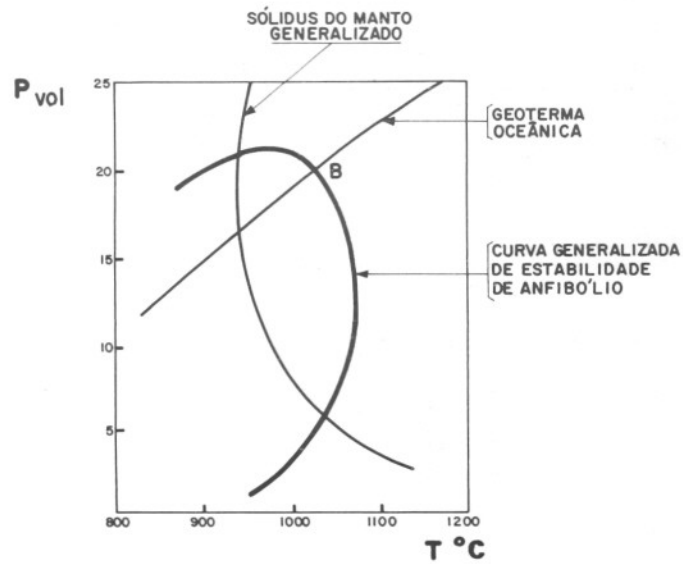


Fig. 1.4.8 – Estabilidade de anfibólio em relação a geoterma (ver pág. 115) em regiões oceânicas (Apud Mysen, 1973). Anfibólio mantém-se estável até 20Kb e 1.050°C, aproximadamente.

Alterações

Em sistemas hidrotermais, os anfibólios freqüentemente se alteram para clorita. Isto implica numa liberação de elementos, como Ca, Na e K que podem entrar nos minerais que estão sendo formados, ao mesmo tempo, ou passar para as soluções hidrotermais. Também pode ser liberado o Ti, formando óxidos secundários, como ilmenita ou rutilo.

(30) Boyd, 1956.
(31) Mysen, 1973.

MICAS

Ocorrência

As micas são minerais hidratados cuja formação depende da presença de água. Não são freqüentes em rochas extrusivas, porém, são bastante difundidas em rochas plutônicas félsicas. A flogopita é componente importante em mica-peridotitos e muitos carbonatitos. Também pode existir no Manto Superior. A biotita e, menos abundante, a moscovita, ocorrem em rochas intermediárias e félsicas. A lepidolita ocorre em certos pegmatitos associados a granitos. A moscovita, na forma finamente cristalina, é um produto abundante de alteração de feldspato.

Química (tabela 1.4.8)

O grupo das micas é grande e complexo, mas, efetivamente, apenas as micas potássicas têm importância em rochas ígneas. As sódicas e cálcicas são predominantes em rochas metamórficas. A estrutura cristalina dispõe de um sítio grande, capaz de aceitar os maiores cátions. Os locais octaédricos são em número de três e podem ser ocupados, parcialmente, por dois íons trivalentes nas micas dioctaédricas, como na moscovita, ou por três íons bivalentes, como na biotita, flogopita e lepidolita. A estrutura permite substituição expressiva de Si^{4+} por Al^{3+}, fato que permite, também, uma grande flexibilidade nas substituições octaédricas. Por vezes, entram quantidades apreciáveis de Ti^{4+}, bem como de Fe^{3+}, que podem influenciar bastante as propriedades óticas observadas.

Tabela 1.4.8

	1	2	3	4	5	6
SiO_2	37,70	35,72	38,6	39,7	37,9	45,4
TiO_2	3,05	5,23	4,02	2,43	8,14	0,01
Al_2O_3	14,27	13,40	13,7	13,9	12,2	36,85
Fe_2O_3	–	–	–	–	–	0,09
FeO	14,11*	23,48*	16,3*	4,73*	8,09*	0,02
MnO	–	0,32	0,11	0,04	0,09	0,12
MgO	15,80	9,14	13,8	22,4	17,7	0,08
CaO	0,01	0,00	–	0,05	0,11	0,00
Na_2O	1,08	0,75	0,08	0,59	0,70	0,64
K_2O	8,23	8,59	9,97	9,67	8,42	10,08
TOTAL	94,25	96,63	96,58	93,51	93,35	99,86
Ba	–	–	–	6.270	(a)	–
Cr	–	–	–	3.760	205	–

Tabela 1.4.8 – **Micas**
(1) e (2) Titanobiotitas (sic) em inclusões associadas a basaltos (f.a.), Escócia. Chapman, 1976 (tabela 5, p. 481) (M)
(3) Biotita em granitóides de Shakhtama, Rússia. Média de duas. Sotnikov e outros, 1973 (tabela 1. p. 174) (M)
(4) P. de flogopita em basaltos potássico (f.a.) Serra Nevada, E.U.A. Média de três van Kooten, 1979 (tabela 2, p. 656, nºs 1, 2 e e) (M)
(5) Flogopita em m. de basalto potássico (f.a.). Média de duas. Serra Nevada, E.U.A. van Kooten (tabela 2, p. 656, nºs 1 e 3) (M)
(6) Muscovita em pegmatito. Heinrich e Levinson, 1953 (p. 25) (Q) Total inclui H_2O^+ 4,12; H_2O^- 0,46; F^- 0,91; Li_2O 0,49; Rb_2O 0,93; Cs_2O 0,20

A estabilidade das micas

Por ser um repositório, tanto de água como de elementos de grande raio iônico, a estabilidade das micas tem sido estudada com a mesma atenção que foi devotada aos anfibólios. A flogopita é a mica com maior campo de estabilidade, podendo existir até pressões de 35 kbar e temperaturas de 1.350°C (32), fato que permite sua existência até em níveis que correspondem àquele de dentro da zona de baixa velocidade. A sua fusão prossegue incongruentemente, sendo os produtos a olivina magnesiana e um líquido (33), que deve concentrar todos os componentes desnecessários à formação da olivina. A presença de Na na estrutura reduz sensivelmente a estabilidade. (Fig. 1.4.9.b).

A biotita e a moscovita possuem campos de estabilidade bem mais restritos (Fig. 1.4.9a), o que restringe as suas ocorrências às rochas formadas sob pressões e temperaturas bem mais modestas. Sua decomposição durante a anatexia de rochas da crosta continental é muito importante na gênese e cristalização dos magmas félsicos.

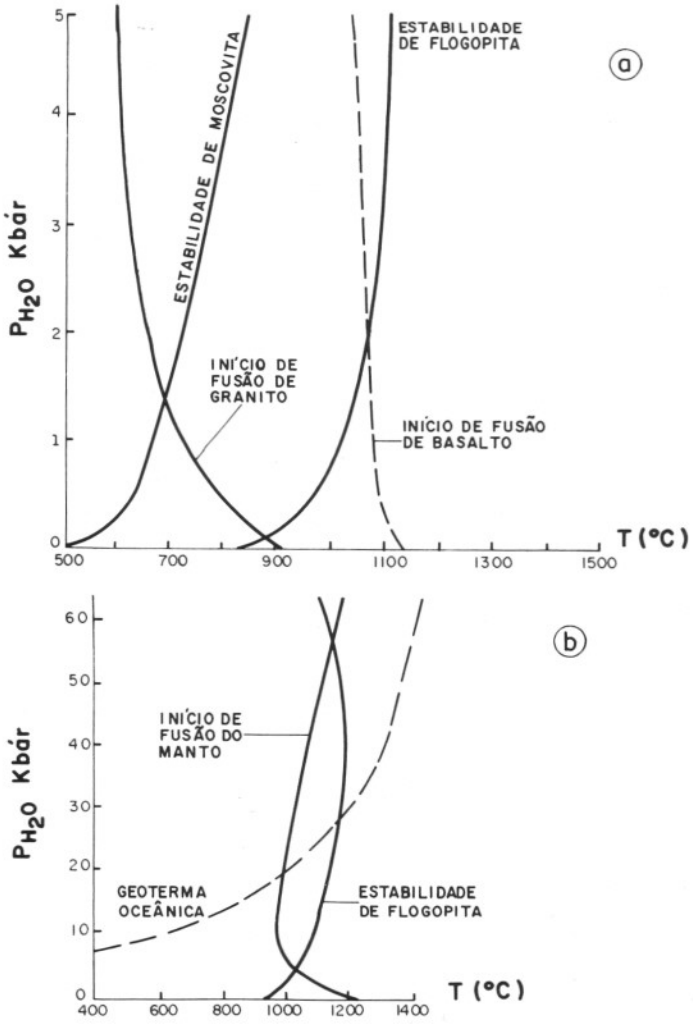


Fig. 1.4.9 – a) estabilidade de micas a baixa pressão (Apud Yoder e Eugster, 1954);
b) estabilidade de flogopita sódia a alta pressão (Apud Wiley, 1979).

A flogopita permanece estável até 27 Kb e 1.150°C no manto subocêanico, na presença de um fluído aquoso.

(32) Modreski e Boettcher, 1972.
(33) Yoder e Eugster, 1954.

Alterações

O intemperismo ou alteração hidrotermal de biotita ou flogopita pode produzir a vermiculita. A biotita também fica alterada hidrotermalmente para clorita.

FELDSPATOS CALCOSSÓDICOS: PLAGIOCLÁSIOS

Ocorrência

Os plagioclásios representam talvez, o grupo mais abundante de todos, nas rochas ígneas. Os membros mais cálcicos se apresentam em rochas máficas e ultrabásicas, enquanto que os mais sódicos estão presentes nas rochas félsicas. O plagioclásio parece ser pouco freqüente no Manto Superior, devido à sua instabilidade sob pressões elevadas.

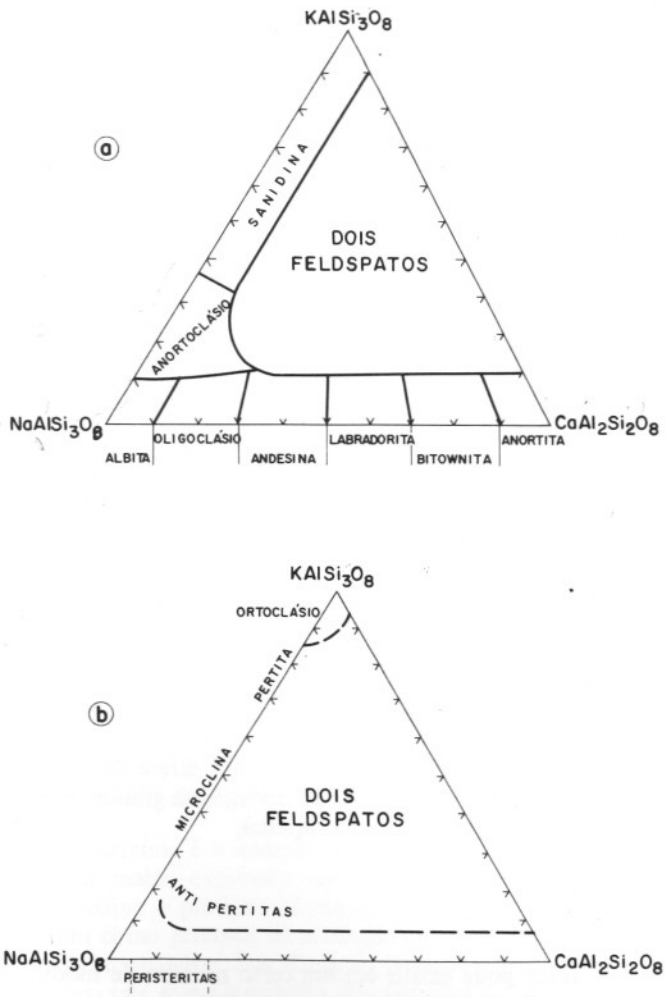


Fig. 1.4.10 – a) campos de composições dos feldspatos representando a situação a alta temperatura. Segundo Deer e outros, 1966;
b) campos de composição dos feldspatos a baixa temperatura;
Os plagioclásios mantêm os mesmos nomes de antes, porém há um campo de imiscibilidade na região indicada por "peristeritas".

Química (Figura 1.4.10; Tabela 1.4.9)

A química dos plagioclásios é bastante simples, sendo dominada pela substituição acoplada CaAl = NaSi. E importante salientar o fato de que existem duas séries estruturais, a de alta temperatura, onde a solução é contínua, e a de baixa temperatura, onde há descontinuidades estruturais. O resultado principal dessas descontinuidades com essa composição não são homogêneos, e, sim, intercrescimentos microscópicos ou submicroscópicos de dois feldspatos cujas composições são rica em cálcio, de um lado, e rica em sódio por outro. Estes intercrescimentos são as peristeritas.

Tabela 1.4.9

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO_2	68,3	66,73	63,4	43,7	50,0	54,25	62,58	60,30
TiO_2	0,02	0.07	0,09	–	–	–	–	–
Al_2O_3	19.2	18,88	16,7	35,5	30,2	28,11	23,52	27,57
FeO	0,16	0,15	1,42	0,43	0,59	–	–	–
MgO	0,02	0,02	0,03	tr	tr	0,05	0,02	0,05
CaO	0,37	0,33	0,20	19,2	14,2	11,78	4,06	0,91
Na_2O	9,04	5,78	2,71	0,61	2,56	5,44	7,32	9,52
K_2O	3,03	7,96	13,5	0,03	0,14	0,01	1,60	0,24
TOTAL	100,14	99,90	98,14	99,47	97,69	99,64	99,10	98,59
Rb	–	–	–	–	n.d.	–	–	–
Sr	–	–	–	340	390	–	–	–
Ba	–	–	225	n.d.	n.d.	–	–	–

Tabela 1.4.9 – **Feldspatos**
(1) Megacristal de anortoclásio em basalto potássico (f.a.), média de 4. Escócia. Chapman, 1976 (tabela 6, p. 486, nºs A-D) (M)
(2) Megacristal de sanidina em basalto potássico (f.a.). Escócia. Chapman, 1976 (tabela 6, p. 486, nº E) (M)
(3) P. de sanidina em basalto potássico (f.a.), Serra Nevada. van Kooten, 1979 (tabela 5, p. 661, nº 1) (M)
(4) Anortita em cumulados associados a basalto (c-a). Média de quatro. Ilha de São Vicente, Antilhas menores. McReath, 1972 (Q)
(5) P. de bitownita em andesito (c-a.), ilha de Leskov, arco de Escócia, oceano Atlântico do Sul. McReath, 1972 (Q)
(6) Núcleo de P., labradorita sódica, em basalto (a.), Província Terciária dos Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Sial, 1974 (M)
(7) Margem de P., oligoclásio, em basalto (a.), Província Terciária dos Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Sial. 1974 (M)
(8) Margem de P., albita, em basalto (a.), Província Terciária dos Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. Sial, 1974 (M)

As estruturas admitem uma pequena porcentagem da molécula $KAlSi_3O_8$. Há possibilidade da incorporação de ferro à estrutura, provavelmente como Fe^{3+} cuja concentração depende da concentração desse componente no magma e, assim, sobre o estado de oxidação do magma (34). Outros componentes aparecem em quantidades-traço. Deste, talvez o mais importante é o Sr, que se particiona em favor do plagioclásio durante a cristalização de magmas, sendo do grupo compatível, ou muito compatível. Por outro lado, íons realmente

(34) McReath, 1972.

grandes, como o Rb, etc., não são aceitos pelo retículo. Salienta-se, aqui, o fato de que o Eu, em forma divalente, é muito ou extremamente compatível. Assim, o plagioclásio fraciona este elemento com facilidade.

Os plagioclásios são minerais de baixa pressão, por excelência. Os plagioclásios cálcicos são os menos estáveis, com relação à pressão, possuindo um limite superior em torno de 10 kbar, este um pouco dependente da natureza das fases coexistentes (35). Transforma-se em espinélio ou granada. O plagioclásio sódico agüenta mais a pressão, tendo um campo de estabilidade que se estende até, aproximadamente, 15 kbar, limite este dependente do ambiente químico-mineralógico em que ele se encontra (36).

Os plagioclásios cálcicos caracterizam determinadas rochas basálticas, consideradas como produzidas sob a influência de elevada temperatura ou elevada pressão parcial de água. No último caso, há uma sugestão de que as curvas "solidus" e "liquidus" do sistema simples An–Ab sofrem distorções quando a água está presente (37), como sugerido, também, para sistemas contendo diopsídio (38), porém ainda não comprovado por experiências (39). Dados experimentais acusam modificações profundas no padrão da curva "solidus" em sistemas baseados em rochas naturais.

Alterações

Os principais processos de alteração dos plagioclásios são saussuritização, ou seja, transformação para epidoto e sericitização, a produção de moscovita de granulometria fina. Essas transformações se iniciam já em graus baixos de metamorfismo. Outra alteração envolve a produção de escapolita, fenômeno que normalmente é acusado por metamorfismo de contato, mas pode ocorrer, também, durante autometassomatismo em rochas intrusivas (38), onde as mudanças são causadas por agentes, no próprio magma.

FELDSPATOS ALCALINOS

Ocorrência

Os feldspatos alcalinos são os mais conhecidos nas rochas félsicas, onde eles formam componentes essenciais. No entanto, podem ocorrer como minerais-traço ou acessórios, em rochas mais máficas, de afinidade alcalina.

Química (Figura 1.4.10 a, b; Tabela 1.4.9)

Como é o caso dos plagioclásios, a química dos feldspatos alcalinos é bastante simples. Caracteriza-se por uma substituição do K por Na, o que, no entanto, envolve a substituição de um íon grande por outro um pouco menor. Assim, a série possui uma complexidade estrutural determinada pelas condições de temperatura vigentes durante sua cristalização e depois. Em rochas vulcânicas não-metamorfisadas, fica preservada uma série de solução sólida contínua sem modificações estruturais posteriores. Em rochas plutônicas, ficam evidentes os efeitos da instabilidade dessa solução sólida contínua em rochas que sofrem um resfriamento lento (ver p. 25). Um feldspato no início homogêneo se modifica no estado sólido, separando-se em partes mais ricas em potássio e outras mais ricas em sódio. Este é o fenômeno de pertitização. Tal reorganização geralmente conduz a uma estrutura bastante imperfeita e aberta ao fácil câmbio de componentes químicos.

Quanto à substituição iônica nos feldspatos alcalinos, pode haver tanto a entrada de elementos de raio iônico maior, por exemplo o Rb, como pelos elementos de raio intermediário, como Sr ou Eu^{2+}. Quase sempre há traços de Fe^{3+}

Estabilidade

Em sistemas simples e na ausência de água, o ortoclásio sofre fusão incongruente, produzindo leucita e sílica (40) (ver p. 25). Na presença de água, no entanto, a fusão torna-se congruente quando P_{H_2O} excede 2,5 kbar.

Alterações

Os feldspatos alcalinos são extremamente suscetíveis à ação de soluções hidrotermais, sofrendo alteração em sericita, que é a moscovita de granulação extremamente fina, ou em minerais do grupo das argilas. A turbidez observada em muitos feldspatos alcalinos, entretanto, se deve à presença de pequenas inclusões fluidas e não à alteração.

MINERAIS DE SÍLICA

Ocorrência

Os minerais de sílica representam uma das classes mais abundantes de minerais nas rochas ígneas, sendo encontrados desde as intermediárias até as félsicas, onde constituem um componente essencial.

Química

A composição dos minerais de sílica difere de 100% de SiO_2 por muito pouco, e qualquer divergência grande se deve à presença de inclusões sólidas ou líquidas.

Estabilidade

A sílica pode existir em um certo número de modificações polimórficas, de acordo com as condições de temperatura, pressão e pressão de vapor vigente. Em rochas ígneas, as variedades mais importantes são quartzo ou "quartzo alto", cristobalita e tridimita. As duas últimas são minerais formados em

(35) Lindsley, 1969.
(36) Green, 1969.
(37) Lewis, 1969.
(38) Wyllie, 1963.
(39) Kushiro, 1973.

(40) Bowen e Tuttle, 1950.

temperatura alta e pressões baixas, enquanto o quartzo possui um campo de estabilidade que vai desde pressão e temperatura baixa até uma ampla faixa de temperatura em pressão elevada (41). Em sistemas de composição félsico-intermediária, o quartzo pode ser um mineral do "liquidus" ou perto dele sob pressões elevadas, situação que não prevalece em pressões mais modestas (42). Em rochas dessa composição que sofrem duas etapas de cristalização de fenocristais, uma sob elevada pressão e outra sob pressão reduzida, cristais de quartzo formados na primeira etapa podem sofrer uma ressorção pelo magma, na segunda etapa. Esses cristais se apresentam arredondados.

Alterações

O quartzo é um mineral extremamente resistente, dificilmente sofrendo grandes modificações posteriores à sua cristalização em rochas ígneas.

FELDSPATÓIDES (Tabela 1.4.10)

Junta-se a esse grupo um certo número de minerais não relacionados do ponto de vista de suas estruturas, porém que possuem uma característica química em comum, que é a sua incompatibilidade para com o excesso de sílica. Por isso, sua ocorrência é restrita às rochas pobres em sílica. Estas são, de um modo geral, portadoras de quantidades de álcalis maiores do que ocorrem em outras rochas. Na presença de sílica livre, há uma reação que pode ser exemplificada pelos casos de nefelina e leucita, dois dos feldspatóides mais comuns.

$NaAlSiO_4$	+	$2\,SiO_2$	=	$NaAlSi_3O_8$
nefelina		sílica		albita
$KAlSi_2O_6$	+	SiO_2	=	$KAlSi_3O_8$
leucita		sílica		ortoclásio

No grupo da nefelina, há dois membros extremos, a nefelina (Ne) e a kalsilita ($KAlSiO_4$). Esses membros não são isoestruturais. As nefelinas encontradas em rochas ígneas são soluções sólidas que possuem composições entre os limites aproximados $Ne_{90}Ks_{10}$ e $Ne_{55}Ks_{45}$. De um modo geral, contêm, também, alguma percentagem molecular de $CaAl_2Si_2O_8$ (anortita). A entrada de maiores proporções de Ks, na estrutura, é favorecida pela cristalização da nefelina em temperatura elevada (43).

A nefelina é o feldspatóide de maior expressão, fato esse ligado à maior expressão das rochas subsaturadas sódicas. Ocorre como o produto de cristalização primária de magmas e também como produto da interação entre magmas basálticos e rochas carbonatadas. Sua alteração procede com a formação de minerais, tais como a sodalita $Na_8\,(Al_6Si_6O_{24})\,Cl_2$, a analcita $Na\,(AlSi_2O_6)\,H_2O$, a cancrinita (um alumino-silicato complexo de sódio e cálcio que contêm ânions, tais como CO_3^{2-}, SO_4^{2-}, Cl, além de moléculas de água), membros do grupo dos zeolitas e das micas. A kalsilita tem sua ocorrência restrita a rochas vulcânicas, onde pode ocorrer na matriz de membros do ramal potássico da classe subsaturada. Também ocorre em intercrescimento com a nefelina, em fenocristais do ramal mais sódico e menos potássico.

A leucita natural possui uma composição perto da ideal, representada pela fórmula $KAlSi_2O_6$, podendo admitir, no seu retículo, até 10% moleculares de $NaAlSi_2O_6$ (jadeíta). Ocorre, tipicamente, em rochas subsaturadas do ramal potássico, tanto nas intrusivas como nas extrusivas. Os pseudomorfos compostos de feldspato potássico e nefelina, porém que retêm a morfologia externa da leucita, recebem o nome de pseudoleucita. Estes ocorrem, com uma certa freqüência, na referida categoria de rochas e são considerados como sendo o produto de decomposição de leucita, com um elevado teor inicial da molécula sódica (44).

A noseana, que possui a mesma fórmula de sodalita, exceto no que diz respeito aos ânions, sendo, neste caso o SO_4^{2-}, a hauína, onde o cálcio pode substituir o sódio e sulfeto e acompanha o sulfato, são feldspatóides da família da sodalita, de ocorrência bastante rara.

	1	2	3
SiO_2	55,9	45,84	–
TiO_2	0,08	–	–
Al_2O_3	20,7	33,02	–
Fe_2O_3	–	–	–
FeO	1,27	–	0,42
MnO	–	–	0,03
MgO	0,18	–	0,27
CaO	0,05	0,82	55,1
Na_2O_3	0,33	15,78	0,10
K_2O	21,2	4,56	0,62
P_2O_5	–	–	41,7
F	–	–	2,78
TOTAL	98,72	100,02	100,15

Tabela 1.4.10 – (1) P. de leucita em basalto potássico (f.a.), Serra Nevada, E.U.A. van Kooten, 1979 (tabela 6, nº 4) (M)
(2) Núcleos de P. de nefelina, basaltos (a.) Província Terciária dos Estados do Rio Grande do Norte e Paraíba. (Média de três. Sial, 1974 (M)
(3) Micro P. de apatita em basalto potássico (f.a.), Serra Nevada, E.U.A. van Kooten, 1979 (tabela 8, nº 1) (M)

(41) Tuttle e Bowen, 1958.
(42) Green e Ringwood, 1968b.
(43) Deer e outros, 1966, p. 359-360.

(44) Fudali, 1963.

ÓXIDOS (Tabela 1.4.11)

Os óxidos comuns das rochas ígneas dividem-se em três grupos principais: os de titânio, os romboédricos titano-ferríferos e os cúbicos, do grupo dos espinélios (ver. fig. 1.4.11). Os dois últimos apresentam soluções sólidas contínuas quando sua cristalização se dá à temperatura elevada; porém, ao baixar a temperatura, começam a aparecer lacunas de solubilidade no estado sólido. Portanto, como fenômeno da região "subsolidus", encontra-se exsolução.

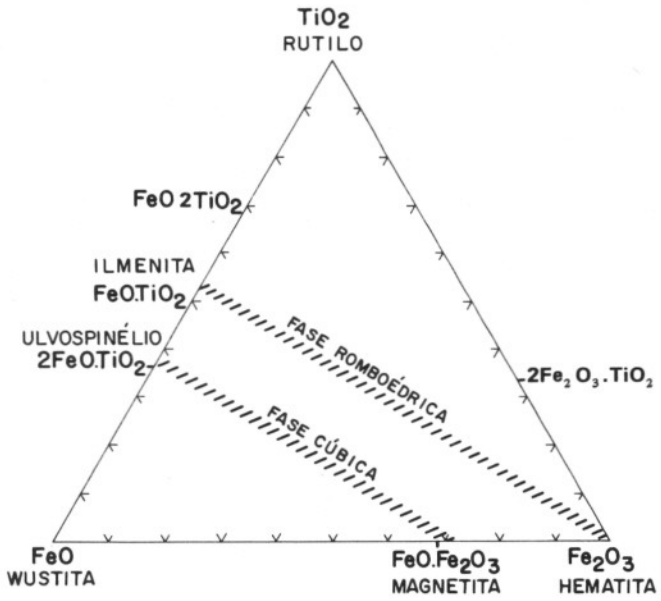


Fig. 1.4.11 – Óxidos de ferro e titânio. Modificado apud Taylor, 1964.

Outro óxido de pouca expressão é a perovskita, $CaTiO_3$, que pode ocorrer como componente acessório em rochas básicas ou alcalinas, e também é conhecida como constituinte em nódulos kimberlíticos e em inclusões dentro de diamantes.

Espinélios

A família dos espinélios é bastante grande. Todavia, apenas alguns membros ocorrem freqüentemente nas rochas ígneas, geralmente como minerais acessórios. Pode-se representar a fórmula química generalizada por $M^{2+}M^{3+}_2O_4$, exceção feita ao ulvoespinélio $Fe^{2+}_2Ti^{4+}O_4$. Dos membros da família dos espinélios, (sensu stricto) MgAl – hercinita Fe^{2+} Al, magnetita $Fe^{2+}Fe^{3+}$ – magnésio-ferrita $MgFe^{3+}$, e magnésio-cromita $MgCr^{3+}$ – cromita $Fe^{2+}Cr^{3+}$ são os mais comuns. O ulvoespinélio encontra-se dissolvido, como solução sólida, em magnetitas cristalizadas em alta temperatura, ou exsolvido delas à baixa temperatura. As variedades de hercinita, onde há uma substituição forte de Al por Cr^{3+}, são conhecidas como picotita, e, nos espinélios, onde Mg/Fe^{2+} cai dentro da faixa de 3 a 1, há a variedade pleonasto.

De todos os espinélios, a magnetita é a mais abundante, ocorrendo como um mineral acessório de distribuição bastante ampla. Por vezes, ela forma segregações magmáticas, onde sua concentração chega a níveis econômicos. De uma maneira geral, contém algumas percentagens moleculares de magnésio-ferrita e ulvoespinélio. No último caso, a quantidade dissolvida é uma função da pressão parcial de oxigênio, vigente quando de sua cristalização (ver p. 114). Como elementos-traço encontrados nesse mineral, destacam-se V, Cr e Ni.

A cromita sensu lato é também um mineral bastante difundido em rochas máficas e ultramáficas. Quando concentrada como horizonte em intrusões acamadas ou em segregações de seqüências ofiolíticas, a cromita chega a possuir uma grande importância econômica. Pode-se fazer uma separação empírica das composições mais freqüentes encontradas nessas duas ocorrências (fig. 1.4.12), onde se constata o fato de que as cromitas de ofiolitos possuem baixos teores de Fe e Al/Cr extremamente variável, enquanto, nas intrusões acamadas, Al permanece bastante constante e Cr/Fe varia.

Em rochas magmáticas, a composição da cromita precipitada depende, sensivelmente, da composição do magma (45). Na fig. 1.4.13 apresentam-se os percursos de cristalização dos magmas e a variação na composição das cromitas correspondentes, em três casos diferentes. É claro que pode ocorrer a

(45) Irvine, 1977.

Tabela 1.4.11

	1	2	3	4	5	6	7
SiO_2	0,07	0,22	0,05	–	–	0,46	0,17
TiO_2	7,27	8,84	0,02	4,06	0,12	48,9	50,99
Al_2O_3	5,98	3,03	59,0	7,60	13,5	0,26	0,24
Cr_2O_3	0,05	–	8,7	29,02	55,1	0,07	0,03
V_2O_3	0,15	0,75	0,05	–	–	–	–
Fe_2O_3	50,03	47,30+	1,16+	29,96	2,09+	–	–
FeO	32,28	37,63	9,5	26,70	16,5	47,9 *	47,6
MnO	0,22	0,41	0,11	1,11	0,36	0,55	0,70
MgO	4,17	1,21	20,4	5,88	11,1	0,32	0,14
CaO	0,16	–	0,01	–	–	0,10	0,03
TOTAL	100,33	99,38	99,00	101,33	98,77	98,56	99,9

Tabela 1.4.11 – (1) Magnetita titanífera em cumulados associados a basalto (c-a.). Média de duas. Ilha de São Vicente, Antilhas menores. Lewis, 1970 (Q)
(2) P. de magnetita titanífera em dacito (t.), ilha de Fonualei, Tonga oceano Pacífico. Ewart e outros, 1973 (Tabela 7, p. 445, nº F40) (M). (Obs. Fe^{3+} e Fe^{2+} calculados de acordo com composições ideais na série magnetita-ulvospinélio)
(3) Espinélio fracamente cromífero em espinélio peridotito, Oregon, E.U.A. Henry e Medares, 1980 (tabela 4, p. 219, nº VH9, matriz) (M)
(4) Picotita em intrusão ultrabásica acamada, ilha de Thum, Escocia. Henderson e Suddaby, 1971 (tabela 1, p. 27, nº 1) (M)
(5) Cromita em cumulado associado a ofiolito. Hemmelberg e Loney, 1980 (tabela 6, p. 257, nº 2.74) (M)
(6) Ilmenita de intrusão gabróica, fácies anortosítica, Duluth, E.U.A. Média de duas. Weiblen e Morley, 1980 (tabela 1, p. 97)
(7) Ilmenita, inclusa em diamantes brasileiros, média de quatro. Svisero, 1980 (tabela 3, p. 2321) (M)

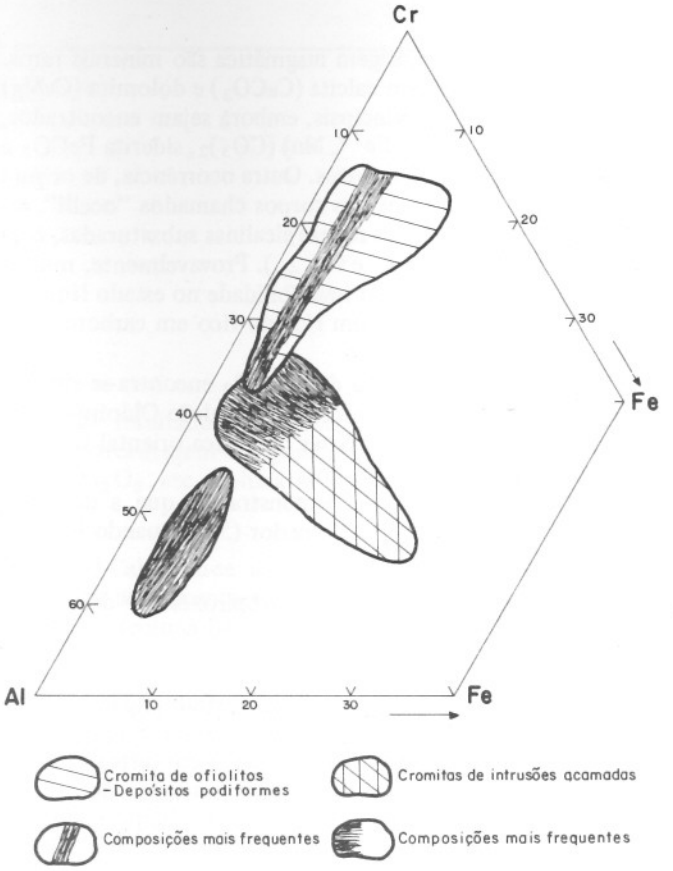


Fig. 1.4.12 – Composições de cromitos de depósitos podiformes em ofiolitos e de intrusões estratiformes. Modificado apud Dickey, 1975.

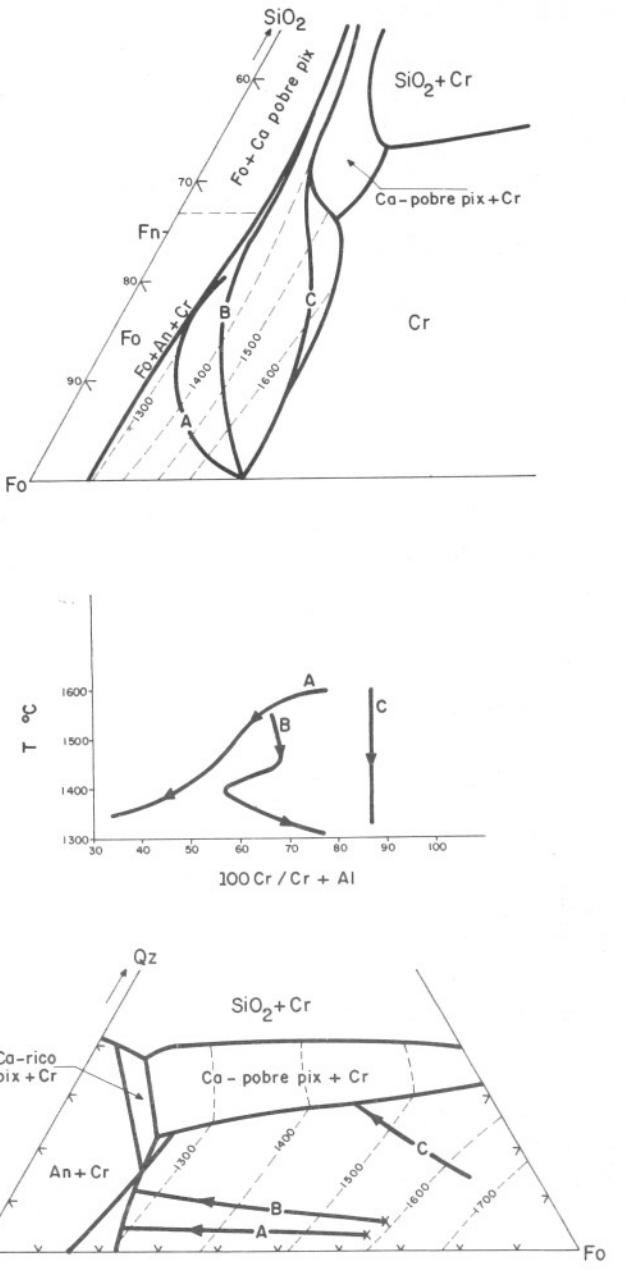


Fig. 1.4.13 – Dependência da composição de cromitas de acordo com a composição do magma. A = toleito dos fundos dos oceanos; B = toleito havaiano; C = magma peridotítico (Resumido apud Irvine, 1977).

cristalização da cromita de composição constante, da cromita de composição oscilatória ou da cromita cuja composição varia de uma maneira contínua.

A precipitação da cromita, a partir dos magmas máficos, já representa uma situação anômala, uma vez que a concentração considerada apropriada para esses magmas não corresponde àquela considerada a mínima necessária para permitir a cristalização deste mineral. Retomamos este ponto mais adiante (ver Vol. 2).

Família ilmenita-hematita

Membros desta família são minerais acessórios comuns em rochas ígneas, chegando a formar segregações magmáticas de importância econômica, associadas, principalmente, a gabros, noritos e anortositos (ver Vol. 2). Embora haja uma miscibilidade completa entre os membros extremos da série ilmenita ($FeTiO_3$) e hematita (Fe_2O_3), quando a temperatura for mantida superior a 1.050°C, existe uma lacuna de imiscibilidade a uma temperatura mais baixa, com uma extensão ainda não precisamente definida (46). Assim, há ainda dúvidas sobre a validade de geotermômetros que dependem da partição de elementos entre as fases cúbica e romboédrica/hexagonal nas rochas naturais (ver Vol. 2).

A ilmenita também ocorre como componente de kimberlitos e em inclusões, em diamantes. Sua origem, nestes casos, ainda está sendo debatida (47), e os resultados da discussão são de suma importância, uma vez que o problema de equilíbrio de titânio entre os minerais presentes no Manto Superior e os magmas dele derivados representa um empecilho grande no modelamento atual da composição químico-mineralógica desta região interna da Terra (ver p. 143).

Óxidos titaníferos

O rutilo e os polimorfos anatásio e brookita apresentam-se, tipicamente, em diferenciados graníticos e entre os produtos de sua alteração.

(46) Lindsley, 1973.

(47) Svisero, 1980.

SULFETOS (Tabela 1.4.12)

Embora cheguem a apresentar concentrações bastante expressivas, quer como depósitos maciços, quer como grãos disseminados em rochas ígneas, os sulfetos ocorrem, de um modo geral, apenas como acessórios. É raro, também, encontrar-se descrições da presença de sulfetos em rochas vulcânicas. Por exemplo, para toda a extensão do arco das Antilhas menores, conhece-se apenas uma referência à presença de sulfetos, onde raros grãos são identificados, provisoriamente, como bornita $CuFeS_4$ (48). Stanton (49, p. 534) chega a afirmar que, com exceção às segregações encontradas em lagos de lava no Havaí, desconhece-se concentrações de sulfetos em rochas vulcânicas modernas. Entretanto, há uma associação vulcânica importante, que é a de sulfetos predominantemente niquelíferos, com os peridotitos extrusivos, ou komatiítos. A maior expressão dessa associação é em vulcânicas de idade arqueana.

Portanto, as principais ocorrências de sulfetos em rochas ígneas são as das rochas plutônicas, incluindo-se nessa categoria os kimberlitos e os carbonatitos. Também ocorrem sulfetos como inclusões em diamante (47).

O único sulfeto que possui uma temperatura de "liquidus" comparável às temperaturas dos magmas basálticos, dentro da crosta, é a pirrotita ($Fe_{1-x}S$). Outros sulfetos encontrados no conjunto sulfetado de intrusões, tais como pentlandita $(Fe, Ni)_9 S_8$, calcopirita $CuFeS_2$ e pirita FeS_2 podem separar-se por exsolução no estado sólido, a partir de uma solução sólida homogênea, uma vez que a pirrotita é capaz de aceitar, no seu retículo cristalino, outros elementos, tais como o níquel e o cobre (50).

Além dos sulfetos de ferro, níquel e cobre, associados a rochas máficas ou ultramáficas, a galena PbS, a esfalerita ZnS e a calcopirita podem associar-se a pegmatitos derivados de granitos.

S	38,12
Fe	62,1
Ni	(a)
Cr	(b)
Cu	(c)

Tabela 1.4.12 – Pirrotita, inclusa em diamantes brasileiros. Média de quatro (a) duas análises, 0,48 e 1,26; (b) duas análises, 0,02 e 0,03; uma análise, 0,06. Svisero, 1980 (tabela 4, p. 2321) (M)

(48) Baker, 1972.
(49) Stanton, 1972.
(50) Tsai e outros, 1979.

CARBONATOS

Os carbonatos de origem magmática são minerais raros. Nos carbonatitos ocorrem calcita ($CaCO_3$) e dolomita $(CaMg)(CO_3)_2$, como os tipos principais, embora sejam encontrados, também, ankerita $Ca(Mg, Fe^{2+}, Mn)(CO_3)_2$, siderita $FeCO_3$ e rodocrosita $MnCO_3$, entre outros. Outra ocorrência, de origem ainda debatida, é nos pequenos corpos chamados "ocelli", associados, principalmente, às rochas alcalinas subsaturadas, com respeito à sílica (ver p. 63 e vol. 2). Provavelmente, muitos destes corpos originam-se por imiscibilidade no estado líquido, havendo uma separação de um líquido rico em carbonato de outro, em silicato.

Uma ocorrência singular de Na_2CO_3 encontra-se em derrames associados às erupções recentes do vulcão Oldoinyo Lengai, Tanzânia (51). Outros vulcões da África oriental também produziram derrames carbonáticos.

Estudos de laboratório demonstraram que a dolomita cálcica pode existir no Manto Superior (52). Quando há CO_2 presente, ocorre a reação:

olivina + clinopiroxênio + CO_2 = ortopiroxênio + dolomita.

FOSFATOS (Tabela 1.4.10, nº 3)

A apatita representa o principal fosfato encontrado em rochas ígneas. Embora seja um mineral comum, não é abundante na maioria das rochas ígneas. Apenas em certos carbonatitos e rochas alcalinas, é que passa da categoria de mineral acessório, para ser considerado como componente maior. De uma maneira geral, também pode ocorrer como um mineral principal, em segregações, onde acompanha óxidos titano-ferríferos.

Na fórmula $Ca_5(PO_4)_3$ (OH, F, Cl), o cálcio pode ser substituído por manganês e ferro ferroso, como componentes em quantidades menores, e por estrôncio e membros do grupo das terras raras, como componentes em traços. É normal encontrar-se fluoreto, como o ânion mais abundante, e hidroxila em proporções subsidiárias, de tal forma que as apatitas comuns são fluor-apatitas ou hidróxilo-fluor apatitas.

Como mineral acessório raro em granitos, sienitos e pegmatitos, encontra-se a monazita $(Ce, La, Th)PO_4$.

(51) Dawson, 1966.
(52) Wyllie, 1979.

LEITURAS COMPLEMENTARES

O livro "An introduction to the rock-forming minerals", publicado em 1966, representa um resumo da coleção:

Deer, W.A., Howie, R.A., e Zussman, J. 1962 – Rock-forming minerals. 5 vols. Longmans, Londres.

Este texto, publicado antes do advento da microssonda eletrônica, um instrumento que facilitou muito a análise de minerais e aumentou a capacidade de investigação, já se encontra um pouco desatualizado. No entanto, ainda não há um outro texto que o substitua.

Sobre os grupos individuais de silicatos, há os seguintes livros:

Anfibólios: Ernst, W. G., – 1968 – Amphiboles. Springer Verlag, Berlim. 140 pp.

Leake, B.E., 1978. Nomenclature of amphiboles: Amer. Miner., pp., 1923-1052; or can. Mineralogist 16, pp. 501-520.

Hawthorne, F.C., 1983. The crystal chemistry of amphiboles. Can. Miner., vol. 21, part 2, pp. 173-480.

Merril, R.B. e **Wyllie, P.J.**, 1975. Kaersutite and Kaersutite eclogite from Kakanui, New Zeland, water excess and water deficient melting to 30 Kbar. Geol. Soc. Amer. Bull. 86, pp. 555-570.

Piroxênios: Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper nº 2, 1969.

Feldspatos: Smith, J. V. – 1974 – The feldspars. 3 vols. Springer – Verlag, Berlim.

Das revistas especializadas, a "American Mineralogist" publica, anualmente, alguns artigos de interesse sobre minerias das rochas ígneas.

Mineralogical Soc. America, Reviews in Mineralogy: vol. 2 (Feldspar Mineralogy), vol. 3 (Oxide Minerals), vol. 7 (Pyroxenes), vol. 9A (Amphiboles), vol. 9B (Amphiboles and other hydrous pyriboles).

Anexo

Cálculo da fórmula química a partir de uma análise de um mineral silicático

Os resultados químicos, normalmente, são fornecidos como porcentagem em peso dos componentes como óxidos: SiO_2, Al_2O_3, etc. (coluna A no exemplo).

(1) Calculam-se as proporções moleculares dos óxidos, dividindo as porcentagens em peso de cada óxido por seu peso molecular (coluna B).

Tabela de pesos moleculares para o cálculo das composições de minerais.

A tabela fornecida no Anexo 1.6.2, p. 71, para o cálculo da norma CIPW, apresenta valores adequados para tal fim, porém imprecisos quando se trata de calcular a composição de um mineral. Deve-se utilizar valores da seguinte tabela:

SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	MnO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	CO_2
60,09	79,90	101,94	159,70	71,85	40,32	270,94	56,08	61,98	94,20	141,95	44,01

(onde o peso atômico de O é arredondado de 15,9994 para 16,00).

(2) Calculam-se as proporções atômicas do oxigênio para cada óxido: multiplique as proporções moleculares derivadas no passo (1) pelo número de átomos de oxigênio em cada óxido (coluna C).

(3) Somam-se as proporções atômicas do oxigênio.

(4) Procura-se o número de oxigênios em cada fórmula padrão: por exemplo, nas olivinas são quatro; nos piroxênios, seis, e assim por diante. Divide-se este número de oxigênios pela soma obtida em (3). Isto produz o fator a ser utilizado em (5).

(5) Multiplicam-se as proporções atômicas obtidas em (2) pelo fator obtido em (4) (coluna D).

(6) Em seguida, dividem-se os valores obtidos em (5), pelo número de oxigênios associados a cada cátion. Por exemplo, para cada Si em SiO_2, há dois oxigênios. Divide-se o resultado obtido em (5) por dois. Para cada dois Al em Al_2O_3, há três oxigênios. Divide-se o resultado obtido em (5) por 3/2. Para cada dois Na em Na_2O, há um oxigênio. Divide-se o resultado obtido por 1/2 (coluna E).

(7) A operação do passo (6) fornece o número de íons na fórmula. É possível agrupar os cátions, de acordo com sua posição na estrutura cristalina. Por exemplo, no caso de um anfibólio, calculando a fórmula na base de 24 (O, OH), há oito átomos no grupo tetraédrico. São preenchidas essas vagas primeiro, com o Si. Havendo uma deficiência, coloca-se uma parte ou todo Al. Havendo ainda uma deficiência, coloca-se o Ti, até completar a soma necessária. Se, após ter colocado todo Ti, ainda há uma deficiência, coloca-se a quantidade necessária de Fe^{3+}, para completar até oito átomos na posição tetraédrica.

Exemplo: cálculo da fórmula de uma olivina. Número de oxigênios = 4. Há 1 átomo na posição tetraédrica (IV) e 2 átomos nos locais octaédricos (VI).

A		B	C	D	E	
Óxido	%	Prop. Mol.	Prop. Átom. de 0	(C)xF	Prop. Atom. dos Cátions	Dist.
SiO_2	39,9	0,6640	1,3280	1,9986	0,9993	
TiO_2	0,03	0,0004	0,0008	0,0012	0,0006	0,9999 (IV)
Al_2O_3	0,00	0,0000	0,0000	0,0000	0,0000	
Fe_2O_3	0,86	0,0054	0,0162	0,0244	0,0163	
FeO	13,2	0,1837	0,1837	0,2765	0,2765	1,9921 (VI)
MnO	0,22	0,0031	0,0031	0,0047	0,0047	
MgO	45,4	1,1260	1,1260	1,6946	1,6946	

Soma 2,6578

Fator F = 4/2,6578 = 1,5050

Observações

(I) No exemplo, reportamos as proporções moleculares, etc. até quatro casas decimais. No entanto, três casas são adequadas para a maioria das finalidades.

(II) Com a precisão de quatro casas decimais utilizadas aqui, há uma pequena deficiência, tanto na soma $SiO_2 + TiO_2 + Al_2O_3$, que deve ser 1,0000, como na soma dos demais componentes, que deve ser 2,0000. Entretanto, a precisão utilizada no cálculo é exagerada. Quando se chega ao ponto de colocar os átomos, seria perfeitamente válido arredondar até três casas decimais.

Assim, parece que há uma pequena deficiência de cátions Mg^{2+} + Fe^{2+} + etc. correspondendo a, aproximadamente, 0,4% do total. Não obstante, a análise não reporta teores de níquel, cromo, etc. que deveriam estar presentes.

Cálculo das proporções atômicas dos membros extremos

Nesse exemplo, os átomos que correspondem aos membros externos da série são Mg = 1,6946 e Fe^{2+} = 0,2765. Calculam-se suas proporções atômicas das seguintes maneiras:

(I) Some as proporções atômicas

$$1{,}6946 + 0{,}2765 = 1{,}9711$$

(II) Divida as proporções atômicas de cada elemento por esta soma

$$Mg = 1{,}6946/1{,}9711 = 0{,}8597$$

$$Fe^{2+} = 0{,}2765/1{,}9711 = 0{,}1403$$

(III) Multiplique estes valores por 100, fornecendo, assim, as porcentagens atômicas dos dois membros extremos.

$$Mg = 86{,}0\%$$

$$Fe^{2+} = 14{,}0\%$$

Estes valores também correspondem às percentagens moleculares dos membros extremos Fo e Fa.

Outros minerais podem apresentar uma certa complexidade quando se chega à distribuição dos íons entre vários membros extremos. O caso das granadas é discutido por Nixon e outros (1963) e Nixon e Hornung (1968).

Capítulo 1.5

Texturas de Rochas Ígneas

Nos capítulos anteriores, foram discutidos alguns controles físicos e químicos que influenciam fatores, tais como a seqüência de cristalização de minerais, seu crescimento, e assim por diante. Os efeitos destes fatores manifestam-se na textura da rocha, que pode ser definida como sendo o conjunto de feições observadas em escala de amostra de mão ou em lâmina delgada ao microscópio. Há uma área de superposição, à escala de amostra de mão, entre as feições descritas como texturas, e as da estrutura de um corpo ígneo que representa as feições em escala mais larga. Conseqüentemente, o leitor pode encontrar, em outros livros, algumas das texturas aqui descritas, mencionadas como estruturas.

Neste capítulo, apresentamos um glossário de termos texturais, organizado de acordo com a natureza do processo que dá origem à feição em questão. É conveniente separar as texturas nas seguintes categorias:

I) Feições impostas durante a fase principal da cristalização, que incluem cristalinidade, tamanho dos grãos e sua morfologia, e reações entre as fases sólidas e o líquido remanescente.

II) Feições desenvolvidas durante o escoamento do magma.

III) Feições ligadas ao desprendimento de gases e fragmentação de magma.

IV) Feições desenvolvidas durante a fase de pós-solidificação, incluindo reações entre minerais e recristalização metamórfica.

V) Feições acidentais, tais como a inclusão de material alheio ao processo magmático.

Esta divisão salienta o fato de que a evolução de qualquer rocha ígnea, desde a geração do magma progenitor até o estado em que ela se encontra hoje, é complexa. Uma rocha vulcânica ou subvulcânica pode passar por um número de etapas de cristalização em câmaras magmáticas situadas em várias profundidades, antes de sua cristalização final, na superfície ou dentro do vulcão. Outros corpos ígneos podem cristalizar dentro da crosta, em grandes profundidades, onde sofrem os efeitos de metamorfismo, após sua solidificação. Sob condições de metamorfismo estático, os resultados de tal metamorfismo podem ser restritos a uma recristalização, que muda a morfologia dos cristais e ajusta sua composição, como uma resposta à imposição de condições físicas diferentes daquelas vigentes durante a cristalização. Muitas vezes, as intrusões em níveis mais altos da crosta retêm, sem modificações, as feições impostas durante a cristalização.

Algumas texturas já foram descritas em outras partes deste texto, tornando-se desnecessária uma discussão mais aprofundada. Novos termos recebem maior atenção.

Feições impostas durante a fase principal da cristalização

A **cristalinidade** da rocha é determinada, principalmente, pela velocidade de resfriamento do magma.

Holohialina vítrea, vítreo-fírica	Composta, exclusivamente, de vidro
Hipohialina	Composta, predominantemente, de vidro.
Hipocristalina	Composta, predominantemente, de cristais.
Halocristalina granular	Completamente cristalino

O **tamanho de grão** dos cristais também é ligado à velocidade de arrefecimento. Como palavras descritivas, temos:

Afanítica – Textura uniforme, fina, com cristais invisíveis ao olho desarmado; **cristalitos** são grãos extremamente pequenos, parecendo, ao microscópio, poeira; **microlitos** são grãos com características definidas (fig. 1.5.1).

Felsítica – Rocha afanítica de composição granítica.

Fanerítica – textura onde os cristais são visíveis ao olho desarmado.

Porfirítica – Cristais grandes (fenocristais) ocorrem em uma matriz mais fina (fig. 1.5.2). Um agrupamento de fenocristais dá origem à textura **glomeroporfirítica.**

Uma escala quantitativa encontra-se na tabela 1.5.1 (p.60).

A **morfologia** dos grãos é determinada por diversos fatores, tais como o espaço livre disponível ao redor do cristal em crescimento, fator influenciado pela seqüência de cristalização, e pelo equilíbrio entre as taxas de difusão no estado líquido e de crescimento dos cristais. Para os grãos individuais, têm-se os seguintes termos:

Euédrico (automorfo) – Cristal bem desenvolvido, limitado por suas próprias faces (fig. 1.5.3).

Subédrico (hipidiomorfo, hipautomorfo) – Cristal limitado, em parte, por suas próprias faces, porém possuindo, também, superfícies cuja forma está limitada pelos cristais vizinhos.

Anédrico (alotriomorfo, xenomorfo) – Cristal cuja forma está completamente determinada pelos cristais vizinhos (fig. 1.5.4).

Cristais ocos, esqueléticos – Cristais cuja morfologia externa pode ser perfeita; porém, cujo crescimento interno deu-

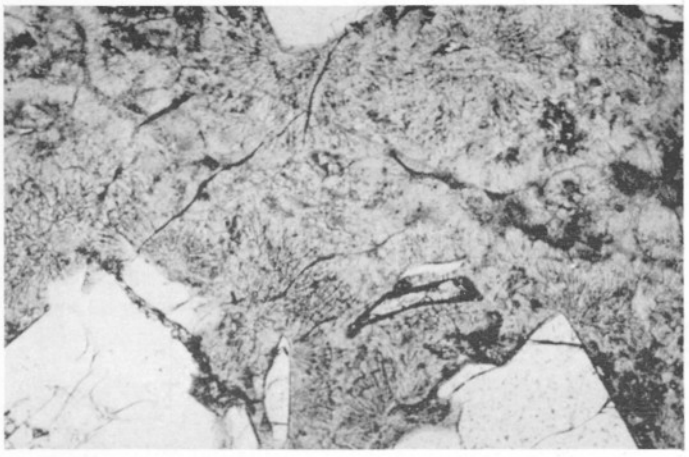


Fig. 1.5.1 – Cristalitos. Área do campo, 0,1 x 0,15 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

Fig. 1.5.2 – Textura microporfirítica, onde os fenocristais não são muito maiores do que os cristais da matriz. Este exemplo apresenta uma textura quase que seriada, onde há uma gradação de tamanhos dos cristais, desde os fenocristais até a matriz. Nicois cruzados, área do campo 0,3 x 0,4 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Hackspacher.

Fig. 1.5.3 – Cristal euédrico de anfibólio. Nicois cruzadas, comprimento do cristal 0,5 mm aprox. (A. N. S.).

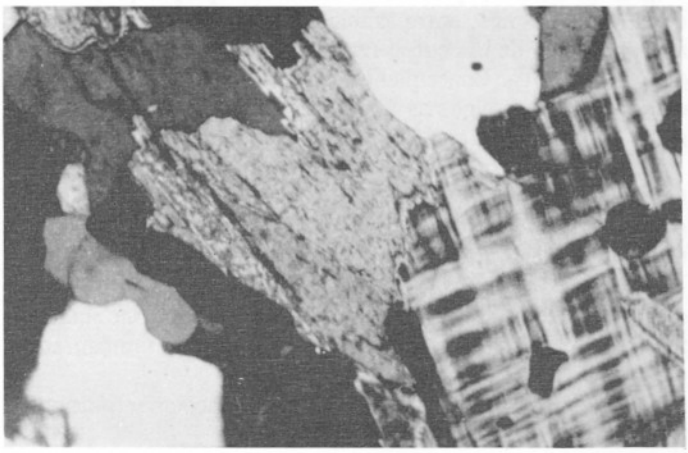


Fig. 1.5.4 – Cristais anédricos em granito. Nicois cruzados, área do campo 1,0 x 1,5 cm. aprox. (A. N. S.).

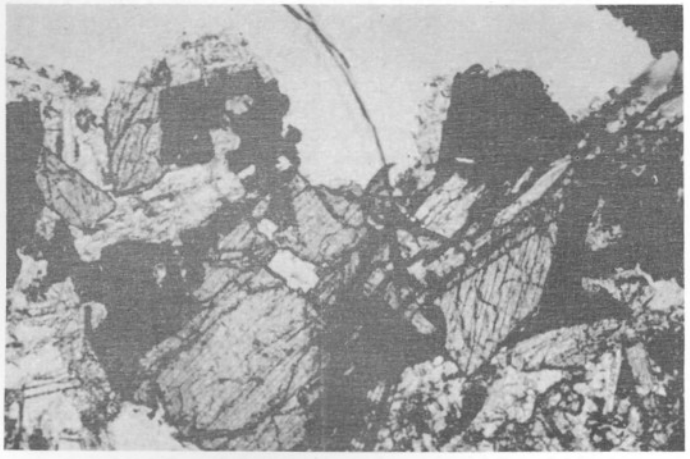


Fig. 1.5.5 – Cristais esqueléticos de magnetita (opacos). Área do campo, 0,4 x 0,6 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

Fig. 1.5.6 – Cristais parcialmente esqueléticos de ilmenita (opacos). Área do campo, 0,4 x 0,6 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

se de maneira imperfeita, deixando vazios que chegam a ser preenchidos por outros minerais (figs. 1.5.5 e 1.5.6).

Dendritos – Tipo de crescimento na forma de um galho de uma árvore, com muitas ramificações; usa-se, também, o termo pluma ou crescimento plumoso.

"Spinifex" – Textura particular de derrames de composição peridotítica (komatiitos), caracterizada pelo desenvolvimento excepcional de olivina e clinopiroxênio, em geral extremamente alongados e ocos.

Uma rocha pode ser classificada de acordo com a morfologia de seus grãos. Na relação seguinte, deve-se subentender a presença da palavra "granular".

Panidiomórfico, panautomórfico – Rocha composta, em essência, de cristais euédricos.

Hipidiomórfico, hipautomórfico – Rocha composta de uma mistura de grãos, com formas eu, sub e anédricos; textura típica de granitos, de onde se tem textura granítica.

Alotriomórfico, xenomórfico – Rocha composta de grãos anédricos, típicos de granitos de granulação fina ou aplitos, de onde se tem textura aplítica.

Texturas resultantes da seqüência de cristalização incluem:

Poiquilítica – Um grande grão mineral em continuidade ótica cerca um certo número de grãos menores de minerais de cristalização anterior.

Ofítica – Inclusão parcial de um mineral por um outro de formação posterior (fig. 1.5.7).

Subofítica, intersticial – Crescimento de um grão mineral no espaço deixado pelos minerais precoces, sem chegar a incluí-los; também chamada de textura diabásica (fig. 1.5.8).

Textura gráfica – Intercrescimento, em escala grosseira, de quartzo e feldspato, ocasionado por cristalização simultânea.

Granofírica – Intercrescimento, em escala fina, de quartzo e feldspato, freqüentemente originando estruturas cogumeliformes.

As texturas associadas à reação entre cristais e líquido incluem:

Zonação – Reação química contínua entre o mineral e o líquido; ocorre com aqueles minerais que são soluções sólidas contínuas, tais como plagioclásio e olivina (ver também, legenda da fig. 1.5.9).

Borda de reação – Desenvolvimento de uma camada fina composta de pequenos grãos de novo(s) mineral(ais) formado(s) ao redor de um núcleo de outro mineral e produzido(s) por reação deste com o líquido; exemplos são bordas de ortopiroxênio, ao redor de olivina, e de anfibólio, ao redor de clinopiroxênio (fig. 1.5.10).

Corrosão, ou embaiamento ("embayment") Reação descontínua entre minerais de formação precoce e líquido, conduzindo à sua dissolução ou absorção; os efeitos incluem o arredondamento de arestas e a formação de entradas que penetram nos cristais (fig. 1.5.11).

A separação de um líquido imiscível em magma silicatado conduz à produção de corpos esféricos ou subesféricos. A fusão de dois corpos pode resultar numa forma com padrão de halteres. A cristalização do líquido separado pode ocorrer durante e após a solidificação de seu hospedeiro. No primeiro caso, é possível que cristais derivados dos dois líquidos consigam transpor os limites originais dos esferóides, resultando numa penetração de cristais do corpo ao hospedeiro, e vice-versa.

Os nomes mais específicos utilizados na literatura incluem **varíolas** e **ocelli**, que se referem a qualquer corpo esférico ou subesférico; e esferulito, onde o corpo compõe-se de cristais dispostos radialmente. A literatura mostra uma certa imprecisão na utilização desses nomes, os quais podem referir-se a corpos de qualquer origem, unidos, apenas, por sua morfologia (fig. 1.5.12).

Feições desenvolvidas durante o escoamento do magma

Cristais ou pedaços de rochas que possuem morfologia tabular ou prismática podem sofrer alinhamento segundo as linhas de fluxo desenvolvidas dentro do líquido. Os principais termos são:

Textura fluidal ou **textura de fluxo** – Alinhamento grosseiro de fenocristais ou cristais da matriz; pode dar origem a um bandamento de cores, quando bem desenvolvida (fig. 1.5.13).

Bandamento de fluxo – Desenvolvimento de um bandamento conspícuo.

Textura traquítica – Desenvolvimento de um bandamento conspícuo. **Strictu sensu**, refere-se ao alinhamento de feldspatos alcalinos em traquitos; em outros casos, os termos **textura de feltro** ou **textura traquitóide** são nomes empregados.

"Schlieren" – Xenólitos (ver adiante) de rochas encaixantes, incompletamente digeridos pelo magma, por vezes estirados e com seus eixos principais alinhados (fig. 1.5.14).

Feições ligadas ao desprendimento dos gases e fragmentação do magma

O desprendimento dos gases durante a erupção do magma ou a solidificação de intrusões em alto nível crustal conduz a efeitos que variam desde os relativamente tranqüilos até os extremamente violentos. Estes incluem o despedaçamento explosivo do corpo de líquido. De modo geral, as texturas preservadas são aquelas que correspondem aos eventos durante a transição do material do estado plástico para o sólido. A perda de voláteis pode acelerar esta transição.

Vesícula, vacúolo – Cavidade pequena (de frações de um milímetro até poucos centímetros) deixada pela expansão de gases, após seu desprendimento; forma esférica, elipsóide; facilmente deformada, quando pode ficar achatada ou até curvada; muitas vezes, fica preenchida por minerais secundários (ver amígdala).

Escória – Material extremamente vesicular, com cavidades geralmente de diversas dimensões separadas por paredes finas compostas de material predominantemente vítreo; ocorre em material de composição basáltica até transicional, entre basalto e riolito.

Púmice, pedra-pome – Material vítreo, extremamente vesicular, com cavidades geralmente pequenas e de dimensões relativamente homogêneas, separadas por paredes extremamente finas; normalmente associado a composições riolíticas.

Textura de espuma – Os dois últimos nomes referem-se principalmente, às rochas fragmentares; quando há evidência de que o corpo mantinha sua continuidade, não ficando bastante despedaçado durante a erupção, fala-se da textura de espuma; no entanto, as manifestações microscópicas desta textura assemelham-se às duas últimas (fig. 1.5.15 e 1.5.16).

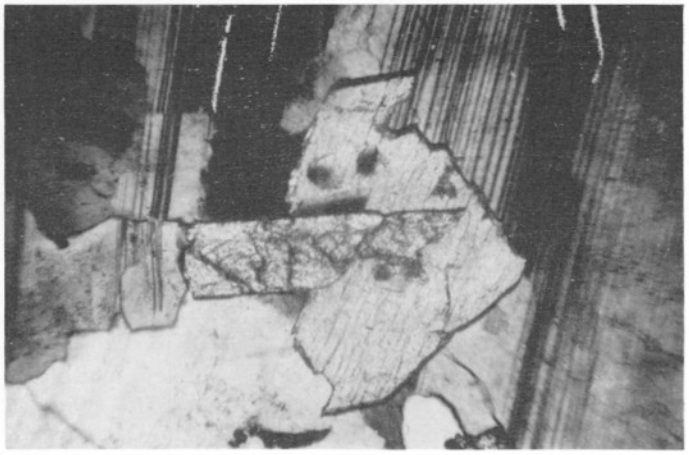


Fig. 1.5.7 – Textura ofítica. Um grão subédrico de anfibólio englobado parcialmente por plagioclásio. Nicois cruzadas. Área do campo, 0,2 x 0,3 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

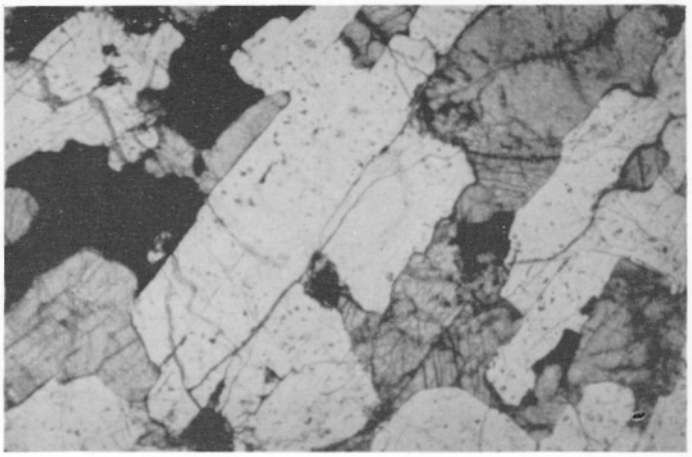


Fig. 1.5.8 – Textura diabásica. Área do campo 0,1 x 0,15 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

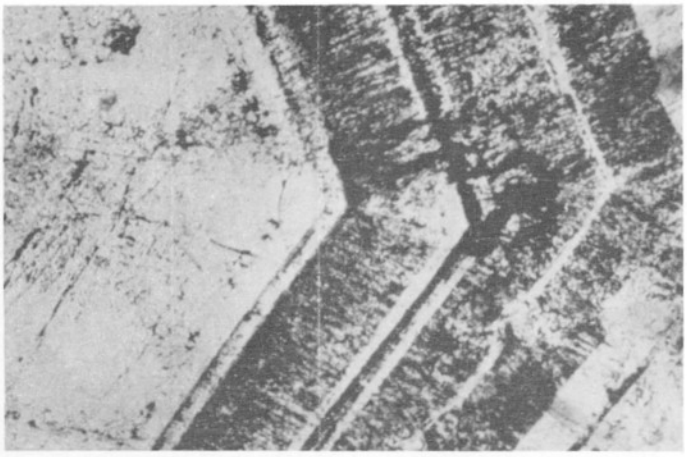


Fig. 1.5.9 – Zonação em quartzo causada por crescimento descontínuo e inclusão de material opaco. Área do campo, 0,2 x 0,3 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

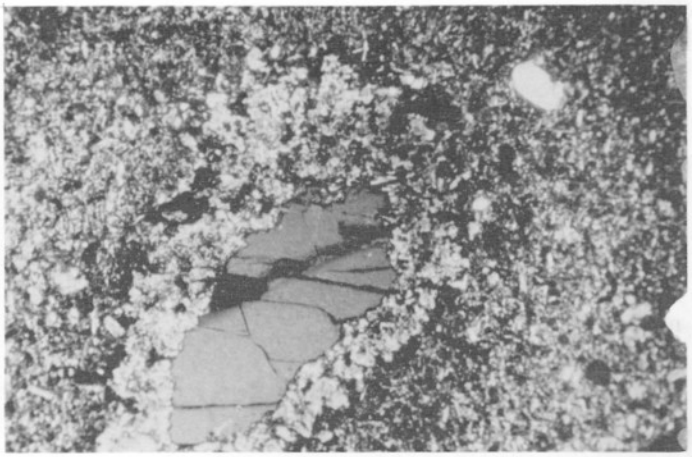


Fig. 1.5.10 – Borda de reação ao redor de olivina. O cristal tem um comprimento de 1 mm. aprox. Nicois cruzadas. (A. N. S.).

Fig. 1.5.11 – Fenocristais de quartzo corroídos num pórfiro. Nicois cruzados, área do campo 0,3 x 0,4 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

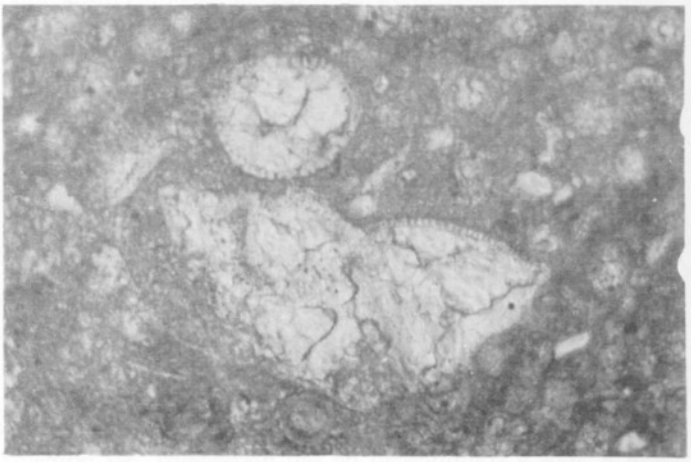


Fig. 1.5.12 – "Ocelli" de carbonato numa rocha alcalina sub-saturada com respeito a sílica. Área do campo 0,3 x 0,4 xm. aprox. (A.N.S.).

Cavidade miarolítica – Cavidade irregular, de tamanhos diversos, com projeção de cristais ao seu redor para dentro do vazio; pode ser preenchida por minerais secundários; comuns em granitos introduzidos em alto nível crustal.

"Vug" – Cavidade irregular, geralmente centimétrica e revestida por minerais secundários.

No caso das rochas fragmentares, algumas feições desenvolvem-se durante a erupção, ficando modificadas durante a fase pós-deposição, porém, antes da solidificação completa do corpo. O púmice, por exemplo, pode ficar achatado ou estirado durante sua deposição em depósitos fragmentares. Subseqüentemente, os processos de soldadura colam os púmices aos outros fragmentos, e a rocha torna-se endurecida.

"Fiamme" – Corpos em forma de labaredas, com dimensões desde milimétricas até decamétricas; são considerados como púmice achatado (fig. 1.5.17b).

"Shards" (cacos ou lascas) – Pequenos corpos geralmente cúspides de vidro (fig. 1.5.17a).

Textura de soldadura ou soldamento – Texturas observadas em rochas fragmentares, onde o processo de endurecimento faz parte da evolução da rocha; os fragmentos sofrem compactação e ficam colados uns aos outros, muitas vezes perdendo, parcial ou completamente, a sua identidade.

Feições desenvolvidas durante a fase pós-solidificação

Nesta categoria, agrupam-se um número de efeitos de origens diferentes. Incluem-se o preenchimento de cavidades por minerais secundários, desvitrificação de vidro, reação entre minerais e recristalização metamórfica.

Preenchimento de cavidades:

Amígdala – Vacúolo preenchido por minerais secundários, tais como quartzo, carbonatos, zeólitas, clorita e epidoto.

Drusa – "Vug" ou cavidade miarolítica preenchida, parcial ou completamente, por minerais secundários (fig. 1.5.18).

Desvitrificação – Processo de cristalização, no estado sólido, de vidro; caracterizada pela produção de massas microlíticas.

Esferulito – Corpo composto de cristais fibrosos ou planos, dispostos radialmente, que podem cortar estruturas preexistentes; observa-se o fato de que o processo de desvitrificação é apenas uma parte do mecanismo envolvido; a origem dos corpos esféricos de líquido que sofrem desvitrificação permanece em aberto.

Hidratação de vidro (?), perlito – Quando as estruturas apresentam vazios entre as camadas definidas pelas rachaduras, pode haver preenchimento deles por minerais secundários; a textura resultante é um litófise (fig. 1.5.19).

Crescimento no estado sólido

A presença de uma fase volátil pode promover o crescimento de cristais em rochas já solidificadas. Este fenômeno faz parte dos efeitos de metassomatismo, que é a introdução e a redistribuição de material na fase pós-solidificação.

Porfiroblasto – Cristal grande, cujo crescimento completou-se no estado sólido (fig. 1.5.20).

Na prática, é extremamente difícil sugerir critérios confiáveis para distinguir entre fenocristais e porfiroblastos, quando os cristais em questão são euédricos. O zonamento é uma feição desenvolvida durante a cristalização dos grãos; porém, igualmente, pode ser produzido durante o crescimento metassomático.

A presença de inclusões pode resultar do apanhamento de minerais estranhos durante uma fase de crescimento rápido do mineral, a partir de líquido; contudo, também pode ocorrer por processos metassomáticos.

Feições desenvolvidas por reações entre minerais no estado sólido

Estrutura de coroa – Quando utilizada como termo específico, refere-se ao fenômeno produzido por reação entre a olivina e o plagioclásio; forma-se um manto de pequenos cristais de piroxênio ou anfibólio mais espinélio; como termo geral, pode referir-se para qualquer manto de reação produzido no estado sólido.

Simplectita – Intercrescimento microscópico, muitas vezes com corpos vermiformes, de minerais neoformados a partir da reação de outros, no estado sólido.

Mirmequita – Um núcleo de plagioclásio, cercado por um intercrescimento vermiforme microscópico de quartzo e plagioclásio sódico em zonas de contato entre feldspato alcalino e plagioclásio, crescendo do plagioclásio em forma de couve-flor (fig. 1.5.21).

Rapakivi – Corpos geralmente ovóides de alguns centímetros de comprimento, compostos de núcleos de feldspato alcalino com bordas de plagioclásio sódico; muitas vezes, contêm inclusões dispostas concentricamente em relação ao núcleo. É provável que esses corpos se originem, em parte, no estado líquido.

Além destas texturas particulares, há outras que não rebem denominações especiais; porém, que podem acusar reações no estado sólido. O crescimento penetrativo de um mineral dentro de outro pode representar o início do processo de substituição por reação. O padrão apresentado varia de faces ligeiramente curvadas até corpos com formas de dedos.

Pseudomorfo – Cristal de um mineral que preserva o hábito de outro; o segundo mineral substitui completamente o primeiro, por reação; também, o pseudomorfo pode ser composto por um conjunto de minerais; exemplos são cristais de plagioclásio substituídos por sericita ou epidoto, olivinas substituídas por serpentina e opacos, piroxênios por anfibólio ou clorita (fig. 1.5.22).

Os efeitos de metamorfismo estático podem resultar em recristalização da rocha original. O mosaico cristalino desenvolvido tende a ser equigranular, e os grãos adotam faces planas que não correspondem às faces cristalográficas quando o equilíbrio é alcançado. O ângulo entre faces aproxima-se a 120° (fig. 1.5.23).

Feições acidentais

Durante a ascensão do magma à superfície, cristais ou fragmentos de rochas que compõem as paredes dos conduítes podem ficar incorporados ao magma. Muitas vezes, sofrem digestão parcial pelo magma, fenômeno este marcado pela presença de uma crosta de reação ao redor dos corpos.

Xenocristal – Cristal apanhado pelo magma; distinguido pela presença, nele, de deformações inexistentes nos cristais derivados por cristalização do magma e por possuir composições distintas.

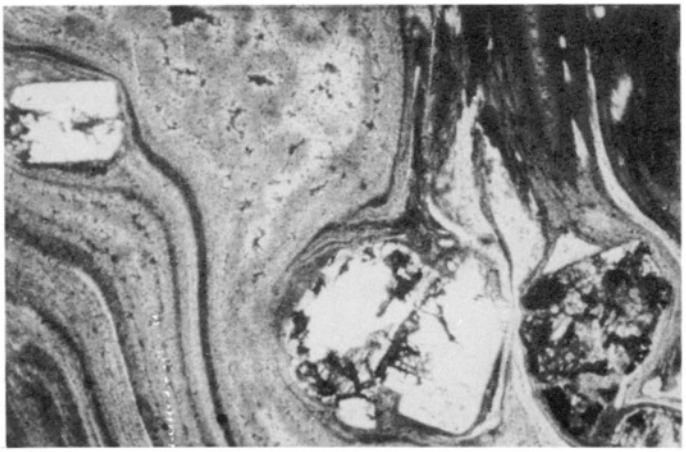


Fig. 1.5.13 – Textura fluidal. Área do campo, 0,1 x 0,15 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

Fig. 1.5.14 – "Schlieren" e inclusões estiradas num granito com estrutura bastante orientada. O disco preto tem um diâmetro de 4 cm (I. McR.).

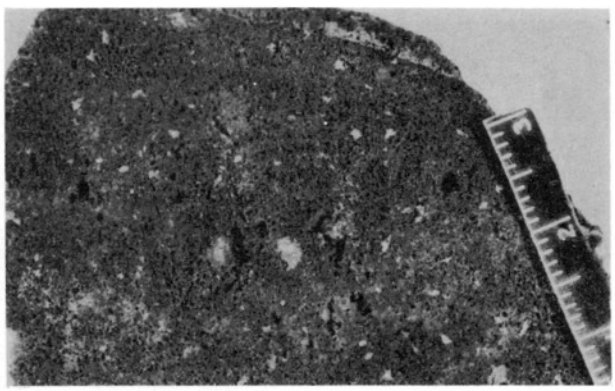


Fig. 1.5.15 – Derrame espuma. As divisões são em mm e cm (I. McR.).

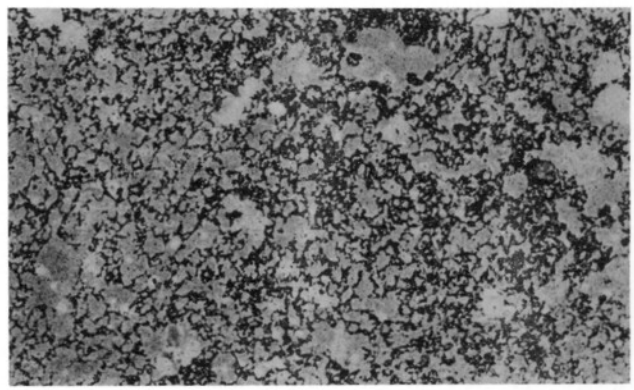


Fig. 1.5.16 – Derrame-espuma em seção delgada. Área do campo 1,0 x 1,5 cm aprox. (I. McR.).

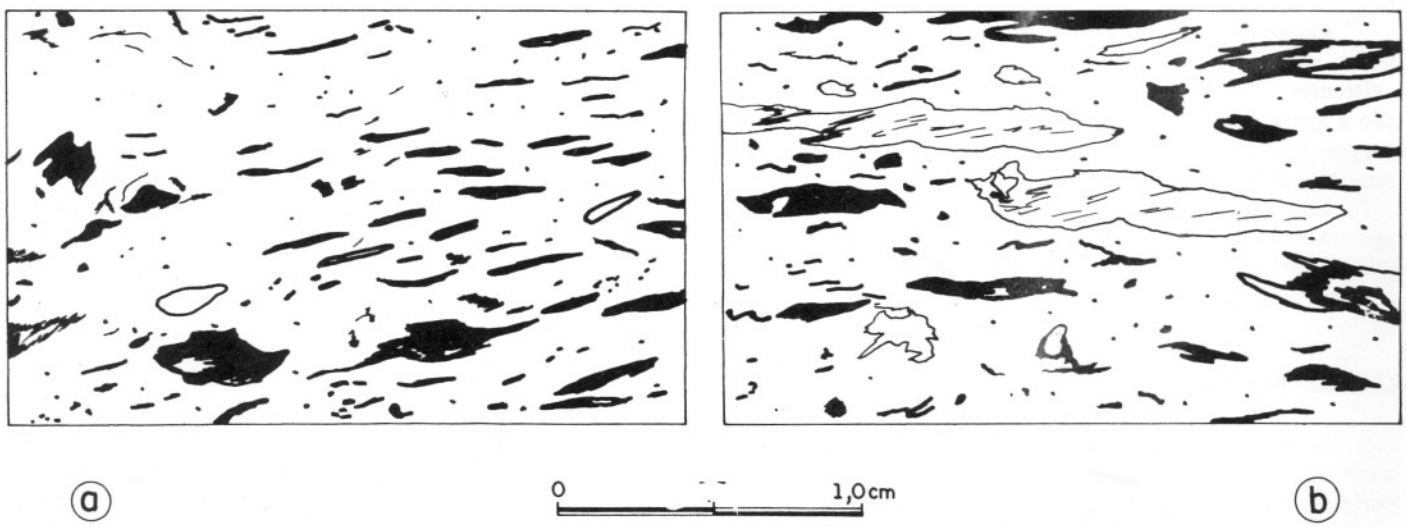


Fig. 1.5.17 – Texturas em ignimbritos: (a) "shards" (escuros) e vacúolos (claros). (b) "fiamme" (escuros). A matriz vítrea representa-se pela base ligeiramente acinzentada. (I. McR.).

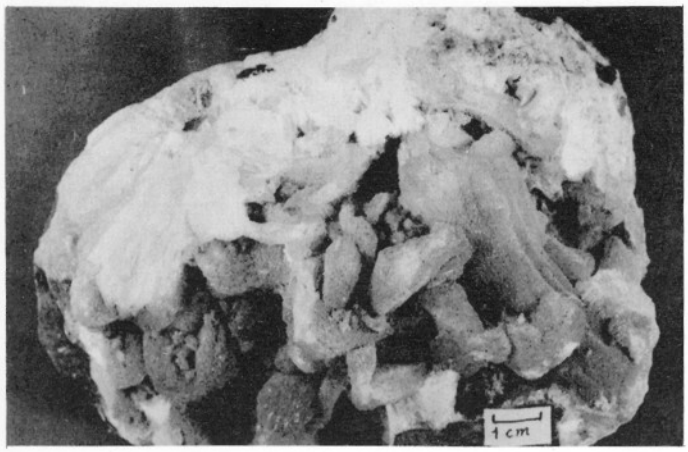


Fig. 1.5.18 – "vug" em basalto preenchido por zeólitos (A.N.S.).

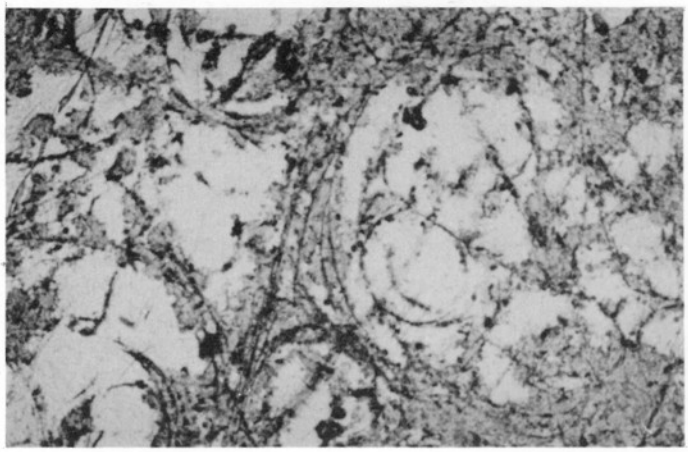


Fig. 1.5.19 – Perlitos. Área do campo 0,2 x 0,3 cm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

Fig. 1.5.20 – Porfiroblasto de feldspato potássico crescido dentro de xenólito máfico. Rocha hospedeira, granito porfirítico. (I. McR.).

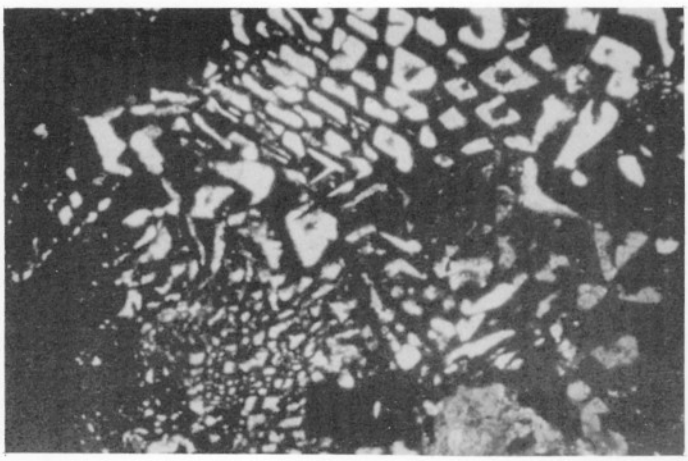


Fig. 1.5.21 – Mirmequita. A parte inferior do campo mostra a zona entre o plagioclásio (fora do campo, à direita) e feldspato alcalino (à esquerda). A parte superior mostra inter-crescimento micrográfico. Nicóis cruzados, área de campo 0,2 x 0,3 mm, aproximadamente.

Fig. 1.5.22 – Pseudomorfo, onde óxidos estão substituindo anfibólio. O grão possui um comprimento de 0,5 mm. aprox. Foto, cortesia do Prof. Dr. Peter Hackspacher.

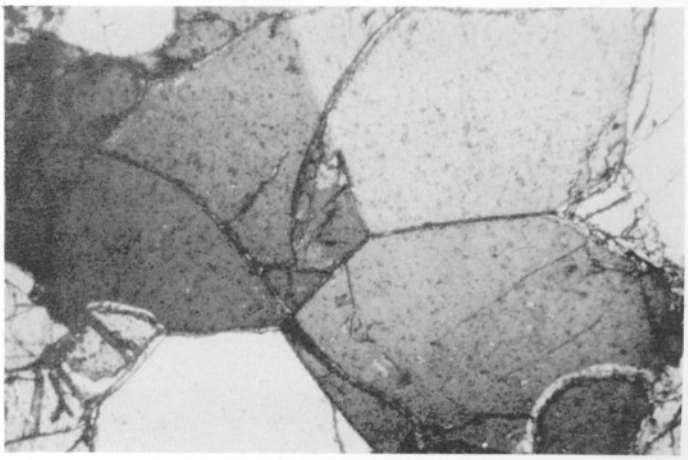


Fig. 1.5.23 – Textura de recristalização em equilíbrio num nódulo ultramáfico. As bordas dos grãos são lineares, e os ângulos de interseção são de 120º aproximadamente. Nicois cruzados, área do campo 0,15 x 0,2 cm aproximadamente. (A.N.S.).

Tabela 1.5.1

	Rochas de granulação fina a grosseira	Rochas de granulação pegmatítica
Fino	< 1 mm	< 2,5 cm
Médio	1 – 5 mm	2,5 – 10 cm
Grosseiro	5 mm – 2 cm	10 – 30 cm
Muito grosseiro	> 2 cm	> 30 cm

Xenólito – Fragmento de rocha; quando possui morfologia elipsóide e uma composição ultramáfica, costuma-se falar de nódulo (fig. 1.5.24).

Enclave – Qualquer inclusão de uma rocha dentro de uma outra. Inclui xenólitos (compostos por rochas muito diferentes) e antólitos (compostos por rochas semelhantes, relacionadas geneticamente à hospedeira).

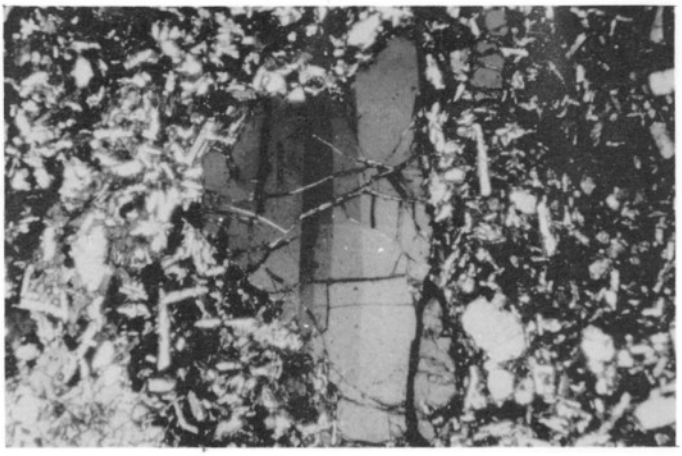


Fig. 1.5.24 – Lamela de deformação num xenocristal de olivina em basalto alcalino. Nicois cruzados, comprimento do grão 0,5 mm aprox. (A.N.S.).

LEITURAS RECOMENDADAS

Há uma seleção bastante grande de textos sobre as rochas ígneas e suas textura. Selecionamos:

Moorhouse, W.W. – 1959 – The Study of Rocks in Thin Section. Harper & Row, New York, 514 pp.

(Contém descrições dos minerais e tabelas de identificação, além de desenhos e algumas fotografias das rochas).

Moorhouse, W.W., 1970. A comparative Atlas of textures of Archean and Younger volcanic rocks: Geol. Assoc. Canada, Special paper 8, 50 pp.

Mackenzie, W.S., C.H. Donaldson e C. Guilford – 1982 – Atlas of igneous rocks and their textures. Longman, Londres, 148 pp. (Fotografias coloridas de muitas texturas, com comentários).

Barre, J.P. – 1980 – Microtexture des roches magmatiques et metamorphiques. Masson, Paris. 192 pp.

(Inclui discussões dos fatores que controlam o desenvolvimento das texturas. Inclui desenhos de muitas texturas).

Há, ainda, três atlas sobre granitos, gnaisses e rochas correlatas, basaltos, e rochas ultramáficas, por Augustithis, editados por Elsevier. Estes atlas contêm seleções sem par de fotografias de textura. Só não podemos recomendar estas obras ao estudante de graduação por causa de seus elevados preços.

Capítulo 1.6

Classificação da Composição Mineralógica e Química das Rochas

Existem muitos esquemas de classificação das rochas ígneas, desde os mais simples até os mais complexos. As classificações se baseiam, geralmente, nas composições mineralógica e química destas rochas. Até há bem pouco tempo e contrastando com a situação já desenvolvida no estudo da gênese de depósitos minerais, as classificações de rochas ígneas ainda careciam de implicações genéticas. Hoje em dia, há uma tendência, por parte de alguns autores, de incluir ou modificar classificações, para lhes dar um aspecto tectônico. Uma limitação de tal esquema é que, se as atuais interpretações tectônicas vierem a ser consideradas como inválidas, então as classificações que nelas se apóiam também se tornarão inválidas. Outro problema, como salientado em seção anterior, é que o atual regime da tectônica das placas pode não ter sido aquele que prevaleceu em épocas mais antigas. Assim, as classificações tectônicas terão que admitir este fato e introduzir outras categorias para as rochas mais antigas.

CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA

Os elementos-chave de quase toda a classificação mineralógica proposta são os seguintes:

I) Pares de certos minerais, como quartzo e olivina magnesiana, não podem coexistir em estado de equilíbrio, porque reagem; assim, a não ser que existam condições especiais (preservação de um mineral, por possuir um escudo de proteção de outro mineral, por exemplo), os pares são incompatíveis. Rochas que contêm quartzo devem ser separadas daquelas que contêm olivina ou feldspatóides.

II) A coexistência da olivina magnesiana, piroxênios magnesianos e minerais do grupo de espinélio – todos máficos – é freqüente em certos tipos de rocha. Em outros tipos, encontram-se, predominantemente, minerais félsicos – quartzo e feldspato, por exemplo. Uma divisão entre estes tipos pode ser feita com base na proporção dos minerais máficos.

III) No caso citado, há uma variação de composição observada nos plagioclásios, sendo mais cálcicos naquelas rochas que contêm uma proporção maior dos minerais máficos e mais sódicos naquelas que contêm uma maior proporção dos minerais félsicos; assim, uma outra base para a classificação mineralógica pode ser a composição do plagioclásio na rocha.

IV) Concomitantemente com a variação da composição do plagioclásio, é bastante comum encontrar-se uma variação na razão volume de plagioclásio/volume de feldspato alcalino na rocha. A razão diminui, paralelamente, com o decréscimo do teor de cálcio no plagioclásio.

V) Há instâncias nas quais o piroxênio dominante é o clinopiroxênio, e nas outras, o ortopiroxênio. A proporção relativa destes piroxênios também serve como uma base para a classificação.

Quais os elementos desejados numa classificação? De acordo com Streckeisen (1), um dos principais é a simplicidade. Muitos autores salientam que, em qualquer classificação de rochas ígneas, se tentam traçar linhas divisórias entre um tipo de rocha e outro. No entanto, na natureza tais distinções nítidas não existem. Assim, qualquer divisão é artificial. Quem tenta propor uma nova classificação, tendo como base a simplicidade, necessariamente enfrenta o problema de respeitar as tradições desenvolvidas no decorrer do tempo. Ao mesmo tempo, cabe-lhe tentar eliminar dúvidas, confusões e o supérfluo.

Face à existência destes fatores, qualquer proposta de uma nova classificação unificada é interessante, porém, fatalmente, enfrentará críticas e objeções. Não obstante, as novas classificações IUGS (2) ainda estão repletas de palavras topônimas, cujo significado tem que ser memorizado, muito embora os proponentes forneçam uma terminologia nova, descritiva; porém, às vezes, incômoda. Os autores deste texto recomendam a adoção desta classificação, uma vez que já está sendo utilizada por muitos petrólogos brasileiros.

Uma classificação que se baseia em proporções dos minerais, necessariamente, exige que se possa identificar os minerais presentes e estimar suas proporções. Embora relativamente fácil, no caso das rochas plutônicas, cuja granulação é bastante grosseira, o caso das rochas vulcânicas, com suas matrizes finas ou vítreas, introduz complicações. Como sugerido por Streckeisen, é possível classificar-se rochas vulcânicas porfiríticas com base em seus fenocristais; contudo, tal classificação é pouco satisfatória no caso das rochas que contêm poucos fenocristais.

Classificação mineralógica para uso no campo

A classificação completa de Streckeisen necessita de um exame petrográfico bastante cuidadoso para ser aplicada. Portanto, apresenta-se, na tabela 1.6.3, no anexo 1.6.1.1 uma classificação simplificada, que independe de uma estimativa exata das proporções dos feldspatos – uma determinação, por vezes, difícil de se realizar, mesmo em lâmina delgada, sem recorrer às técnicas de coloração seletiva (3) para identificar com certeza os dois tipos de feldspatos.

(1) Streckeisen, 1975
(2) IUGS, 1973; Streckeisen, 1979
(3) Allman e Lawrence, 1972, pp. 106-108

Classificação simplificada de campo – índice de cor

A não ser que se trate de uma rocha de granulação bastante grosseira, cujos minerais são de fácil identificação no campo, o esquema anterior ainda é difícil de ser aproveitado. É interessante, por conseguinte, dispor de uma classificação menos exigente, que possa ser aplicada às rochas finas no campo. O índice de cor é representado pela proporção de minerais máficos na rocha. É possível transformar-se este índice numa escala de tonalidade que serve para identificar, provisoriamente, o tipo da rocha. Havendo a possibilidade de identificar certos minerais-chave, pode-se estender ainda mais a classificação (tabela 1.6.1).

No entanto, é necessário chamar a atenção para algumas armadilhas naturais que podem produzir uma confusão. Em determinados sienitos, as rochas classificadas, de modo geral, como félsicas, o feldspato alcalino pode adotar uma coloração avermelhada, intensa, de tijolo. Nos anortositos, que contêm mais do que 90% de plagioclásio, este mineral pode assumir tonalidade acinzentado-escura. Em certas rochas vulcânicas, os dacitos ricos em ferro e as variedades porfiríticas com base vítrea ou microcristalina adotam uma tonalidade extremamente escura. Em todos esses casos, o fato de equacionar intensidade de cor ao índice de cor conduz a identificações errôneas. Por outro lado, nos basaltos ou andesitos basálticos, onde há um estado fraco de oxidação que deixa quase que a totalidade do ferro presente no estado ferroso, a coloração observada pode ser intermediária ou, até, clara.

Os efeitos de alteração secundária geralmente envolvem oxidação do ferro ferroso presente na rocha, o que resulta numa intensificação da cor dela. Assim, andesitos oxidados podem adquirir uma tonalidade bem mais escura do que a normal, que é cinza, pouco escura, até clara. Enquanto isso, a serpentinização dos corpos ultramáficos muitas vezes resulta na produção de minerais bem mais claros do que os originais.

Aceitando essas restrições, a cor real das rochas serve como guia para sua classificação preliminar no campo.

CLASSIFICAÇÕES QUÍMICAS

Quando a textura da rocha é tal que dificilmente se consegue identificar os minerais, mesmo por microscopia, impedindo estimar-se suas proporções relativas, é necessário recorrer a outras classificações, como as químicas. Além do mais, a química de qualquer rocha pode confirmar as afinidades – toleiítica, calcoalcalina, alcalina e peralcalina – sugeridas pelo exame petrográfico de rochas, cuja granulação o permite.

Classificação normativa

Uma das maneiras mais lógicas de aproveitar-se os resultados das análises químicas é tentar distribuir os componentes químicos por minerais modelados, de acordo com suas proporções encontradas nas fórmulas moleculares. Tal procedimento foi sugerido pelos petrólogos Cross, Iddings, Pirsson e Washington (4), a cuja norma ficou conhecida como CIPW. Algumas restrições são observadas: a ordem de distribuição dos componentes (ver anexo) segue um esquema rígido, que não necessariamente segue a ordem natural de distribuição, de acordo com a seqüência de cristalização. Os minerais modelados correspondem a minerais perfeitos e levam em conta apenas as mais simples das substituições elementares; o esquema não leva em conta a presença de minerais hidratados.

Além destas restrições primárias, a norma CIPW pode sofrer, em conseqüência dos efeitos da oxidação. Cada molécula de FeO presente é juntada a uma proporção molecular igual de Fe_2O_3, para formar magnetita após ter combinado com qualquer TiO_2, para formar ilmenita. Qualquer sobra de FeO é combinada a SiO_2, para formar silicatos. Oxidação secundária reduz a quantidade de FeO disponível e, assim, pode liberar SiO_2 normativo. Tanto na norma com na moda, a presença da sílica em excesso influencia, fundamentalmente, na classificação da rocha, podendo passar de alcalina para toleiítica aparente no esquema normativo, em decorrência da oxidação. A única maneira de contornar-se tais distorções é realizar um exame cuidadoso da lâmina delgada, para evitar a análise das rochas alteradas.

Para compensar as deficiências primárias relacionadas, foram propostas algumas soluções. Algumas destas partem da norma CIPW (5); porém, ainda não foram adotadas pela grande maioria daqueles que lançam mão do esquema CIPW. Um esquema diferente foi proposto (6), no qual, em vez de cal-

(4) Cross et alii, 1903
(5) Rittmann, 1973
(6) Niggli, 1973

Tabela 1.6.1 – Índices de cor e colorações das rochas ígneas

Índice de cor	Termo	Cores reais de rochas frescas	Cores em rochas alteradas	Rochas típicas	Exceções
30	Leucocrático	Branco, cinza clara, creme, rósea		Granito, aplito, riolito dacito, pedra-pome	Sienitos (avermelhados), dacitos ricos em ferro (pretos), obsidianos (escuros), anortositos (cinza escura)
30 – 60	Mesocrático	Cinza média	Roxa, fortemente avermelhada, etc.	Andesito, diorito, alguns basaltos pouco oxidados	
60 – 90	Melanocrático	Cinza escura até quase preta	Idem	Basaltos, gabros, melagros	
90	Hipermelânico	Verde escura até quase preta	Fortemente avermelhados ou amarronzados	Dunitos, peridotitos komatitos	Serpentinitos (às vezes, verde clara)

cular as proporções minerais modeladas, começa-se com a recomposição das análises químicas, em termos de parâmetros generalizados. Estes parâmetros são a norma molecular para classificar a rocha; contudo, também podem ser redistribuídos, através de esquemas bastante flexíveis, para se compor conjuntos mineralógicos variados (ver anexos 1.6.3 e 4).

Características gerais

No cálculo da norma CIPW, há regras que versam sobre as distribuições de SiO_2 e Al_2O_3. De acordo com a presença de excessos desses componentes, ou não, é possível classificar as rochas ígneas, de uma maneira geral. Por exemplo, havendo uma deficiência de SiO_2, é necessário recompor a norma, em termos dos minerais subsaturados, como olivina ou criticamente subsaturados, como nefelina, leucita e, raramente, outros. Neste caso, a rocha é chamada de subsaturada. Por outro lado, outra rocha pode apresentar nem deficiência nem excesso de SiO_2: não apresenta nem minerais subsaturados, nem quartzo, na sua norma. No caso, fala-se de uma rocha saturada. Finalmente, havendo quartzo presente na norma, fala-se de uma rocha supersaturada. Enquanto faz-se a distinção entre subsaturado e criticamente subsaturada na discussão de diagramas de fase, poucas vezes faz-se isso em classificação.

O mesmo conceito de saturação pode ser aplicado no caso de Al_2O_3. Havendo um excesso de Al_2O_3 molecular, além do necessário para combinar com as moléculas de CaO, Na_2O e K_2O na formação dos feldspatos, a norma CIPW o distribui para coríndon. Ao contrário do caso de SiO_2, onde as mineralogias normativa e modal, muitas vezes, concordam, pelo menos de uma maneira qualitativa, as rochas supersaturadas, com respeito a Al_2O_3, ou peraluminosas, raramente contêm o coríndon, embora possam apresentar outros minerais ricos nesse componente, tais como topázio, granadas ou silicatos de alumínio. No outro extremo da escala, quando a quantidade de Al_2O_3 é inadequada para saturar a soma $Na_2O + K_2O$, estes elementos têm que ser admitidos em minerais normativos, tais como acmita e minerais não-naturais. Na moda, aparecem minerais, como piroxênios ou anfibólios alcalinos e enigmatita, um piroxenóide contendo sódio e titânio, bastante característico desta classe peralcalina.

Na classificação original (7), a faixa intermediária era dividida em duas categorias. Hoje, a tendência é de considerar-se apenas uma terceira classe, a metaluminosa, onde Al_2O_3 varia de um valor aproximadamente igual à soma dos álcalis até um pouco inferior à soma dos álcalis mais cálcio. Nesta classe, as composições normativa e modal correspondem bem uma a outra.

Acidez e basicidade

Termos herdados da época quando ainda se consideravam os silicatos como sendo sais de ácidos hipotéticos com os cátions comuns, hoje em dia são cientificamente obsoletos, porém consagrados na terminologia ígnea. Rochas básicas são aquelas em que o componente ácido (SiO_2) é de igual ou menor abundância do que as bases. No caso, as bases mais abundantes nas rochas deste tipo são CaO, MgO e FeO, e não as bases mais fortes da Química, Na_2O e K_2O. Por outro lado, as rochas ácidas são aquelas em que o SiO_2 predomina. No caso, os cátions presentes são justamente bases fortes, no sentido químico. Hoje em dia, há uma tendência de falar de rochas máficas, em vez de básicas, e de rochas félsicas, em vez de ácidas. Entretanto, tal distinção introduz uma confusão com respeito aos anortositos, compostos de, pelo menos, 90% de plagioclásio. Não são máficos nem félsicos e, sim, básicos.

(7) Shand, 1927

Classificações paramétricas

Incluem-se, nesta categoria, as classificações que aproveitam índices calculados a partir dos resultados químicos ou até das normas CIPW ou moleculares, de modo geral para realçar alguma faceta das afinidades químicas das rochas. É grande o número de índices propostos, porém, com apenas algumas exceções, sua aplicação muitas vezes se restringe ao próprio autor ou aos membros da sua escola. Assim, a presente discussão restringe-se apenas a alguns exemplos dos índices de maior aceitação. Outros exemplos podem ser encontrados em outras partes deste livro.

Índice de diferenciação

Partindo-se de uma hipótese de diferenciação, como responsável pela variedade de rochas presentes num único centro ígneo, é lógico que se preocupe com algum índice químico que possa destacar qualquer relacionamento entre os diversos termos químicos e mineralógicos presentes. Um tal índice pode ser o teor da sílica na rocha (ver p. 122); porém, nem sempre este parâmetro representa um índice confiável do grau de diferenciação do magma progenitor. A diferenciação toleiítica pode ser acompanhada, no seu curso, por uma constância ou até uma diminuição do teor em sílica nas rochas diferenciadas.

Por este motivo, foram introduzidos outros índices, como o de Larsen (8), subseqüentemente modificado por Nockolds e Allen (9), que até certo ponto eliminam as desvantagens apresentadas por SiO_2, como índice,

índice de Larsen: $(1/3\ SiO_2 + K_2O) - (CaO + MgO + FeO)$;

Nockolds e Allen: $(1/3\ Si + K) - (Ca + Mg)$.

Os índices são calculados na base da percentagem em peso dos óxidos (Larsen) ou elementos (Kockolds e Allen).

Um defeito destes índices é que eles não possuem uma sensibilidade para destacar diferenças significativas em rochas félsicas. O índice de Thornton e Tuttle (10), aproveita a composição normativa de tais rochas:

índice Thornton-Tuttle: Qz + Or + Ab + Ne + Ks + Lc (normativos).

Por outro lado, outros índices podem salientar diferenças pequenas nas rochas máficas. Vários índices Mg/Fe apresentam a possibilidade de discriminar, entre os diferentes basaltos (11):

$100\ MgO/(MgO + FeO)$

$Mg^{2+} / Mg^{2+} + Fe^{2+}$

(8) Larsen, 1938
(9) Nockolds e Allen, 1954
(10) Thornton e Tuttle, 1960
(11) Wager e Deer, 1939

onde FeO ou Fe^{2+} pode incluir Fe_2O_3 ou Fe^{3+}, respectivamente. Tais índices perdem seu poder de discriminação entre as rochas de composição intermediária ou ácida e podem ser substituídos com proveito por outros relacionados (12):

$$\text{índice de solidificação de Kuno} = \frac{100\ MgO}{MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O}$$

REPRESENTAÇÃO GRÁFICA EM CLASSIFICAÇÃO

Muitas vezes, a classificação química das rochas é simplificada pela utilização dos meios gráficos na representação da variação das rochas. Tais representações permitem uma visualização imediata, nos diagramas, da composição de qualquer rocha, em relação aos campos de composição previamente determinados por análise dos muitos dados químicos já disponíveis.

Uma das primeiras tentativas nesse sentido foi a de Peacock (13). Partindo das tendências apresentadas pelas variações de Ca e $(Na_2O + K_2O)$ versus SiO_2, para os membros de uma suíte, localiza-se o ponto de interseção das duas curvas (fig. 1.6.1.). O conteúdo de SiO_2, que corresponde ao ponto de interseção, é o índice de Peacock e, de acordo com seu valor, é possível classificar a suíte como alcalina, alcali-cálcica, calcoalcalina ou cálcica.

Um outro diagrama bastante simples, que serve para distinguir as rochas alcalinas das subalcalinas, é o de álcalis contra sílica (14) (ver fig. 1.6.2). Um diagrama que permite a distinção entre suítes toleiíticas, calcoalcalinas e alcalinas é o triângulo com F = FeO + Fe_2O_3 + MnO (ou uma combinação similar); M = MgO; e A = $Na_2O + K_2O$ (11). (ver fig. 1.6.3). A variação de qualquer elemento pode ser representada graficamente, utilizando-se qualquer um dos índices de diferenciação ou solidificação acima relacionados (ver, também, p. 122).

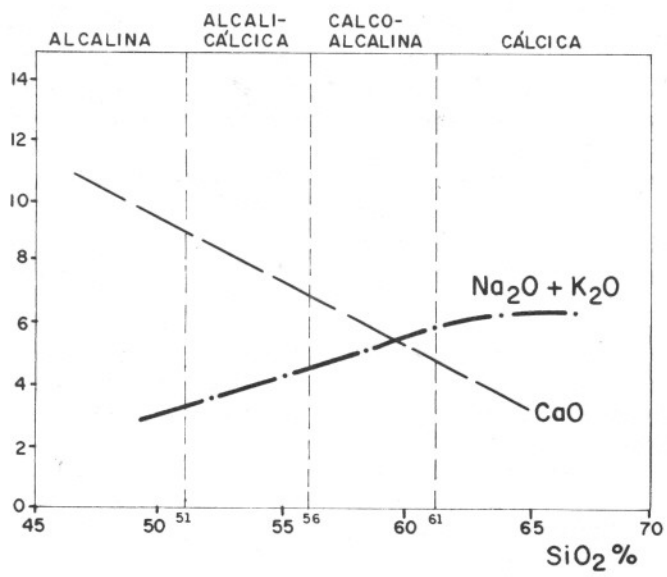


Fig. 1.6.1 – O índice de Peacock. Neste caso, o valor do índice é de 59, aproximadamente.

(12) Kuno, 1960
(13) Peacock, 1934
(14) McDonald e Katsura, 1964; Irvine e Baragar, 1971.

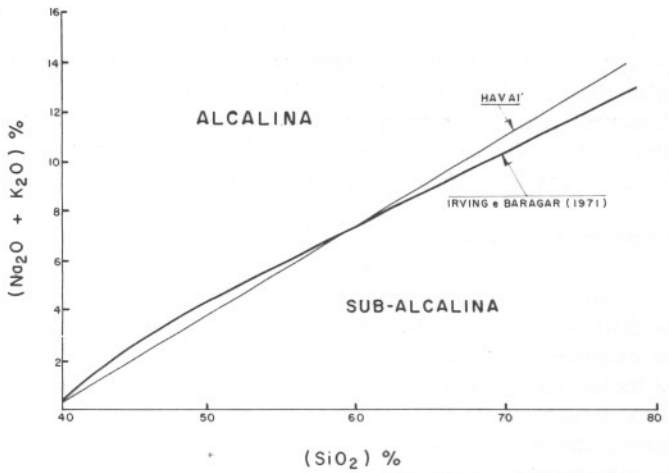


Fig. 1.6.2 – Divisão de rochas alcalinas e sub-alcalinas pelo conteúdo de álcalis. (Apud MacDonald e Katsura, 1964; Irving e Baragar, 1971).

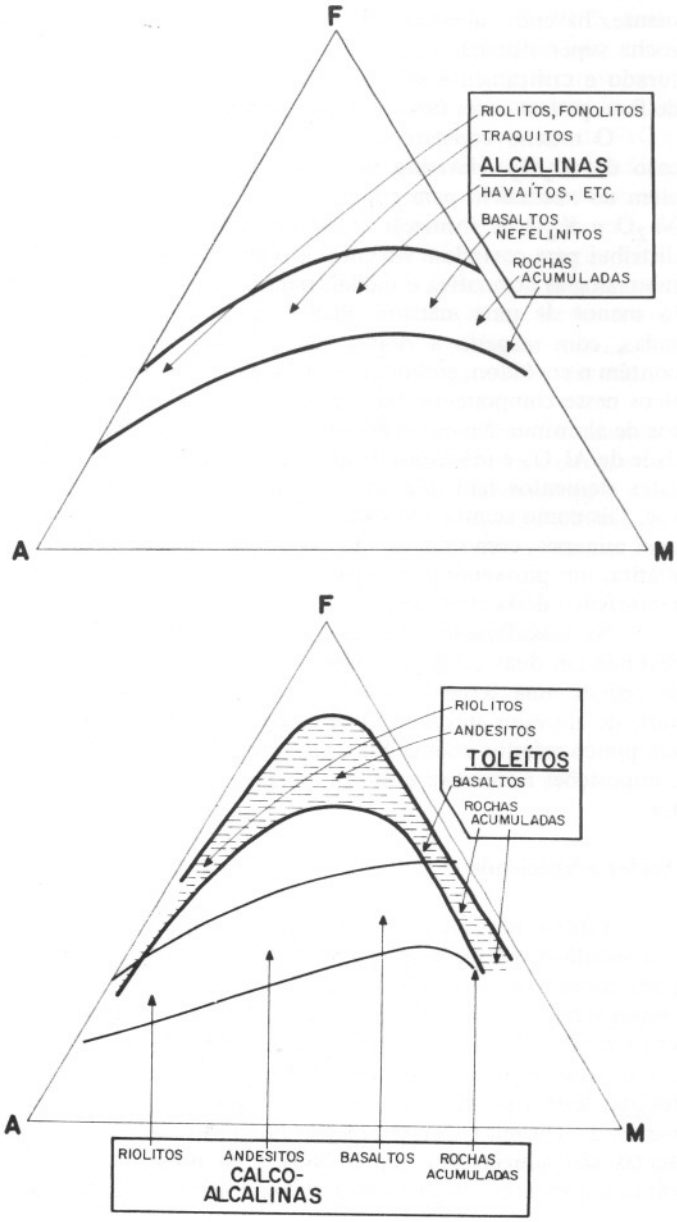


Fig. 1.6.3 – Diagramas FMA e a separação de magmas toleíticos, calco-alcalinos e alcalinos.

Às vezes, é necessário desenvolver-se esquemas de classificação especiais, como acontece com as rochas peralcalinas saturadas. Uma classificação desenvolvida por Wright (15) é utilizada no Vol. 2. Outras classificações (ver fig. 1.6.4) utilizam ou composições normativas ou composições químicas não recalculadas, para separar os vários tipos (16).

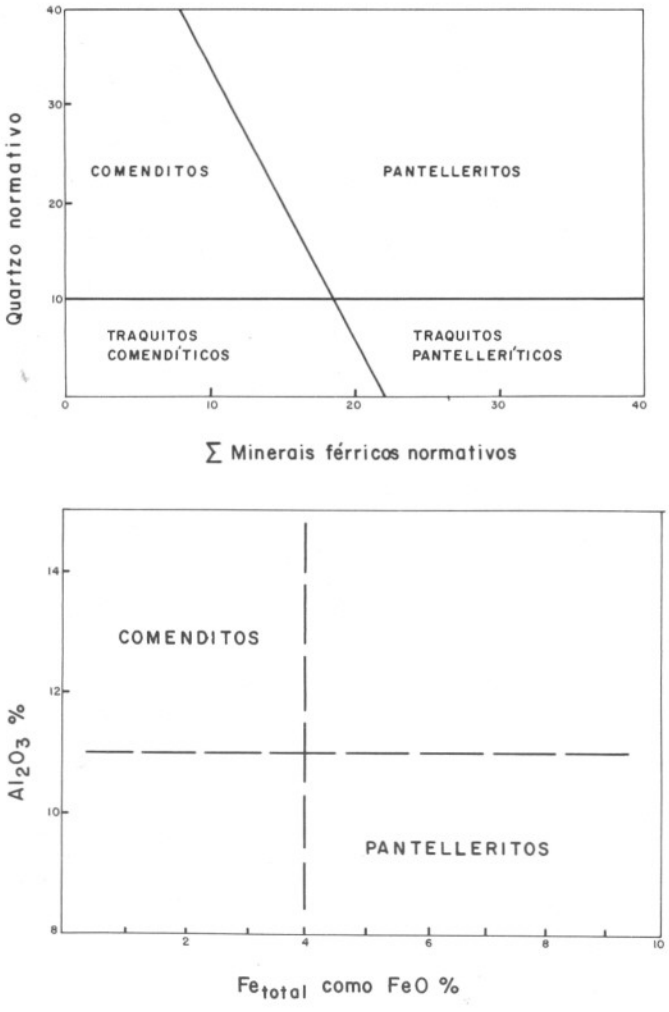


Fig. 1.6.4 – Classificações gráficas especiais para as rochas peralcalinas supersaturadas (Apud Bailey, 1973; MacDonald, 1974).

La Roche e colaboradores (36) desenvolveram uma série de classificações onde relacionam parâmetros químicos à composição mineralógica das rochas. Um exemplo de uma classificação mais simples está ilustrada em fig. 1.6.5, onde se definem os campos referentes a diversos tipos de rochas igneas e sedimentares, bem como as tendências exibidas por determinadas séries igneas. Tal diagrama permite a fácil identificação de rochas metamorfisadas isoquimicamente.

Comentário

A classificação das rochas ígneas representa um passo importante no estudo de sua gênese. Com tanta variabilidade

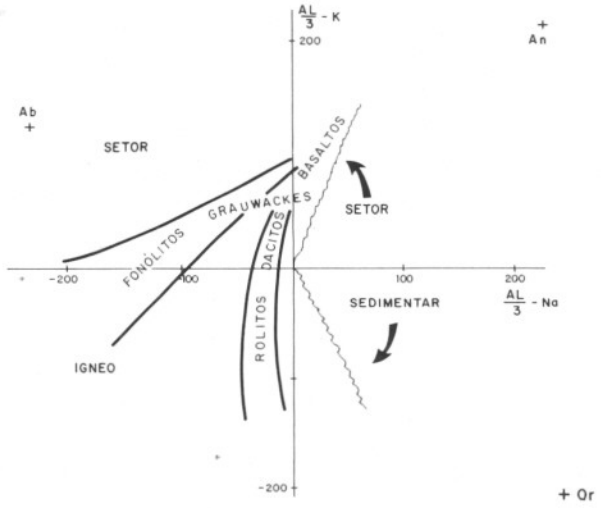


Fig. 1.6.5 – Diagrama Al/3 – Na, Al/3 – K de La Roche (1968). Os valores são calculados em mgm-átomos/100 gm de rocha. Com excessão aos "grauwackes", os campos de rochas ígneas e sedimentares são distintos. As séries toleíto, calco-alcalina e alcalina ficam distinguidas.

de composição, é essencial dispor-se de uma terminologia classificatória, para que os pesquisadores possam comunicar-se. Não obstante, como já exposto, uma classificação é algo artificial, tentando-se colocar linhas divisórias onde não existem.

Dito tudo isso, deve-se procurar utilizar a etapa classificatória como uma preparação para a discussão da gênese das rochas e não como a finalidade do estudo. É essencial utilizar-se classificações que possam salientar as afinidades químico-mineralógicas das rochas. Na parte 3 deste livro, dão-se exemplos práticos das classificações mais aceitas para diversos tipos de rocha.

O problema da classificação e caracterização das rochas ígneas metamorfizadas ou metassomatizadas

Uma boa parte das rochas ígneas hoje expostas à superfície da Terra sofreu efeitos de metamorfismo e metassomatismo. Especialmente, esta observação se refere às rochas de épocas mais antigas, Arqueana ou Proterozóica, embora qualquer rocha extravasada dentro da água ou em seqüências muito espessas possa sofrer alterações.

Classificações tectônicas baseadas nas rochas modernas e inalteradas dependem bastante da possibilidade de definir-se, empiricamente, a faixa de concentração encontrada para os elementos. A identificação de ambientes tectônicos prossegue por comparação dos padrões de distribuição de elementos-chave nas rochas em estudo. Em rochas alteradas, no entanto, é necessário definir-se quais são os elementos que permanecem relativamente imóveis durante os processos de alteração.

Foram estudados com bastante atenção os efeitos de metamorfismo e metassomatismo, que influenciam rochas basálticas em ambientes marinhos (17). De acordo com um resumo (18), a maioria dos elementos deve sofrer algum grau de remobilização, embora alguns elementos – Ti, Zr e Nb, por exemplo – puderem permanecer relativamente imóveis durante o metamorfismo de baixo grau, enquanto que outros – K, Cs, Rb, Ca e Sr, por exemplo – pareçam ser extremamente

(15) Wright, 1969
(16) Bailey, 1973; Macdonald, 1974
(36) La Roche, 1980.

(17) Hart, 1971; Miyashiro e outros, 1971; Smith e Smith, 1976; Hellman e outros, 1977
(18) Gunn, 1976

móveis. Embora mobilizados parcialmente, determinados elementos menos móveis podem preservar as razões entre si, como é o caso dos grupos Ti – Zr – Y e terras raras (lantanídeos).

Suítes completas e rochas ácidas têm recebido menos atenção. Quando plotados os resultados químicos em diagramas de variação, as suítes modernas apresentam uma certa coerência ou predição, e essas características são tidas, por alguns autores (19), como importantes na avaliação da intensidade das alterações. Uma suíte alterada que não apresenta nenhuma coerência ou predição deve ter sofrido alterações significativas. Entretanto, quando se chega a considerar o caso das rochas ácidas, coerência e predição podem inexistir, até mesmo em rochas inalteradas. A cristalização de fases-traço que concentrem elementos raros, ou liberação das fases voláteis, pode causar uma grande variação composicional.

Quando se dispuser de exemplos de rochas relativamente inalteradas gradando para muito alteradas, é possível deduzir-se o sentido das alterações, isto é, quais são os elementos cujas concentrações são relativamente inalteradas e quais as alteradas (20). No entanto, o problema da correção dos dados analíticos para eliminar os efeitos secundários persiste.

Teoricamente, a preservação da química de qualquer rocha depende de fatores, tais como a preservação de locais estruturais no conjunto mineralógico neoformado, que podem hospedar todos os elementos originais; valores para os coeficientes de partição dos elementos entre as fases sólida e fluida (vapor), e a quantidade do fluido que passa pela rocha. Apenas o primeiro fator pode ser avaliado com facilidade. Alguns dados para determinados elementos referentes ao segundo fator existem, e algumas tentativas para estimar a quantidade de fluidos envolvidos na alteração de rochas foram feitas em conexão com o comportamento dos isótopos estáveis durante tais processos (21). Portanto, qualquer tentativa de correção necessariamente se baseia em considerações empíricas.

Um exemplo de um esquema empírico de correção é fornecido pelo trabalho de Beswick e Scoucie (22), aproveitado e discutido por Biondi (23), referências estas que devem ser consultadas para maiores detalhes. Parte da técnica depende do estabelecimento de uma seqüência padrão de comparação, e, no caso, acha-se forçado a recorrer a seqüências pós-mesozóicas, para estabelecer os padrões. Como notado pelos autores, esta técnica envolve uma premissa geológica de que os processos petrogenéticos, em épocas mais antigas, foram idênticos aos de hoje. A despeito da abrangência desta premissa, enquanto não se dispõe de outra forma de classificação de rochas inalteradas, a utilização de tais técnicas parece inevitável. Entretanto, para a determinação de ambientes através da química das rochas, o método parece suspeito.

(19) Gunn, 1975; Nesbitt e Sun, 1976
(20) Jardim de Sá, 1978
(21) Spooner e outros, 1977
(22) Beswick e Scoucie, 1978
(23) Biondi, 1979

LEITURAS COMPLEMENTARES

O texto mais compreensivo dentre os que apareceram antes dos estudos do IUGS é Johannsen. A., – 1931-1938 – Descriptive petrography of the igneous rocks. 4 vols. University of Chicago Press, Chicago.

No vol. 1, encontram-se discussões dos cálculos CIPW e Niggli. O último também é descrito em Burri, C. – 1964 – Petrochemical calculations. Israel Program for Scientific Translations, Jerusalém.

Barth (1962) representa um bom substituto para estes dois livros.

Além dos trabalhos de Streckeisen e o IUGS, já citados, onde se encontram algumas observações sobre a filosofia e a finalidade da classificação, F. Chayes, atualmente na Instituição Carnegie de Washington, sempre publica artigos sobre os aspectos práticos de classificação, limitações de esquemas de classificação já existentes e o abuso da terminologia.

Winchester, J. A. e Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: Chem. Geology 20, pp. 325-343.

Debon, F. e Le Fort, P., 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations Trans. Royal Soc. of Edinburgh: Earth Sci., 73, pp. 135-149.

Anexo *1.6.1*

A Classificação Mineralógica das Rochas Ígneas, de Acordo com Streckeisen e a IUGS – Rochas Plutônicas (24)

I) Verifica-se a proporção % de volume (M) de minerais máficos (= olivina, piroxênios, anfibólio, micas, opacos, acessórios, como titanita, apatita, alanita, granada, carbonatos primários). Os autores deste texto discordam com a inclusão de moscovita, alanita e zircão, tipicamente minerais de rochas félsicas, e de epidoto, que pode resultar da alteração de plagioclásio, no grupo dos máficos sem reservas. Se M > 90%, é necessário usar-se uma das classificações especiais para rochas ultramáficas. Recalcular a percentagem total de quaisquer componentes usados para 100% antes de lançar os dados nos gráficos.

a) Na presença de anfibólio, calcular as porcentagens de olivina, orto + clinopiroxênio e anfibólio, e utilizar a fig. 1.6.6a.

b) Na ausência de anfibólios, recalcular as porcentagens de olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio, e utilizar a fig. 1.6.6b.

(24) IUGS, 1973; Streckeinsen, 1975

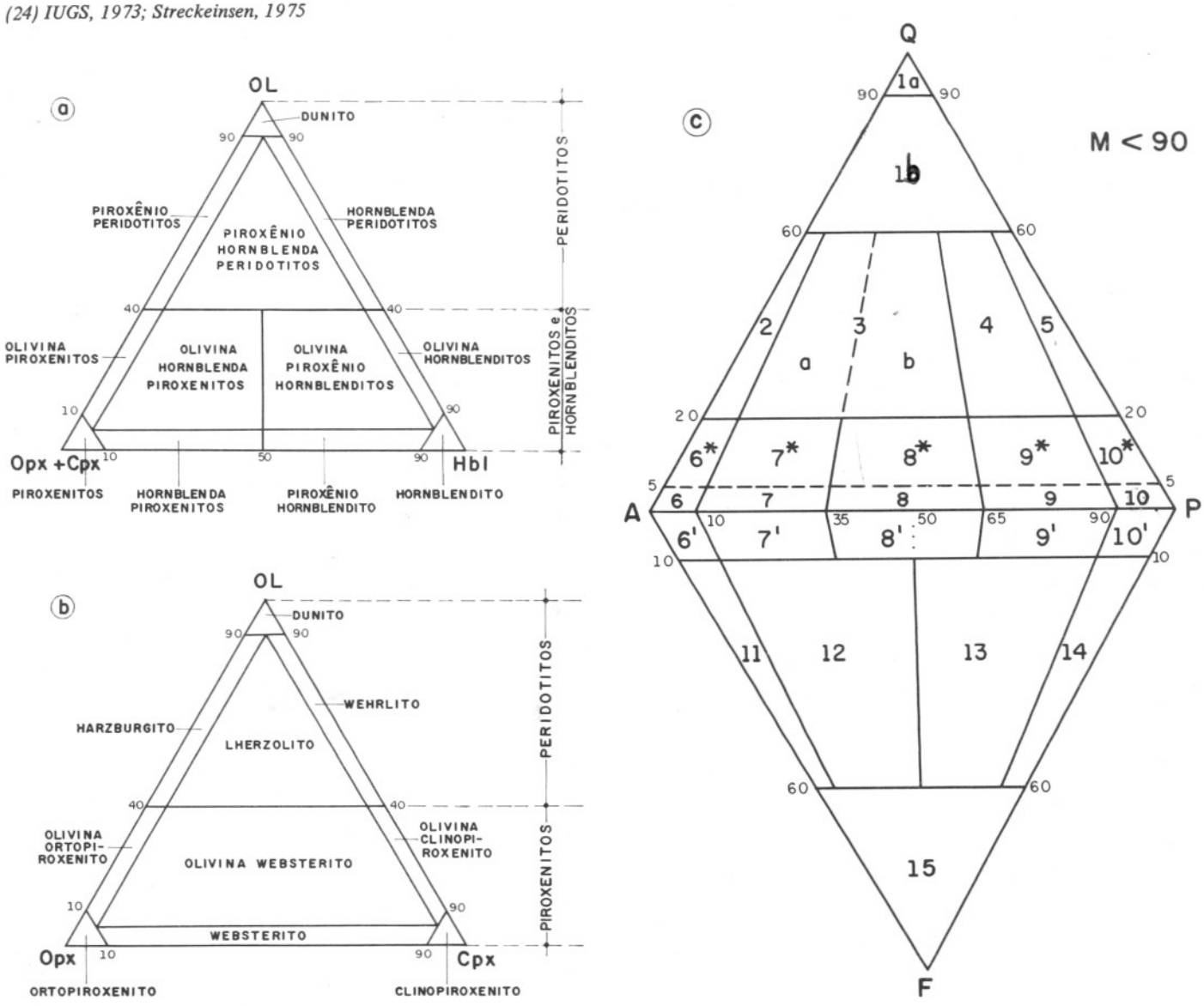


Fig. 1.6.6 – Classificações de Streckheisen e a IUGS para as rochas plutônicas.

c) Havendo muitos opacos, pode-se incluir termos adicionais, como por exemplo:

% Minerais opacos	exemplos
5 < X > 50%	Cromita-dunito, pirita-hornblendito, etc.
50 < X > 95%	Olivina-cromitito, hornblenda-piritito
95 < X	Cromitito, piritito.

II) Quando M < 90%, a classificação primária se realiza na base das proporções dos componentes félsicos ou claros.

Q	Quartzo e polimorfos.
A	Feldspato potássico + albita An_{0-5}
P	Plagioclásio, escapolita.
F	Feldspatóides.

Calcular as proporções de QAP ou FAP em percentagem e lançá-las na fig. 1.6.6c.. Os campos recebem as seguintes denominações: (anotamos qualquer recomendação ou observação importante de Streckeisen):

Campo	Nome ou sinônimo	Observações
1a	Quartzolito.	"Silexito" inadequado.
1b	Granitóide rico em quartzo.	Tipo raro.
2	Álcali-feldspato-granito (com M < 10, alaskito).	"Álcali-granito" reservado para granitos que contêm piroxênios ou anfibólios alcalinos.
3	Granito.	3a pode ser chamado de sienogranito e 3b de monzogranito.
4	Granodiorito.	
5	Tonalito. (com M < 10, trondhjemito).	
6*	Quartzo-álcali-feldspato-sienito.	
7*	Quartzosienito.	
8*	Quartzomonzonito.	
9*	Quartzo-monzodiorito ou quartzo-monzogabro.	Distinção feita pela composição do plagioclásio. An < 50; An > 50, diorito-gabro. - gabro.
10*	Quartzo-diorito ou quartzo-gabro.	
6	Álcali-feldspato-sienito.	
7	Sienito.	
8	Monzonito.	
9	Monzodiorito ou monzogabro.	ver observações sobre 9*e 10*.
10	Diorito ou gabro (M < 10, anortosito).	
6.	Álcali-feldspato-sienito contendo fóide (feldspatóide).	Deve-se usar o nome do feldspatóide presente, por exemplo, sienito contendo nefelina.
7'	Sienito contendo fóide.	
8'	Monzonito contendo fóide.	
9'	Monzodiorito ou monzogabro contendo fóide	ver observações sobre 9*e 10*.
10'	Diorito ou gabro contendo fóide.	
11	Fóide-sienito.	Deve-se usar o nome do feldspatóide presente, por exemplo, nefelina-sienito.
12	Foide-monzossienito	
13	Fóide monzodiorito ou foide-monzodiorito = essexito).	
14	Fóide-diorito ou fóide-gabro (nefelina-gabro = teralito, analcima-gabro = teschenito).	
15	Foidolitos.	

Quanto à definição das rochas na base do conteúdo e natureza dos minerais máficos. No caso dos gabros:

1) Um gabro é uma rocha composta, essencialmente, de plagioclásio e clinopiroxênio (alguns autores reservam o termo eucrito para um gabro com plagioclásio An > 80).

2) A rocha na qual predomina o ortopiroxênio como principal mineral máfico, junto a plagioclásio, é um norito.

3) Os gabronoritos são rochas compostas de plagioclásio e dois piroxênios.

4) Pode-se adicionar o prefixo "leuco", quando a rocha contém entre 65 e 90% de plagioclásio, e "mela", quando a rocha contém entre 65 e 90% de minerais máficos.

5) Uma rocha composta, principalmente, de plagioclásio cálcico e olivina é um troctolito.

Quanto aos charnockitos, que formam uma suíte que contém hiperstênio ou faialita mais quartzo e pertitas, pode-se substituir os termos gerais pelos seguintes:

Campo	Nome e nomes especiais
2	Hiperstênio-álcali-feldspato-granito, álcali-feldspato-charnockito.
3	Hiperstênio-granito; charnockito.
4	Hiperstênio-granodiorito; opdalito ou charnoenderbito.
5	Hiperstênio-tonalito, enderbito.
6	Hiperstênio-álcali-feldspato-sienito.
7	Hiperstênio-sienito.
8	Hiperstênio-monzonito; mangerito.
9	Monzonorito, hiperstênio-monzodiorito; jotunito.
10	Norito, hiperstênio-diorito.

Discute-se o problema de nomenclatura das rochas alcalinas mais adiante (ver cap. 6, vol. 2).

As rochas vulcânicas

As recomendações são utilizar, onde possível, a composição mineralógica da rocha, para efetuar a sua classificação. Entretanto, muitas vezes isto é impossível. Portanto, torna-se necessário recorrer a algum tipo de classificação química. Quando for possível, é essencial que a classificação química esteja padronizada, no sentido de comparar os resultados das classificações mineralógica e química em rochas adequadas, para verificar qualquer divergência que possa surgir entre as duas.

Quanto à utilização da norma como base de classificação das rochas vulcânicas, observa-se que o cálculo normativo (descrito neste anexo) fornece, apenas, valores para Ab, An e Or. Por outro lado, os plagioclásios naturais sempre contêm um pouco de ortoclásio, e os feldspatos alcalinos contêm um pouco de An.

Muito embora fossem feitas sugestões sobre a maneira de distribuir-se os três componentes entre as duas fases, nenhuma sugestão foi considerada completamente satisfatória.

Como aproximação, pode-se utilizar K – feldspato A' = Or (norm.), plagioclásio P' = (An + Ab) e quartzo Q' = Qz. Também pode-se somar os teores normativos de nefelina, leucita, etc., para conseguir F'. Pela norma, é possível separar as rochas segundo a divisão M' > 90 e M' < 90. Lançam-se os valores Q', A', P' ou F', A' e P' nos respectivos triângulos (fig. 1.6.7).

Os nomes sugeridos são (tabela 1.6.2):

(25) Streckeisen, 1976
(26) Streckeisen

Tabela 1.6.2

Campo	Nome ou sinônimo	Observações
1	(Não existem rochas neste campo)	
2	Álcali (feldspato)-riolito-liparito.	ver discussões sobre rochas plutônicas, Campo 2.
3	Riolito.	É permissível chamar de "riodacitos" aquelas rochas que representam a transição entre riolito e dacito.
4	Dacito	
5		
6*	Quartzo-álcali-feldspato-traquito.	
7*	Quartzo-traquito.	
8*	Quartzo-latito.	
9*	Andesito.	
10*	Basalto	Este campo seria ocupado por quartzo-toleiítos.
6	Álcali-feldspato-traquito.	
7	Traquito.	
8	Latito.	
9	Andesito.	
10	Basalto	Este campo seria ocupado por toleiítos ou alguns olivina-basaltos.
6'	Álcali-feldspato-traquito contendo fóide	ver comentário sobre rochas plutônicas. Quando o feldspatóide ocorre apenas na norma, refere-se para "fóide normativa".

Campo	Nome ou sinônimo	Observações
7'	Traquito contendo fóide.	
8'	Latito contendo fóide.	
9'	Andesito contendo fóide.	
10'	Basalto contendo fóide.	10' corresponde aos álcali-basaltos.
11	Fonólito.	
12	Fonólito tefrítico.	
13	Tefrito fonolítico (basalto).	
14	Tefríto, basanito.	
15a	Foidito fonolítico.	
b	Foidito.	

A classificação de 1979 não opina sobre o estado de nomes, tais como "komatiito" ou "picrito", de ampla divulgação na descrição de efusivas ultramáficas. Recomenda-se apenas, a utilização de termos como olivina e ultramafitito. Casos especiais, tais como os carbonatitos, lamprófiros, etc., são discutidos nos capítulos apropriados.

Classificação mineralógica simplificada para o campo

A classificação anterior necessita de uma exame petrográfico completo. No campo, a identificação de minerais com lupa deve permitir a distinção entre quartzo e os feldspatos, e também, entre os dois tipos de feldspato. Quando bem formados, pode-se identificar os feldspatóides. Assim, uma classificação que utiliza os mesmos princípios que a classificação de Streckeisen, mas que não exige uma estimativa exata das proporções dos minerais, é útil. Apresenta-se uma sugestão na Tabela 1.6.3.

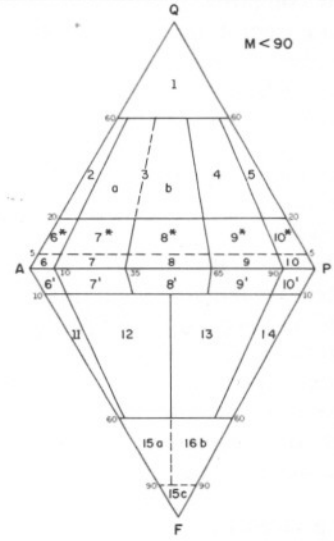


Fig. 1.6.7 – Classificação de Streckheisen e o IUGS para rochas vulcânicas.

Tabela 1.6.3 – Classificação mineralógica simplificada para uso no campo

	com quartzo, máficos < félsicos				
	K – Feld ⩾ plag.	K – Feld > plag.	K – Feld ≅ plag.	plag. > K-Feld	plag. ⩾ K-Feld
Faneritos (rocha total)	Granito alcalino ou peralcalino	granito	quartzo-monzonito	granodiorito	quartzo diorito ou tonalito
Fenocristais em vulcânicas porfiríticas	riolito alcalino ou peralcalino	riolito	quartzo latito ou riodacito (maior conteúdo de quartzo)		dacito

	K – Feld e quartzo raros ou ausentes		
	máficos < félsicos	máficos > félsicos	máficos predominantes plag. raro
Faneritos (rocha total)	Diorito	gabro ou diabásio (granulação fina)	peridotito (pirox olivina) dunito (olivina) piroxenito (pirox olivina)
Fenocristais em vulcânicas porfiríticas	Andesito	basalto	komatito (com textura spinifex) picrito (com olivina)

	sem quartzo, com feldspatóides até ± 10%			
	máficos < félsicos			máficos > félsicos
	K – Feld ⩾ plag.	K – Feld ≅ plag.	plag. > K – Feld	plag. ⩾ K – Feld
Faneritos (rocha total)	sienito	monzonito	diorito	alcali gabro
Fenocristais em vulcânicas porfiríticas	traquito	latito ou traqui-andesito	andesito	alcali basalto

	com feldspatóides > 10%		
	K – Feld ⩾ plag. até K – Feld ≅ plag.	plag. > K – Feld	plag. ⩾ K – Feld
Faneritos (rocha total)	foiaito = fóide sienito ou fóide monzosienito	essexito	teralito
Fenocristais em vulcânicas porfiríticas	fonolito	tefrito fonolito	tefrito

Anexo *1.6.2*

Cálculo da norma CIPW

Observações preliminares

A soma da análise química deve cair na faixa de 99,5 a 100,5%, aproximadamente. Há alguns tipos raros de rochas, como carbonatitos e rochas peralcalinas, nos quais os componentes não determinados numa análise completa normal podem somar até mais do que 0,5%. Exemplos são: Ba, Sr, Zr, F e Cl. Nestes casos, é admissível aceitar somas um pouco inferiores.

Geralmente, faz-se necessária uma correção para a presença de H_2O^- – água absorvida pela amostra em pó e desprendida a 105 – 110°C. Muitos autores recalcularam os resultados para uma soma de 100%, descontado o H_2O^-.

Normalmente, antes de entregar a amostra ao laboratório de análises, faz-se um exame cuidadoso da rocha em lâmina delgada, para avaliar a influência das alterações secundárias, que ocorrem durante o intemperismo. Muitas vezes, o estado de um afloramento não permite o levantamento de uma amostra completamente fresca e inalterada. Contudo, é pouco útil prosseguir-se tentando classificar, quimicamente, rochas onde ocorrem oxidação de ferro e introdução de carbonato ou silicato.

O exame da lâmina também revela a presença, ou não, de minerais hidratados.

Havendo a presença de muito ferro férrico e H_2O^+ – água desprendida em temperatura superior a 110°C e tida como água estrutural, essencial nos minerais, deve-se fazer uma avaliação cuidadosa da situação em rochas que contêm, apenas, minerais anidros na sua composição mineralógica primária. A presença de tais componentes químicos é sinal mais ou menos seguro de algum tipo de alteração secundária, que deve ser confirmada no estudo de seções delgadas.

Na literatura, encontra-se um certo número de sugestões sobre a maneira de corrigir as análises em rochas oxidadas. Alguns autores sugeriram que qualquer basalto com matriz fina ou vítrea que não possui minerais hidratados na sua assembléia fenocristalina não deve conter mais do que 0,1 – 0,2% H_2O^+. Qualquer quantidade além desse limite deve ter a soma corrigida.

Se a razão da oxidação parece elevada, pode-se recalcular a razão por um dos expedientes relacionados abaixo:

I) O limite superior para Fe_2O_3 é, normalmente, 1,5%. Qualquer quantidade além desse limite deve ser racalculada como FeO e adicionada a esse componente antes de prosseguir com o cálculo da norma (27).

II) Rejeitar completamente qualquer análise onde $Fe_2O_3/FeO > 0{,}6$ (28).

III) A quantidade máxima de Fe_2O_3 é (TiO_2% + 1,5%). Qualquer quantidade além desse limite deve ser recalculada para FeO e adicionada a esse componente (29).

(27) Coombs, 1963
(28) Chayes, 1966
(29) Irvine e Baragar, 1971

IV) O índice de oxidação $Ox = FeO/(FeO+Fe_2O_3)$ é variável de acordo com a natureza vulcânica ou intrusiva da rocha e sua composição química (30).

Para rochas vulcânicas, $Ox = 0{,}93 - 0{,}0042SiO_2 - 0{,}022(Na_2O + K_2O)$, e intrusivas, $Ox = 0{,}88 - 0{,}0016SiO_2 - 0{,}027(Na_2O + K_2O)$.

Qualquer correção desta natureza é empírica e um pouco arbitrária. Por exemplo, é possível encontrar-se rochas com $Fe_2O_3/FeO = 1{,}0$, onde a oxidação parece primária com base em composições isotópicas de oxigênio (31). Das correções sugeridas, aquela de (IV) parece a mais aceitável de todas.

Cálculo da norma (32)

I) Calcular as proporções moleculares a partir dos dados em óxido, por cento.

Dividir a percentagem pelo peso molecular do componente. É admissível utilizar pesos moleculares arredondados, uma vez que a utilização da norma não exige a mais alta exatidão.

Componente A	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Peso Molecular	60	80	102	160	72	71	40	50	62	94

Componente B	$H_2O(^+)$	CO_2	P_2O_5	Cl	S	SO_3	F	Cr_2O_3	ZrO_2
Peso Molecular	18	44	142	36	32	89	19	154	123

II) Distribuir as moléculas para os minerais modelados da relação seguinte, segundo o roteiro dado em (III).

Mineral	Símbolo	Fórmula Molecular	Peso Molecular
Quartzo	Qz	SiO_2	60
Coríndon	C	Al_2O_3	102
Ortoclásio	Or	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2$	556
Albita	Ab	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 6\,SiO_2$	524
Anortita	An	$CaO \cdot Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$	278
Leucita	Lc	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 4\,SiO_2$	436
Nefelina	Nc	$Na_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$	284
Kaliofilita	Kp	$K_2O \cdot Al_2O_3 \cdot 2\,SiO_2$	316
Metassilicato Sódico	Ms	$Na_2O \cdot SiO_2$	122 (R)
Metassilicato Potássico	Mk	$K_2O \cdot SiO_2$	154 (R)
Wollastonita	Wo	$CaO \cdot SiO_2$	116
Ortossilicato cálcico	Oc	$2\,CaO \cdot SiO_2$	172 (R)

(30) Le Maitre, 1976a.
(31) McReath, 1972; M.L. Coleman, dados inéditos.
(32) Johannsen, 1931; Barth, 1962

Mineral	Símbolo	Fórmula Molecular	Peso Molecular
Enstatita	En	$MgO . SiO_2$	100
Ferrossilita	Fs	$FeO . SiO_2$	132
Forsterita	Fo	$2 MgO . SiO_2$	140
Faialita	Fa	$2 FeO \ SiO_2$	204
Acmita	Ac	$Na_2O . Fe_2O_3 . 4 SiO_2$	462
Magnetita	Mt	$FeO . Fe_2O_3$	232
Cromita	Cr	$FeO . Cr_2O_3$	224 (r)
Hematita	Hm	Fe_2O_3	160
Ilmenita	Il	$FeO . TiO_2$	152
Apatita	Ap	$3 CaO . P_2O_5$ ou	310
		$1/3 Ap + 1/3 CaF_2$	336 (r)
Pirita	Pr	FeS_2	120 (r)
Calcita	Cc	$CaO . CO_2$	100 (r)
Halita	Hl	NaCl	99 (r)
Zircão	Zr	$ZrO_2 . SiO_2$	183 (r)
Tenardita	Th	$Na_2O_3 . SO_3$	142 (r)
Titanita	Tn	$CaO . TiO_2 . SiO_2$	196
Rutilo	Ru	TiO_2	80
Fluorita	Fr	CaF_2	78 (r)

Observações: A grande maioria das análises para os elementos maiores produzidas hoje em dia inclui, apenas, os componentes do conjunto A no item (I), mais H_2O^+ e P_2O_5. Os outros componentes estão relacionados para completar o quadro. Minerais marcados com (R) são de ocorrência rara. Aqueles marcados com (r) muitas vezes não são determinados, por falta dos resultados analíticos para os componentes.

III) Roteiro para a distribuição das moléculas.

Observações gerais

Percebe-se que alguns componentes, tais como ZrO_2, ficam distribuídos para minerais únicos, enquanto que componentes como sílica, alumina, etc. são repartidos entre várias moléculas. Assim, é necessário seguir um esquema rígido de distribuição dos componentes.

O esquema começa com uma distribuição provisória usando minerais com SiO_2, que não leva em conta a disponibilidade de SiO_2. Depois de completa a distribuição provisória, faz-se a distribuição de SiO_2. Havendo uma deficiência de SiO_2, faz-se uma redistribuição de SiO_2, recalculando-se minerais saturados, para produzir os insaturados, de acordo com um subesquema, até que a deficiência de SiO_2 desapareça.

Procedimento do Cálculo

Os passos entre parênteses raramente são usados.

Distribuição dos óxidos, exceto a sílica:

1) O número molecular (quantidade) de cada constituinte é determinado, por referência, a uma tabela de números moleculares. Se o resultado for menor do que 0.002, ele pode ser negligenciado.

2) As quantidades de MnO e NiO são adicionadas àquela de FeO e àquelas de BaO e SrO, somadas ao CaO.

3.1) Uma quantidade de CaO igual a 3,33 equivalente à de P_2O_5 (ou 3,00 P_2O_5 e 0,33F, se o último estiver presente), será distribuída para apatita.

3.2) Uma quantidade de Na_2O igual àquela de Cl_2 é distribuída para halita.

3.3) Uma quantidade de Na_2O igual àquela de SO_3 é distribuída para **tenardita**. Deve ser lembrado, aqui, que o SO_3, representado na análise química, freqüentemente representa o S de pirita, de modo que a regra 3.3 é aplicável, apenas, quando a rocha contém minerais do grupo da hauynita.

3.4) Uma quantidade de FeO igual à metade daquela do S (ou S de SO_3 estabelecido erroneamente, como acima) é distribuída para pirita.

3.5) Uma quantidade de FeO igual àquela de Cr_2O_3 é distribuída para cromita.

3.6) Uma quantidade de FeO igual àquela de TiO_2 é distribuída para ilmenita. Se existir um excesso de TiO_2, uma igual quantidade de CaO é distribuída para titanita provisória; porém, apenas depois da distribuição de CaO com Al_2O_3 para anortita (regra 4.4). Se existir, ainda, um excesso de TiO_2, será calculado com rutilo.

3.7) Uma quantidade de CaO igual à metade daquela do F restante é distribuída para fluorita.

3.8) Se a rocha não estiver decomposta e contiver cancrinita, uma quantidade de Na_2O igual àquela do CO_2 será distribuída para carbonato de sódio, o qual é considerado como sálico. Se a rocha contiver calcita, uma quantidade de CaO igual àquela de CO_2 será distribuída para calcita. Se a calcita modal for primária, a molécula de calcita normativa deverá ser considerada como fêmica; se a calcita modal for secundária, a molécula de calcita calculada deverá ser desprezada, não participando da norma.

3.9) Toda quantidade de ZrO_2 será distribuída para formar zircão.

4.1) Uma quantidade de Al_2O_3 igual àquela do K_2O é distribuída para ortoclásio provisório.

4.2) Se existir um excesso de K_2O sobre Al_2O_3 (um excesso extremamente raro), esse será calculado como metassilicato de potássio.

4.3) Um excesso de Al_2O_3 sobre o K_2O é distribuído para uma igual quantidade de Na_2O, ficando para albita provisória. Se existir insuficiência de Al_2O_3, veja a regra 4.7.

4.4) Se existir um excesso de Al_2O_3 sobre Na_2O+K_2O usado em 4.1 e 4.3, o mesmo será distribuído em igual quantidade de CaO restante para anortita.

4.5) Se existir um excesso de Al_2O_3 sobre esse CaO, o mesmo será calculado como coríndon.

4.6) Se existir um excesso de CaO sobre o Al_2O_3 de 4.4, será fêmico e reservado para diopsídio e wollastonita (veja regra 7.1 e 7.2).

4.7) Se, em 4.3, existir um excesso de Na_2O sobre Al_2O_3, o mesmo será reservado para acmita e, possivelmente, para metassilicato de sódio (veja regras 5.1 e 5.2). Não existe, então, anortita na norma.

5.1) À quantidade de Fe_2O_3, resultante do excesso de Na_2O sobre Al_2O_3 (veja regra 4.7), é distribuída uma quantidade igual de Na_2O para acmita.

5.2) Se existir, ainda, um excesso de Na_2O sobre Fe_2O_3 (um excesso raro), será calculado como metassilicato de sódio).

5.3) Se, como geralmente acontece, houver um excesso de Fe_2O_3 sobre Na_2O, restante, será atribuída à magnetita uma quantidade de FeO, sendo distribuído a esse, a quantidade que sobrar da formação de pirita, cromita e ilmenita (veja regra 3).

5.4) Se existir, ainda, um excesso de Fe_2O_3, será calculado como hematita.

6) Todo o MgO e o FeO restantes dos gastos anteriores (veja regras 3.4, 3.5, 3.6 e 5.3) são adicionados conjuntamente, e suas proporções relativas são determinadas (mais facilmente usando-se uma régua de cálculo).

7.1) À quantidade de CaO restante, depois da distribuição da regra 4.4, é fornecida provisoriamente uma igual quantidade de MgO mais FeO, para formar diopsídio, sendo preservadas as proporções relativas desses dois, como ocorrem no restante.

7.2) Se houver um excesso de CaO, o mesmo será reservado para wollastonita provisória.

7.3) Se houver um excesso de MgO mais FeO sobre aquele utilizado em diopsídio (7.1), será reservado para hipersténio.

Distribuição da sílica

8.1) Junte a quantidade de sílica necessária à ZrO_2, para formar zircão (regra 3.9; 1:1), à CaO, para formar titanita (regra 3.6, 1:1), ao Na_2O de excesso, para formar acmita (regra 5.1; 4:1); aos excessos, para formar acmita (regra 5.1, 4:1); aos excessos de K_2O e Na_2O, para formar metassilicatos de potássio e sódio (regras 4.2; 5.2; 1:1), com K_2O em ortoclásio provisório (regra 4.1; 6:1), com Na_2O em albita provisória (regra 4.3; 6:1), com CaO em anortita provisória (regra 4.4, 2:1), com CaO mais (Mg, Fe) O em diopsídio (regra 7, 1:1) e com (Mg, Fe) O em hiperstênio (regra 7.3; 1:1).

As quantidades de sílica assim utilizadas são subtraídas da sílica total.

8.2) Se existir um excesso de SiO_2, como geralmente acontece, será calculado como quartzo.

8.3) Se existir deficiência de sílica em 8.1, o SiO_2 gasto com hiperstênio (regra 7.3) será retirado da soma geral de 8.1, e o restante subtraído de SiO_2. Se existir, aqui, um excesso de SiO_2 mais do que o suficiente para igualar a metade da quantidade de (Mg, Fe) O da regra 7.3, será o mesmo distribuído com o (Mg, Fe) O, para formar hiperstênio e olivina, sendo distribuído de acordo com as equações (I) e (II).

Suponhamos que x represente o número de moléculas de hiperstênio y o número de moléculas de olivina, **M** a quantidade de (Mg, Fe) O disponível e **S** a quantidade de SiO_2 disponível;

então $x = 2S - M$ (I)
$y = M - x$ (II).

Nesta operação, as proporções relativas de MgO e FeO, determinadas na regra 6 e usadas na formação do diopsídio (regra 7.1), são mantidas.

As moléculas fixas e provisórias da regra 8.1, são calculadas para suas percentagens em peso.

Se não existir sílica bastante para igualar a metade da quantidade de (Mg, Fe) O da regra 8.3, todo (Mg, Fe) O da regra 7.3 será calculado como olivina, SiO_2 igual à metade dessa quantidade sendo utilizada na formação da molécula.

8.4) Se existir uma deficiência de SiO_2 em 8.3, o SiO_2 distribuído com titanita (3.6) será subtraído da soma geral de 8.1 e o CaO e o TiO_2 serão calculados como perovskita ($CaO \cdot TiO_2$).

8.5) A soma de SiO_2 necessária para formar as moléculas de 8.1 é deduzida de SiO_2 total, exceto que a olivina é substituída por hiperstênio, e perovskita por titanita, e que a albita não está incluída. Se existir um excesso superior a 2 vezes (e, naturalmente, menos que 6 vezes) ao Na_2O de albita provisória de 8.1, este será distribuído entre a albita e a nefelina, de acordo com as equações (III) e (IV). Se o excesso for inferior a 2 vezes o Na_2O, deverá levar-se em consideração a regra 8.6.

Suponhamos que **x** represente o número de moléculas da albita, **y** o número de moléculas de nefelina, **N** a quantidade de Na_2O disponível e **S** a quantidade de SiO_2 disponível, então:

$$x = \frac{S - 2N}{4} \qquad \text{(III)}$$

$$y = N - x \qquad \text{(IV)}$$

8.6) Se ainda existir deficiência de SiO_2, isto é, em 8.5 esta não for suficiente para igualar 2 vezes a quantidade de Na_2O disponível, esse Na_2O será distribuído com nefelina, e o K_2O será distribuído entre ortoclásio e leucita, da seguinte maneira: a soma de SiO_2 necessitada para as moléculas em 8.1 é subtraída do SiO_2 total, olivina sendo substituída pelo hiperstênio, perovskita pela titanita, e a nefelina pela albita, o ortoclásio sendo desprezado. Se existir um excesso superior a 4 vezes (e naturalmente inferior a 6 vezes), o K_2O será distribuído entre o ortoclásio e a leucita, de acordo com as equações (V) e (VI). Se o excesso for inferior a 4 vezes o K_2O, deverá ser levada em consideração a regra 8.7.

Suponhamos que x represente o número de moléculas de ortoclásio, y o número de moléculas de leucita, **K** a quantidade de K_2O disponível e **S** a quantidade de SiO_2 disponível, então:

$$x = \frac{S - 4K}{2} \qquad \text{(V)}$$

$$y = K - x \qquad \text{(VI)}$$

8.7) Se existir ainda deficiência de SiO_2, isto é, em 8.6 for insuficiente para igualar 4 vezes a quantidade de K_2O, distribuiremos o CaO de wollastonita e diopsídio entre esses dois ortossilicatos de cálcio, e o (Mg, Fe) O do diopsídio e Olivina, de acordo com o SiO_2 disponível. Existem dois casos possíveis.

O caso mais comum é aquele no qual não existe wollastonita, ou sua quantidade é insuficiente para satisfazer a deficiência em SiO_2. Aqui, depois do SiO_2 distribuído para formar leucita (proveniente de todo K_2O), nefelina, anortita, acmita, e olivina da regra 8.3, e possivelmente zircão e metassilicato de sódio, a quantidade assim usada é deduzida do SiO_2 total, o restante sendo sílica disponível.

Suponhamos que **x** represente o número de novas moléculas de diopsídio, **y** o número de novas moléculas de olivina, **z** o número de moléculas de ortossilicato de cálcio, **S** a quantidade de SiO_2 disponível, **M** a quantidade de (Mg, Fe) O (do diopsídio provisório), **C** a quantidade de CaO de diopsídio provisório e wollastonita, então:

$$x = \frac{2S - M - C}{2} \qquad \text{(VII)}$$

$$y = \frac{M - x}{2} \qquad \text{(VIII)}$$

$$z = \frac{C - x}{2} \qquad \text{(IX)}$$

Nestas três equações, x é igual à metade do número de moléculas de SiO_2 no diopsídio, **y** o número de moléculas de SiO_2 em olivina, e **z** o número de moléculas de SiO_2 no ortossilicato de cálcio.

Se houver menos da metade de moléculas de sílica que a soma CaO (Fe, Mg) O de olivina e diopsídio provisório, usar a regra 8.8.

No segundo caso, onde houver suficiente wollastonita de ensaio para satisfazer a deficiência de SiO_2, da quantidade total de SiO_2 da rocha será subtraída a soma do SiO_2, a qual tem sido distribuída para leucita, nefelina, anortita, acmita, diopsídio, olivina e em wollastonita de ensaio. O déficit é o número de moléculas de ortossilicato de cálcio necessário, e, também, a quantidade de SiO_2 a ser a ele atribuída. Isto requer duas vezes o CaO. O resto do CaO permanece em wollastonita e toma uma igual quantidade de SiO_2, enquanto o diopsídio permanece inalterável.

8.8) Se, como pode muito raramente acontecer, não houver bastante SiO_2 para formar leucita, deveremos considerar a presença da molécula da kaliofilita na norma e distribuir o K_2O entre aquela e a leucita; diopsídio e wollastonita desaparecem. O CaO está neles contido, sendo usado como ortossilicato de cálcio, e o (Fe, Mg) O como olivina. A soma do SiO_2, necessária para nefelina, anortita, acmita, metassilicato de sódio, olivina, ortossilicato de cálcio e zircão, é subtraída do SiO_2 total, e as quantidades da leucita e da kaliofilita são calculadas de acordo com a equação (x) e (xi).

Considerando x o número de moléculas de leucita, y o número de moléculas de kaliofilita, K a quantidade de K_2O, S a quantidade de SiO_2 disponível, então:

$$x = \frac{S - 2K}{2} \qquad (X)$$

$$y = \frac{4K - S}{2} \qquad (XI)$$

9) Tendo ajustado as quantidades de SiO_2 e de todos os outros constituintes entre as moléculas fixas e àquelas com razões de SiO_2 diferindo (as moléculas provisórias tornando-se permanentes), são calculadas, em percentagem de peso, as moléculas minerais da norma, pelo uso das tabelas.

Eis o esquema clássico de cálculo da norma CIPW. Como já foi salientado, o esquema falha quando a rocha tiver minerais hidratados na sua composição. No entanto, é raro encontrar-se normas calculadas de acordo com os esquemas de distribuição de óxidos sugeridos por Rittmann (33).

(33) Rittmann, 1973

Anexo 1.6.3

Os Parâmetros de Niggli (34).

1) Para calcular-se estes parâmetros, começa-se por dividir os resultados analíticos em % de peso pelos seus respectivos pesos moleculares. Assim, este passo é idêntico ao primeiro passo do cálculo da norma CIPW.

2) Em seguida, multiplique a proporção obtida para Fe_2O_3 por dois, e some o resultado à proporção molecular para FeO.

3) Distribua as proporções moleculares da seguinte maneira:

Al_2O_3 (mais Cr_2O_3 e terras raras, se reportados) = al^o

FeO (após o cálculo acima definido) + MgO + Mno (mais CoO e NiO, se reportados) = fm^o

CaO (mais BaO e SrO, se reportados) = c^o

$K_2O + Na_2O$ (mais Li_2O e Rb_2O, se reportados) = alk^o

4) Some $al^o + fm^o + c^o + alk^o$ e recalcule a soma para 100. Calcule os valores normalizados para al, fm, c e alk.

5) Calcule o parâmetro si = al x (proporção molecular de SiO_2/proporção molecular de Al_2O_3).

Se reportados, pode-se calcular, também, os parâmetros ti (para TiO_2), zr (para ZrO_2), e assim por diante, seguindo o mesmo processo.

6) Calcule os parâmetros:

$$k = \frac{K_2O}{(K_2O + Na_2O + etc.)}$$

$$mg = \frac{MgO}{(MgO + FeO + etc.)}$$

7) O cálculo do parâmetro qz prossegue da seguinte maneira:

se alk al si' = (100 + 4 alk);

se alk al si' = (100 + 3 al + alk).

qz = si – si', que pode adotar valores positivos ou negativos.

Niggli desenvolveu um sistema de classificação das rochas ígneas tendo estes parâmetros como base. Além disso, estudou as composições químicas de sedimentos e rochas ígneas e desenvolveu uma classificação na base das proporções de c/fm, alk e al. O resultado de seu estudo é uma série de triângulos duplos, que correspondem a determinadas faixas para a razão c/fm, plotadas juntamente a al e alk (fig. 1.6.8). Em cada caso, é possível separar-se três campos, a saber: aquele de sedimentos químicos, aquele das rochas ígneas e aquele de sedimentos detríticos e argilosos. Esta classificação pode ser utilizada para determinar a natureza das rochas que sofreram metamorfismo isoquímico.

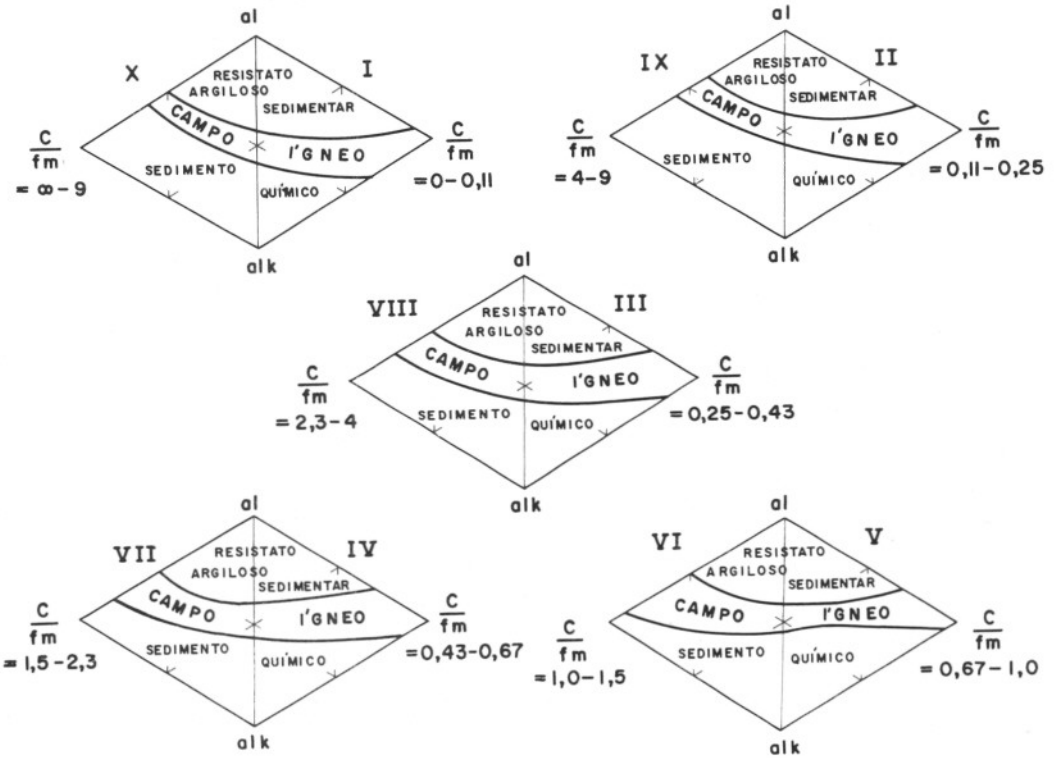


Fig. 1.6.8 – Classificação de Niggli, apud Johannsen (1931) e Niggli (1964).

Anexo 1.6.4

As normas moleculares de Niggli (35)

No cálculo da norma CIPW, as proporções moleculares são combinadas para formar os minerais modelados. Expressam-se os resultados em termos de percentagem do peso das moléculas. Niggli sugeriu uma modificação importante, definindo, em vez da proporção molecular, um parâmetro, que é a unidade molecular equivalente. Este parâmetro é, simplesmente, o número total de cátions presentes na fórmula molecular, incluindo-se como cátion o silício.

Como exemplo, citamos:

a) $Mg_2\ SiO_4$ contém 2 Mg + 1 Si = 3 cátions, correspondendo a 3 Fe, ou seja, a unidades moleculares equivalentes de Fe.

b) $CaAl_2Si_2O_8$ contém 5 cátions e equivale-se a 5 An.

c) Al_2O_3 contém 2 Al e, assim, corresponde a 2 equivalentes moleculares. Um equivalente molecular desse componente representa-se por $AlO_{1,5}$.

Os passos no cálculo da norma molecular são os seguintes:

1) As percentagens em peso são divididas pelo peso molecular equivalente. No caso das moléculas que contêm apenas um cátion, este peso molecular equivalente é o próprio peso molecular. No caso de moléculas com 2 cátions, é o peso molecular dividido por 2, e assim por diante. Multiplique as proporções catiônicas obtidas por 1.000.

2) Some as proporções catiônicas, o que resulta num fator F = soma. Normalize a soma para 100, multiplicando as proporções atômicas individuais por 100/F.

3) Distribua as proporções atômicas segundo o seguinte esquema:

(Passos em parênteses usados de acordo com a disponibilidade de resultados analíticos).

a) Forma-se calcita do CO_2 + uma quantidade igual de Ca.

b) Forma-se apatita do P + 1,67 vezes esta quantidade de Ca.

c) Forma-se pirita do S + 0,5 vezes esta quantidade de Fe^{2+}

d) Forma-se ilmenita do Ti + quantidade igual de Fe^{2+}.

e) Formam-se os feldspatos provisórios.

Combina-se K com quantidades iguais de Al e Si, formando-se Or prov.

Combina-se Na com quantidades iguais de Al e Si, formando-se Ab prov.

(A partir deste ponto, calcula-se moléculas provisórias sem Si).

f) Havendo um excesso de Al sobre (Na + K), distribui-se para anortita, combinando-se com 0,5 vezes esta quantidade, de Ca.

g) Havendo, ainda, um excesso de Al, calcula-se como coríndon.

h) Havendo um excesso de Ca sobre o Al, calcula-se como wollastonita.

i) Se houver um excesso de Na sobre Al em (e), combina-se com uma quantidade igual de Fe^{3+}, para formar acmita.

(34) Barth, 1962

(35) Niggli, 1936; descrito por Johannsen (1931) e Barth (1962)

Os passos f), g) e h) tornam-se impossíveis, e anortita deixa de aparecer na norma.

j) Havendo um excesso de Fe^{3+} sobre Na após (i), combina-se este excesso com 0,5 vezes esta quantidade do Fe^{2+}, que resta após os passos c) e d). No caso em que o passo f) é válido, combina-se todo Fe^{3+} com Fe^{2+} como magnetita.

l) Havendo um excesso de $Fe_3{}^+$ sobre $Fe_2{}^+$ combina-se todo com Fe^{3+}, como descrito em (j), e distribui-se o Fe^{3+} excedente para hematita.

m) Havendo um excesso de Fe^{2+} sobre Fe^{3+}, distribui-se para ferrossilita.

n) Distribui-se o Mg para enstatita.

Como aconteceu com o cálculo da norma CIPW, neste ponto foram distribuídos todos os cátions, provisoriamente, com exceção de uma parte do Si. Agora, investiga-se esta distribuição.

o) Distribui-se o Si em suas devidas proporções, nos minerais provisórios formados de (f) a (n). Se sobrar uma quantidade de Si, calcula-se como quartzo.

p) Havendo uma insuficiência de Si, procede-se a uma modificação dos minerais provisórios. Combina-se a wollastonita com a mesma quantidade de (enstatita + ferrossilita), formando diopsídio, mantendo as proporções destas duas moléculas, como foram calculadas nos passos (m) e (n). Por exemplo, se tivesse wollastonita = 2, enstatita = 3 e ferrossilita = 2, a razão enstatita/ferrossilita é 3/2, e esta razão deve ser mantida. Para 2 wollastonita, distribui-se 3/5 x 2 = 1,2 enstatita e 2/5 x 2 = 0,8 ferrossilita. Portanto, formam-se 4 diopsídios.

q) De acordo com a equação:

4 enstatita = 3 forsterita + 1 quartzo, recalcula-se a quantidade remanescente de (enstatita + ferrossilita) como (forsterita + faialita), mantendo-se a razão molecular.

r) Se ainda houver uma deficiência de Si, é necessário recompor a albita, de acordo com a equação:

5 albita = 3 nefelina + 2 quartzo.

s) Havendo, ainda, uma deficiência de Si, recompõe-se o ortoclásio, de acordo com a equação:

5 ortoclásio = 4 leucita + 1 quartzo.

t) Nas raras ocasiões quando ainda há uma deficiência de Si, recompõe-se a leucita como kaliofilita, de acordo com a equação: 4 leucita = 3 kaliofilita + 1 quartzo.

Geralmente, pode-se realizar apenas uma recomposição parcial de qualquer um dos minerais provisórios, de acordo com o ponto em que se elimina a deficiência de Si. Este ponto pode chegar tanto no passo q), deixando um resto de enstatita, como no passo t), onde se deixa um resto de leucita.

A norma calculada desta maneira refere-se para rochas ígneas e análoga à norma CIPW. No entanto, a norma molecular pode ser ajustada facilmente, para levar-se em conta a presença de minerais hidratados, e assim por diante. Os esquemas utilizados no cálculo de normas moleculares de rochas metamórficas podem ser aplicados. Por exemplo, no cálculo da mesonorma, destinada a rochas na "facies" anfibolítica, pode-se fazer as seguintes substituições. Os passos (a) – (c) e (e) são idênticos. Os (f), (g) e (h) são omitidos.

Substitui-se (d) por: combina-se Ti a quantidades iguais de Ca e Si, formando-se titanita.

Outros novos passos são:

(i) Havendo um excesso de Na sobre Al, combina-se este excesso para formar, provisoriamente, riebeckita 1/15 ($Na_2Fe_3^{2+}Fe_2^{3+}Si_8O_{22}(OH)_2$, distribuindo-se quantidades adequadas de Fe^{2+}, Fe^{3+}, Si e OH. O passo (j) permanece inalterado.
inalterado.

(l) Havendo um excesso de Fe^{2+}, combina-se com Mg para produzir Mg'.

Qualquer resto de Al é denominado Al', e de Ca, Ca'.

(m) Forma-se anortita de Al' e Ca'.

(n) forma-se coríndon de qualquer excesso de Al' sobre Ca'.

(o) Combina-se qualquer Ca' que resta do passo (m) com Mg'.

De acordo com a composição química, podem ser formados hiperstênio e/ou diopsídio. Havendo uma quantidade adequada de OH, pode-se formar actionolita 1/15 $Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$. Necessita-se de ensaios, para se verificar o que acontecerá. Se for indicado um excesso de Mg' que permita a formação de hiperstênio, combina-se primeiro o Mg' com o ortoclásio provisório, de acordo com a reação: 5 ortoclásio + 3 Mg' = 8 biotita 1/8 $KAlMg_3Si_2O_{10}(OH)_2$.

(p) Se este passo exigir a utilização de um excesso de Si sobre o disponível, ajusta-se a deficiência, através da reação:

5 albita + 15 actinolita = 16 edenita + 4 quartzo, onde edenita representa 1/16 $NaCa_2Mg_5AlSi_7O(OH)_2$.

(q) Se ainda for indicada uma deficiência de Si, pode-se recorrer às reações descritas no esquema anterior em (q) ou (r).

Outra reação neste sentido é

3 olivina + 4 coríndon = 6 espinélio + 1 quartzo, onde espinélio = 1/3 ($MgAl_2O_4$). Deve-se aproveitar desta reação antes de transformar-se a albita em nefelina.

Cálculos por computador

Como é possível verificar, os cálculos de normas exigem bastante atenção, quando feitos sem ajuda de um computador. Mesmo com uma máquina calculadora, exigem bastante tempo para sua realização. Portanto, hoje em dia, aproveita-se, onde possível, os computadores eletrônicos. Programas que permitem o cálculo de normas CIPW e molecular, além de parâmetros afins, foram desenvolvidos em alguns departamentos. Pessoas interessadas podem dirigir-se ao Prof. Dr. João Hirson, Departamento de Geociências, Universidade de Brasília, Cidade Universitária, 70.000, Brasília-DF, que também coordena um programa de arquivar, eletronicamente, análises de rochas ígneas brasileiras, ou à ANS, para se obter informações sobre programas.

QUESTIONÁRIO E EXERCÍCIOS

1) Defina da maneira mais completa possível, os termos: criticamente sub-saturado, fortemente sub-saturado, sub-saturado, saturado, super-saturado, peralcalino e super-saturado. Procure dar exemplos de rochas nestas categorias.

2) Compare as classificações de Johannsen e Streckeisen e opine sobre o êxito do último, tendo em vista suas observações sobre a finalidade, as metas e as limitações de classificação.

3) Neste exercício, fornecemos algumas análises de uma suíte de rochas vulcânicas, inclusive xenólitos contidos nelas. Procure classificar as rochas, aproveitando do maior número de classificações possíveis.

a) Xenólitos: composições modais em % de volume

	X – 1	X – 2
Plagioclásio	53 (bytownita)	48 (andesina)
Olivina magnesiana	18	–
Clinopiroxênio cálcico	27	47
Opaco	2	5
Total =	100	100

b) Vulcânicas: resultados em % de peso

	1	2	3	4	5
SiO_2	51,7	51,7	54,2	58,0	67,5
TiO_2	1,65	2,34	2,34	1,91	0,72
Al_2O_3	17,3	15,6	15,3	15,9	14,8
Fe_2O_3	1,95	2,04	4,20	2,38	1,39
FeO	6,72	8,87	6,39	6,00	3,16
MnO	0,15	0,19	0,18	0,18	0,15
MgO	5,96	4,86	3,86	2,72	0,70
CaO	10,2	8,75	7,12	5,73	1,98
Na_2O	4,06	3,74	4,27	5,46	6,96
K_2O	0,44	0,51	0,77	0,98	1,80
H_2O^+	0,07	0,02	0,07	0,00	0,14
H_2O^-	0,14	0,10	0,01	0,37	0,13
P_2O_5	0,24	0,37	0,37	0,37	0,16
Total	100,58	99,09	99,08	100,00	99,59

Para classificar-se as rochas como basalto, andesito, dacito, etc., pode-se usar a seguinte classificação, baseada no conteúdo de SiO_2: basalto, 45 – 52%; andesito, 52 – 62%; dacito, 62-70%. Ver vol. 2, para classificações alternativas.

PARTE 2

As Ferramentas de Estudo

Nessa parte, discutem-se as etapas de estudo das rochas ígneas, desde a fase de mapeamento. Essa fase, introduzida no capítulo 2.1, envolve a definição dos limites dos corpos e de suas relações com as rochas vizinhas. Descrevem-se quaisquer estruturas ou feições, em escala mais ampla, e tenta-se a identificação dos tipos de rochas presentes. Subseqüentemente, no laboratório, confirmam-se as identificações das rochas e descrevem-se as texturas, através de exames microscópicos. Também nessa etapa, selecionam-se aquelas amostras que receberão um estudo mais aprofundado, através de análises químicas, e assim por diante. Esses assuntos são tratados no capítulo 2.2, onde se continua o raciocínio sobre o estudo de rochas metaígneas iniciado na primeira parte do texto.

O capítulo 2.3 dedica-se a uma breve descrição dos instrumentos e aparelhos empregados atualmente na área da petrologia ígnea. Tecem-se, também, observações sobre os cuidados necessários no preparo de amostras para análise.

A aplicação das leis da termodinâmica aos sistemas geológicos permite o estabelecimento de meios para determinar-se a temperatura e a pressão de cristalização de conjuntos de minerais. O capítulo 2.4 dedica-se a uma discussão do estado atual da geotermometria e geobarometria. Os resultados de tais pesquisas permitem a verificação das trajetórias termais e báricas das rochas ígneas, possibilitando, assim, uma comparação de caminhos reais com aqueles sugeridos pelos estudos de petrologia experimental (capítulo 1.3) e indicados por estudos vulcanológicos (capítulo 1.2).

O modelamento de processos ígneos, através de um estudo do comportamento dos elementos, especialmente os traços, é descrito no capítulo 2.5. Em modelamento confecciona-se um análogo matemático dos processos ígneos através da aplicação das leis fisico-químicas que regem o comportamento.

O estudo de geoquímica isotópica, descrito no capítulo 2.6, representa um outro subsídio para a pesquisa da origem das rochas ígneas. Tanto a geoquímica dos elementos como a dos isótopos pode servir para discutir a natureza das rochas, que são as fontes de magmas, e sua evolução ao longo do tempo geológico.

As abordagens apresentadas nos capítulos 2.5 e 2.6 restringem-se à discussão de princípios e de alguns exemplos de sua aplicação, uma vez que, na parte 4, encontram-se discussões mais aprofundadas dos resultados obtidos em vários tipos de rochas, e suas interpretações.

É propício salientar-se o fato de que o estudo das rochas ígneas prossegue por um número de passos, cada qual capaz de produzir conclusões próprias e, ao mesmo tempo, levantar problemas e dúvidas. Uma pesquisa bem sucedida depende da possibilidade de se planejar cada passo, selecionando-se a maneira mais adequada para resolver cada dúvida. Em instituições dotadas de uma gama ampla de instrumentos de operação automática, facilidades de computação e assim por diante, pode haver uma tentação de "afundar" o problema numa barragem de dados.

No Brasil, onde as instituições não são suficientemente equipadas, é preciso considerar, cuidadosamente, a natureza de cada problema levantado. O reconhecimento das limitações e dos potenciais de cada ferramenta permite ao pesquisador um planejamento racional de seus trabalhos.

Capítulo 2.1

Formas e Estruturas de Rochas Ígneas no Campo

O estudo das rochas começa no campo, onde se tenta uma identificação provisória dos tipos de rocha presentes, medir suas extensões e observar suas relações de contato com as rochas vizinhas. Apoia-se através da análise de fotografias aéreas, imagens de radar e de satélite. Além disso, identifica-se qualquer estrutura presente. De novo, salienta-se que há uma certa superposição dos termos "estrutura" e "textura", quando se fala de amostras de mão. Assim, em outros textos, pode-se encontrar uma feição, chamada neste texto de estrutura, denominada de textura, e vice-versa.

Algumas feições observadas em rochas vulcânicas são bastante distintas daquelas observadas em rochas plutônicas. Essas distinções são causadas pela grande diferença entre os processos envolvidos durante a solidificação final das mesmas. Naquelas, a solidificação final é abrupta e muitas vezes acompanhadas por escoamento, enquanto, nestas, a solidificação é bem mais lenta e pode ocorrer sob condições quase estáticas.

Formas e Estruturas Vulcânicas, Superficiais e Rasas – Estruturas Macroscópicas

A forma de vulcão depende muito da natureza do material extravasado, e da forma do conduto eruptivo principal. A forma vulcânica mais conhecida é a de um cone, desenvolvido a partir de um conduto central e seus satélites. No entanto, isto não é a única forma vulcânica conhecida. Erupções podem ocorrer ao longo de fissuras ou, simultaneamente, num certo número de pontos alinhados, ou em pontos ou pequenos grupos de pontos, um isolado dos outros. A atividade pode migrar de ponto para ponto, ao longo do tempo, e a migração pode ocorrer sempre no mesmo sentido ou de uma maneira aleatória.

Erupções de fissura caracterizam a atividade vulcânica das cristas mesoceânicas e, provavelmente, são as responsáveis pela deposição dos basaltos continentais de platôs.

Quanto aos vulcões centrais, os vulcões-escudo possuem encostas suaves e um perfil pouco abrupto. De modo geral são edifícios volumosos, produzidos por efusões de magma pouco viscoso, isto é, de composição predominantemente basáltica. A proporção de vulcânicas fragmentares é pequena, em conseqüência de um baixo teor de componentes voláteis durante a fase pré-erupção. Estrato-vulcões, em contraste, possuem perfis bem mais acentuados, sendo constituídos por intercalações de material fragmentar e derrames. Muitas vezes apresentam proporções importantes de material mais félsico e, na fase pré-eruptiva, pode haver uma acumulação de componentes voláteis no magma, que contribui para uma atividade mais explosiva.

A infra-estrutura vulcânica não resiste aos efeitos de intemperismo e erosão por muito tempo. Em certos casos, o próprio vulcão pode contribuir, na sua redução, com explosões catastróficas, que destroem uma boa parte do edifício. Exemplos desse tipo de atividade são: a ilha de Thira (Santorini), no mar Egeu, talvez indiretamente responsável pela extinção da civilização Minoana, da ilha de Creta, e o vulcão Krakatoa, na Indonésia.

Portanto, depois de algum tempo após a extinção do vulcão, fica exposto o seu embasamento. Pode-se separar essa região em partes intravulcânicas, que ficaram dentro do cone vulcânico acima do nível geral da paisagem ao redor do vulcão, e partes subvulcânicas, que ficaram abaixo do cone (1). Na parte intravulcânica, encontram-se os "plugs", espinhas, e "necks", corpos que taparam o conduto vulcânico, que podem ser compostos tanto de lavas maciças como de material fragmentar na forma de brechas, ou de uma mistura de material (Figs. 2.1.1 e 2.1.2). Diques, soleiras ("sills") e pequenas intrusões irregulares, talvez restantes de antigas câmaras magmáticas de alto nível crustal, completam as feições dessa parte (fig. 2.1.3).

Na parte subvulcânica, encontram-se os diques anelares (fig. 2.1.4), verticais ou subverticais, os diques cônicos (fig. 2.1.5), diques radiais (fig. 2.1.6), enxames de diques (fig. 2.1.7) e intrusões de maior porte. Essas rochas podem apresentar tanto as texturas mais típicas de rochas vulcânicas, como podem possuir uma granulação já bastante grosseira. A geometria dos corpos intrusivos subvulcânicos é determinada pelas tensões que agiram na crosta, originadas de forças tectônicas regionais ou provocadas pela movimentação do magma com seus voláteis, em níveis rasos.

A estrutura provável da crosta oceânica já foi discutida no capítulo 1.2. Os ofiolitos, que servem como modelo para essa estrutura, podem apresentar apenas algumas partes do ofiolito "perfeito". Em faixas de dobramento, podem ficar desmembrados, os fragmentos misturando-se com outras rochas também fragmentadas. Emprega-se a palavra fragmento, aqui, para denominar pedaços cujas dimensões chegam a ser quilométricas. O conjunto resultante pode sofrer metamorfismo regional, dando origem a uma "mélange" metamórfica. As partes ultramáficas dos ofiolitos transformam-se em serpentinitos, e esse material responde às forças tectônicas como um material de

(1) Rast, 1970.

Fig. 2.1.1 – "Plug" de fonólito, ilha de Fernando de Noronha (I. McR.).

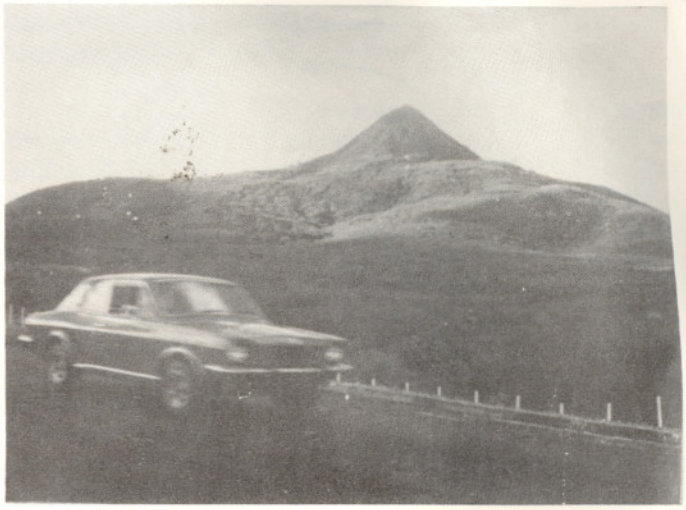


Fig. 2.1.2 – "Neck" de basalto alcalino, Pico do Cabugi, Lages, RN (I. McR.).

pouca rigidez. Assim, a "mélange" pode alterar ainda mais suas características, através do cisalhamento e fluxo plástico dos serpentinitos, possibilitando a formação de misturas extremamente complexas. Corpos de serpentinito, em regiões tectonizadas, muitas vezes recebem o nome de peridotito ou serpentinito do tipo Alpino.

Ofiolitos não metamorfizados e mais completos podem ser colocados em superposição à crosta continental, às vezes sobre sedimentos de águas rasas.

Muitas vezes, uma auréola metamórfica com deformação associada separa a base do ofiolito do embasamento. Em determinados casos, a base não aflora (2). É necessário salientar-se o fato de que essas descrições são de ofiolitos de idade relativamente recente, e que, além das deformações sofridas localmente à época de sua colocação, os corpos não sofreram outras deformações importantes. O tectonismo durante a consolidação do complexo ofiolítico e depois de sua consolidação pode causar recristalizações e resulta em relações estruturais complexas entre os membros componentes de ofiolitos não deformados (3).

Os cinturões de xistos verdes ("greenstone belts"), de idade arqueana até proterozóica, são considerados, por alguns autores, como sendo análogos antigos da crosta oceânica atual. No entanto, esse ponto ainda fica em aberto, uma vez que alguns dos cinturões são claramente superpostos à crosta continental (4). Outros autores invocam uma origem em regiões análogas aos atuais arcos de ilhas e bacias associadas (5). Uma possível resolução do problema foi adiantada por Glikson (6), que propõe uma subdivisão dos cinturões de xistos verdes em dois tipos:

I) os primários, mais velhos, com um componente importante de vulcânicas ultramáficas, outro de vulcânicas máficas e, ainda outro, félsico. Inclusões de rochas ultramáficas são encontradas nos granitos mais velhos dessas regiões.

II) os secundários, onde o componente ultramáfico é pequeno ou ausente, e rochas máficas, intermediárias e félsicas compõem o grosso da seqüência. Além das vulcânicas, há sedimentos que podem compor unidades importantes, dispostas entre ciclos maiores de vulcanismo, ou podem capear as seqüências predominantemente vulcânicas.

Fig. 2.1.3 – Seção de infra-estrutura da ilha de Reunião, Oceano Índico (Upton e Wadsworth, 1970; adaptada da fig. 2, p. 146).

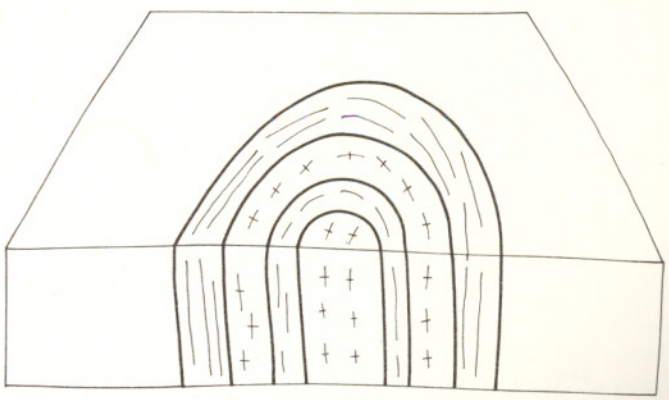


Fig. 2.1.4 – Diagrama-bloco de diques anelares.

(2) Esse resumo é baseado em Coleman, 1977.
(3) Thayer, 1980.

(4) Bickle e outros, 1975; Glikson, 1980.
(5) Tarney e outros, 1976.
(6) Glikson, 1976, 1978.

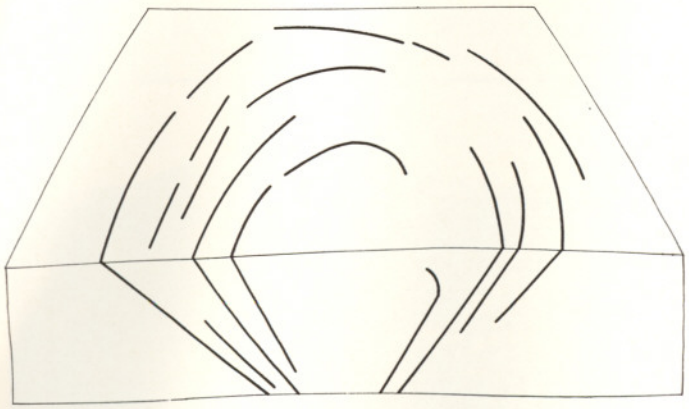


Fig. 2.1.5 – Diagrama-bloco de diques cônicos.

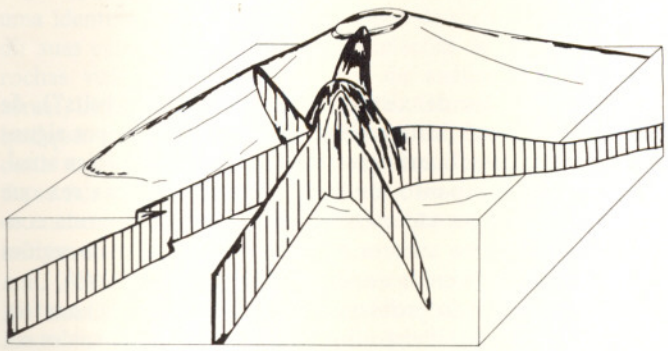


Fig. 2.1.6 – Diagrama-bloco de diques radiais, com "plug" e "neck".

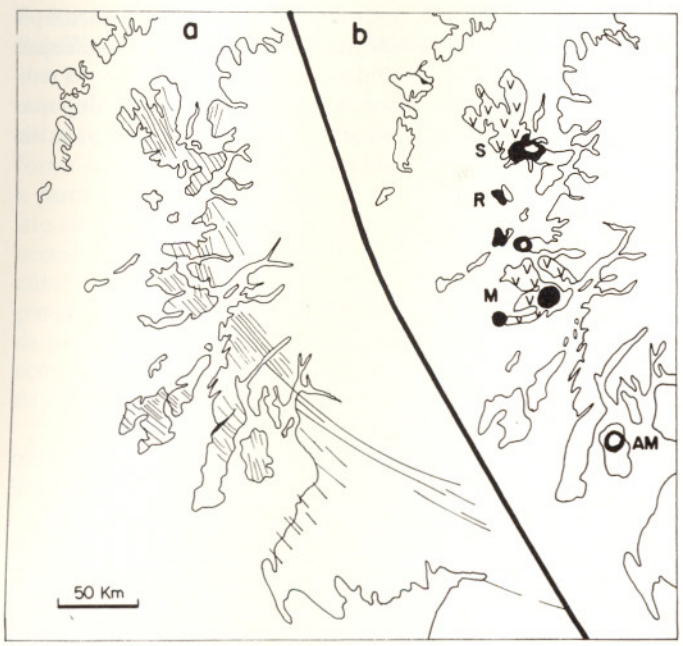
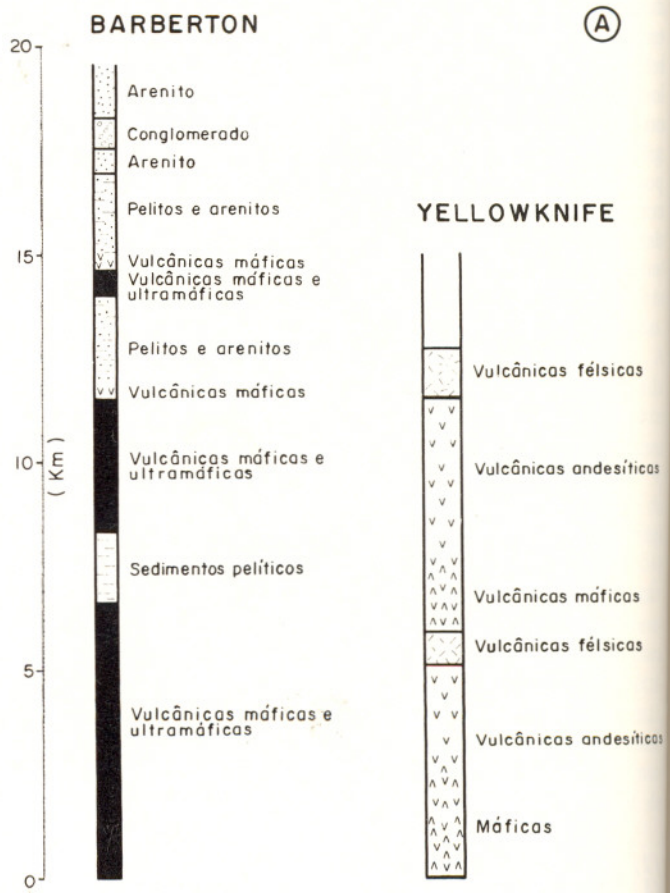


Fig. 2.1.7 – a) enxame de diques e b) vulcânicas e intrusões de maior porte, Província Terciária da Escócia. Vulcânicas com símbolo V, intrusões máficas com símbolo preto cheio, graníticas com símbolo oco. S, Skye; R., Rhum; A., Ardnamurchan; M. Mull; A.M., Arran. Adaptado do Mapa Geológico 1 : 633.600 do Serviço Geológico da Grã-Bretanha, 1957; Richey, 1932; Richey e outros, 1961.

É quase impossível esboçar-se seções generalizadas para os cinturões primários e secundários. Nos casos das seqüências mais espessas, que podem chegar a quase 50 km, segundo algumas interpretações, a possibilidade de repetição por falhamento de empurrão existe, porém ainda não foi comprovada. De qualquer maneira, a detecção dos horizontes finos de deslizamento dentro de uma tal seqüência já metamorfizada apresenta um problema de primeira ordem. Portanto, como um exemplo de um cinturão primário, escolhe-se a área clássica de Barberton, Suazilândia, no sul da África. Como um possível cinturão secundário, escolhe-se o de Yellowknife, Canadá. Mostram-se, ainda, alguns pormenores das partes ultramáficas de cinturões primários (fig. 2.1.8).

Estrutura Mesoscópicas em Rochas Vulcânicas Herdadas da Câmara Magmática

Durante a permanência de um magma numa câmara magmática, pode-se desenvolver uma zonação mineralógica ou química, por exemplo (fig. 2.1.9, à esquerda). Durante o esvaziamento, por erupção, da câmara magmática, o material é levado à superfície, a começar pelo topo da câmara. O depósito vulcânico produzido também possui uma zonação, que é o inverso daquela presente na câmara (fig. 2.1.9, à direita), com as partes basais do depósito representando o material que ocupava o topo da câmara. Quando um magma, que contém uma acumulação de cristais, passa por um conduto vulcânico estreito, pode haver, ainda, uma modificação na disposição geométrica de acumulações de cristais durante o processo chamado "diferenciação por fluxo", ilustrado, esquematicamente, na fig. 2.1.10.



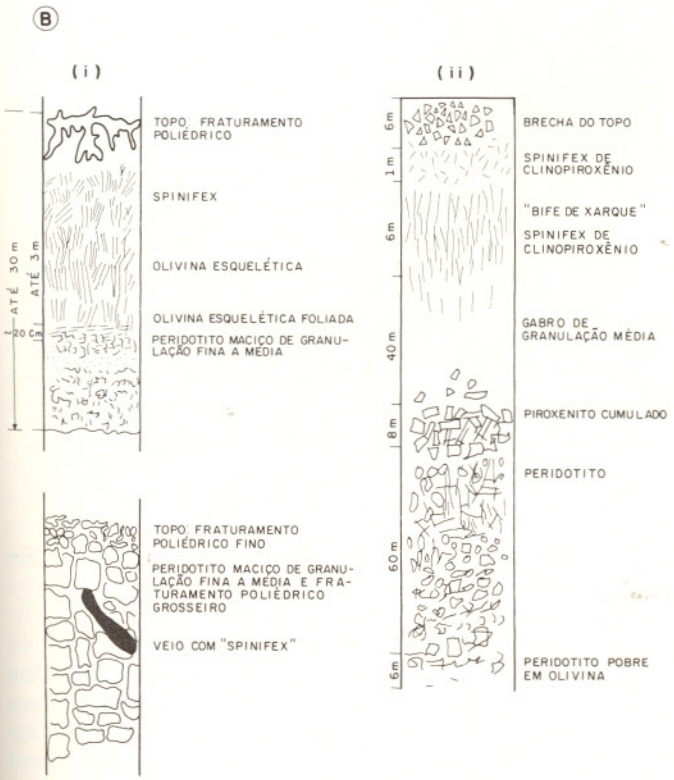


Fig. 2.1.8 – a) Seções dos cinturões de xistos verdes de Barberton, Suazilândia, África Austral, e de Yellowknife, Canadá. Apud Glikson, 1976.

b) Estruturas em komatitos (i) do cinturão de Crixás, MG, apud Sabóia e Teixeira, 1980, fig. 4, p. 34; (ii) do cinturão de Munro Township, Canadá, apud Arndt, 1976; Arndt e outros, 1977; Pyke e outros, 1973.

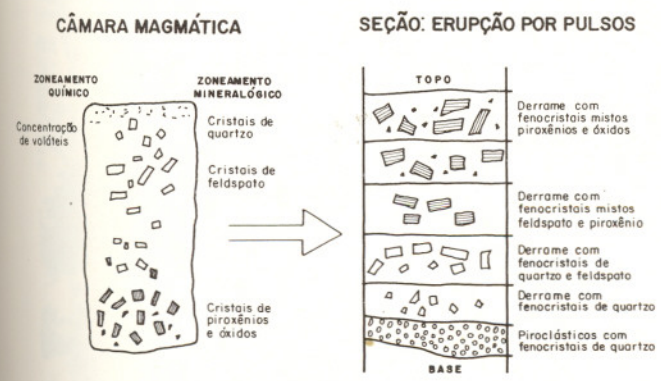


Fig. 2.1.9 – Produtos de erupção de uma câmara zonada.

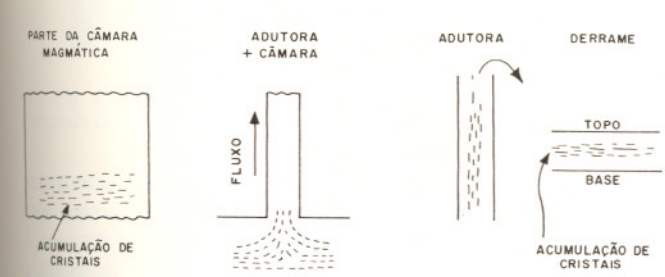


Fig. 2.1.10 – Mecanismo de diferenciação por fluxo.

Estruturas Desenvolvidas Durante o Escoamento na Superfície

Ao atingir a superfície, o magma entra em contato com um meio bem mais frio do que ele próprio – o ar, água ou sedimentos úmidos. As partes do magma expostas diretamente ao outro meio sofrem um arrefecimento extremamente brusco, passando rapidamente do estado líquido, através do estado plástico, até o estado sólido. Por outro lado, as partes internas do corpo permanecem a uma temperatura mais elevada, embora sempre decrescente. Tipicamente, forma-se uma película fina, na superfície do magma, rígida e frágil, no início, porém sempre aumentando sua espessura, enquanto que o corpo de magma perde cada vez mais sua fluidez.

Esse fenômeno resulta no desenvolvimento de diversas estruturas. O magma extravasado vagarosamente em ambientes aquosos, tais como o fundo do mar ou de lagoas continentais, ou em sedimentos úmidos, tende a desenvolver a estrutura em almofada ("pillow structure" ou "pillows") (fig. 2.1.11). As dimensões das almofadas variam desde decimétricas até métricas. As almofadas possuem uma polaridade, tendo o padrão de uma gota de lágrima. A cauda sempre aponta para a superfície de deposição (fig. 2.1.12). Assim, a estrutura em almofada serve como um valioso indicador do sentido de orientação de seqüências vulcanossedimentares em terrenos dobrados ("way-up indicators").

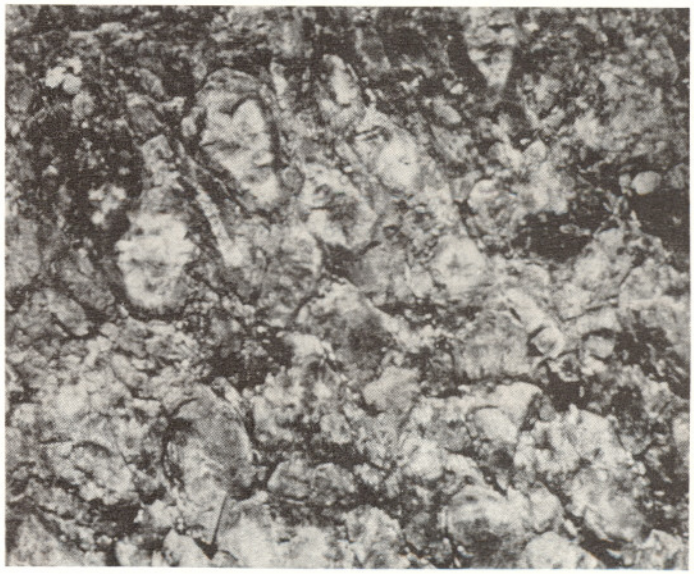


Fig. 2.1.11 – Estrutura em almofada, Complexo ofiolítico da Baía de Ilhas, Terra Nova, Canadá. As almofadas maiores atingem até 2m. Fotografia, Dr. Lucca Riccio.

A presença de estruturas em almofada não é indicadora da profundidade de água em erupções submarinas, uma vez que elas se formam em águas, tanto rasas, como profundas. Por outro lado, o tamanho das vesículas parece indicar a profundidade de erupção. A presença de vesículas grandes acusa erupção em águas rasas; de vesículas menores (0,5 mm aproximadamente), erupção em profundidades médias (1 km aproximadamente), e a ausência de vesículas sugere erupção em águas profundas (mais do que 5 km) (7).

(7) Moore, 1965; Jones, 1969.

Fig. 2.1.12) Estrutura em almofada, cinturão de Serrinha, BA. Seção vertical das estruturas distinguíveis. A almofada no centro do diagrama possui um comprimento de 12cm, aproximadamente. Amostra da Coleção do DG/UFRN.

Enquanto as estruturas em almofada são freqüentes em basaltos submarinos, não são restritas a material dessa composição, podendo ser observadas em andesitos, dacitos e até em riolitos (8). Muitas vezes, as rochas são bastante alteradas, especialmente nos núcleos das estruturas, devido à ação hidrotermal causada pela interação de água com as rochas quentes. O espaço entre as estruturas se enche com sedimentos, muitas vezes derivados por sua própria decomposição.

Na ilha de Fernando de Noronha, encontram-se estruturas que são bastante parecidas com almofadas (fig. 2.1.13), desenvolvidas nos ankaratritos (basaltos fortemente subsaturados e soda-alcalinos). Não obstante, nos parece mais provável a sua formação através de processos de erosão, superpostos a um sistema ortogonal de diáclases, que, por sua vez, controlou a ação hidrotermal que foi responsável pela forte alteração observada em outras partes da ilha (fig. 2.1.14).

Fig. 2.1.13 – Almofadas falsas, ilha de Fernando de Noronha (ANS).

(8) Snyder e Fraser, 1963.

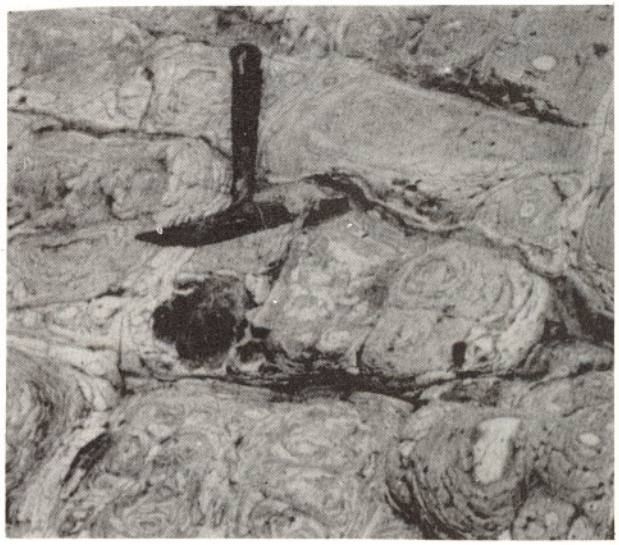


Fig. 2.1.14 – Disjunções e alteração concêntrica em ankaratrito, ilha de Fernando de Noronha (I. McR.).

Em erupção subaérea, produzem-se outros tipos de estrutura, que se manifestam de acordo com a viscosidade do magma e, portanto, com a distância do conduto vulcânico. Em magmas bastante fluidos, encontram-se a estrutura em corda "ropey" ou "pahoehoe" , enquanto que, em magma que retém apenas uma certa plasticidade, manifesta-se a estrutura em blocos ("aa"). A primeira estrutura caracteriza-se por uma superfície semelhante a cordas caoticamente contorcidas, enquanto que a segunda apresenta uma superfície caótica e quebrada (fig. 2.1.15).

Fig. 2.1.15 – Estrutura "aa" em derrame.

Estruturas de Desgaseificação

Freqüentemente, os topos de derrames são caracterizados por uma crosta extremamente vesicular ou até parcialmente despedaçada em fragmentos. A libertação vigorosa de gases, à época em que o material passa do estado plástico ao sólido, é responsável pela produção dessa feição.

Estruturas em rochas fragmentares

As rochas ígneas fragmentares, ou piroclásticas, são geralmente constituídas por dois componentes. O componente **acidental** compõe-se de fragmentos de rochas já solidificadas e, portanto, mais velhas do que as da erupção. Estes fragmentos vêm das partes intra e subvulcânicas e, mais raramente, do embasamento do vulcão. O componente **juvenil** é aquele que, antes da erupção, se encontrava no estado líquido.

Os fragmentos podem ser classificados de acordo com seu tamanho. Os acidentais menores que 25,6 cm (dimensão máxima) são seixos, enquanto os maiores são blocos.* O material juvenil é classificado de acordo com a sua granulação sendo separado em poeira (< 0,0625 mm), cinza (0,0625 – 4 mm), lápili (0,4 – 3,2 cm), bombas (3,2 – 25,6 cm) e blocos (> 25,6 cm) (fig. 2.1.16). Um depósito composto, predominantemente, de poeira, cinza e lápili é denominado de **tufo**, alguns autores reservando esse termo para rochas já endurecidas pelos processos de pós-erupção e, assim, consolidadas. Os depósitos compostos de bombas e blocos juvenis têm sido chamados de aglomerados. Esse nome, pois, possui outro sentido, podendo referir-se a depósitos que contêm fragmentos acidentais arredondados. Uma **brecha** é um depósito que contém fragmentos acidentais angulares. Entretanto, durante uma erupção, fragmentos acidentais podem ser retalhados pelo impacto de outras partículas em alta velocidade e, assim, a distinção entre fragmentos arredondados ou angulares torna-se um pouco acadêmica. Há autores que chamam de **brecha** qualquer depósito que contém uma proporção elevada de fragmentos **acidentais** grosseiros.

Fig. 2.1.16 – Bloco com superfície tipo "crosta de pão", ilha de Fernando de Noronha (ANS).

(*) Nessa discussão, segue-se a terminologia usada em muitas publicações. Há muita confusão sobre o emprego dos nomes. Uma classificação proposta por Le Bas e Sabine (1980), parece ainda pouco difundida.

As observações sobre erupções fragmentares históricas permitem distinguir três tipos de erupção, no que se refere à trajetória dos fragmentos e às características físicas das nuvens produzidas. Um estilo de erupção envolve a projeção dos fragmentos, num sentido vertical. As nuvens produzidas podem atingir grandes alturas (10 – 20 km), e as partículas finas ficam dispersas, de acordo com a direção do vento nessas alturas. Mesmo durante as erupções pequenas, pode haver uma dispersão ao longo de centenas de quilômetros (fig. 2.1.17). As erupções maiores podem lançar poeira a uma altura tal, de modo que ela fica suspensa por alguns meses na alta atmosfera, depositando-se, afinal, em camadas, que podem ser reconhecidas nos sedimentos dos fundos dos oceanos. O material mais grosseiro (até 0,5 mm aproximadamente) pode ser dispersado sobre distâncias de até 1.000 km, aproximadamente, e os depósitos resultantes podem servir como marcadores estratigráficos importantes, tanto na discussão da Geologia do Quaternário (9), como no mapeamento de terrenos antigos de rochas dobradas.

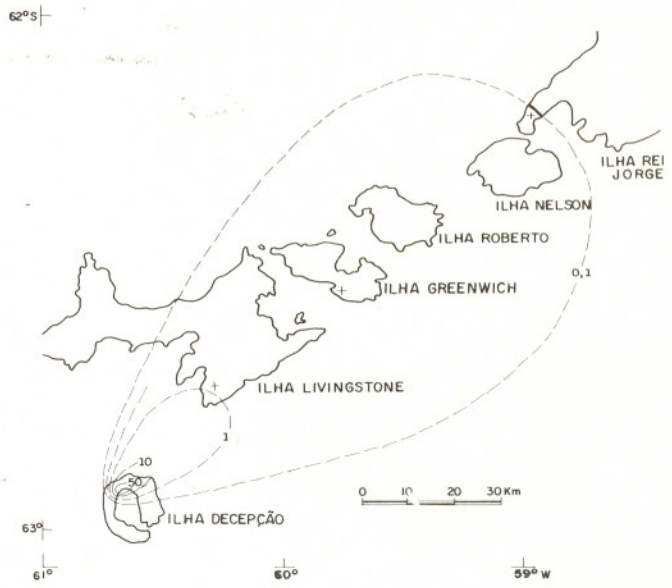


Fig. 2.1.17 – Distribuição de poeira e cinzas durante a erupção de 1970 da ilha Decepção. Pontos de controle para a medição da espessura da cobertura restringem-se à própria ilha, e aos pontos marcados com +. Espessura em cm. Apud Baker e McReath, 1975.

Em outro tipo de erupção, a projeção vertical é acompanhada por uma projeção horizontal, a chamada "vaga de base" ("base surge"), onde uma nuvem carregada de partículas já parcialmente solidificadas percorre as encostas do vulcão, procurando baixas nestas. As vagas de base movimentam-se, no início, em velocidade alta e de uma maneira turbulenta. Assim, conseguem carregar fragmentos de grande porte, embora, ao perder sua velocidade, estes sejam logo depositados.

No terceiro tipo de erupção, há também componentes verticais e horizontais. A diferença, nesse caso, é que no componente horizontal, no início da erupção, o material juvenil está ainda no estado líquido. A nuvem consiste em um aerosol, ou seja, uma dispersão de gotículas líquidas suspensas em gases quentes. As testemunhas as descrevem como sendo incandescentes, e, daí, dá-se o nome de **nuvens ardentes** ("nuées ardentes").

(9) Westgate e Driemanis, 1967; Westgate et. al., 1970.

Em erupções verticais, os fragmentos mais grosseiros depositam-se perto do conduto vulcânico (fig. 2.1.18). Durante as fases finais da erupção, o conduto pode ficar preenchido pelos aglomerados e brechas. Os fragmentos de tamanho intermediário depositam-se através da atmosfera, como se fossem sedimentos. Entretanto, a densidade e a viscosidade do ar são pequenas, e as estruturas sedimentares resultantes são rudimentares (fig. 2.1.19). Quando a deposição primária ocorre através de água, as feições, como estratificação, são mais bem desenvolvidas. A redistribuição aquosa de tais depósitos resulta, também, no desenvolvimento de estratificação mais perfeita.

Os depósitos produzidos pelos componentes horizontais apresentam feições sedimentares também rudimentares, das quais a de ocorrência mais freqüente é a estratificação gradual, onde fragmentos mais grosseiros tendem a se encontrar perto da base do depósito, e os mais finos, no topo. Cabe salientar o fato de que, muitas vezes, uma erupção prossegue por pulsos. Cada pulso produz o que está sendo chamado de "um depósito". Assim, o produto de cada erupção, ou de uma série de erupções que compõem uma fase de atividades, pode assumir uma certa complexidade estratigráfica, ainda mais quando há redistribuição do material pelo vento ou pelas águas de chuvas. Muitas vezes, as erupções são acompanhadas por fortes temporais, que podem chegar a mobilizar o material recém-depositado em **derrames de lama** ("lahars" ou "mud flows").

O material depositado por nuvens ardentes sofre, ainda, efeitos pós-deposição, discutidos na seção em seguida.

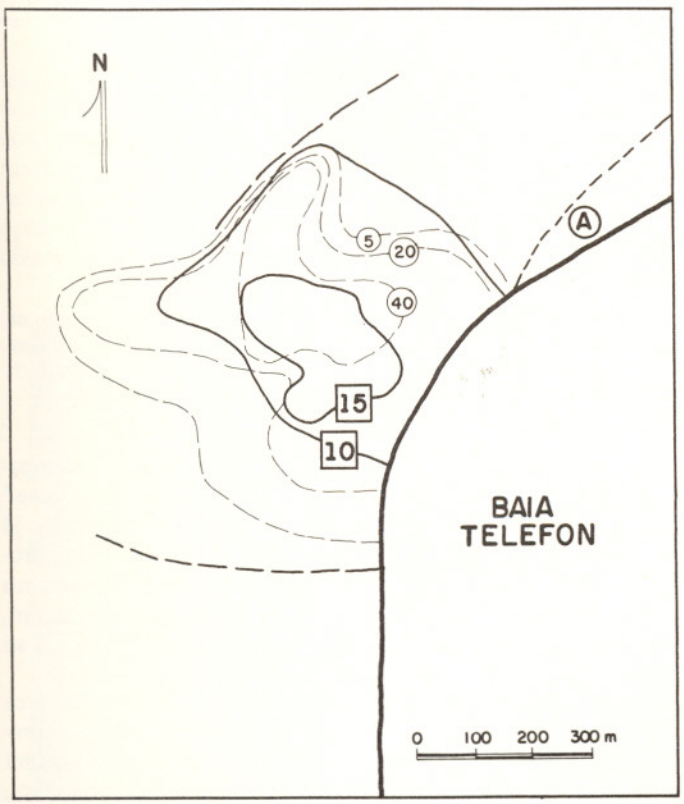


Fig. 2.1.18 – Diâmetro (cm) de fragmentos (nos quadrados) e número de fragmentos por m² (nos círculos), partindo de um conduto localizado na Baía Telefon. Erupção de 1970, ilha Decepção. Apud Baker e McReath, 1975.

Fig. 2.1.19 – Estratificação em rochas piroclásticas, ilha Decepção. Pelo menos, parte desses depósitos sofreu redistribuição por águas. A figura no canto inferior esquerdo (destacado com uma flecha) fornece a escala (I. McR.).

Soldamento em Depósitos de Nuvens Ardentes – os Ignimbritos

O soldamento ("welding") é o fenômeno mais comum em rochas piroclásticas félsicas, podendo ocorrer, também, em material de composição intermediária ou até mais básica (10), saturada ou subsaturada com respeito à sílica. Provavelmente, os depósitos originam-se em nuvens ardentes, embora nenhum exemplo histórico de uma nuvem ardente tenha produzido um ignibrito. O soldamento ocorre quando as partículas e os fragmentos sofrem cimentação, uns aos outros. Isto deve ocorrer quando o material ainda está plástico, talvez durante o escoamento deste, como um derrame, após o colapso da nuvem ardente. Acompanhando a cimentação, ocorre o achatamento dos fragmentos maiores ("fiamme"), que ao mesmo tempo perdem suas vesículas.

A figura 2.1.20, apresenta uma seção esquemática de um ignimbrito pouco espesso expelido por pulsos. Observa-se que há concentrações de fragmentos grosseiros, separadas uma da outra por níveis mais finos. O processo de soldamento manifesta-se, de maneira mais forte, nas partes basais, onde os fragmentos pumíceos são mais achatados, embora que, ali, ainda haja fragmentos vesiculares preservados. Os sistemas de diáclases resultam do resfriamento do derrame, já no estado sólido.

Derrames de Espuma

Um estado intermediário entre um derrame maciço e um depósito piroclástico é representado pelos **derrames de espuma.** Menos abundante do que os ignimbritos porém ainda bastante difundidos na superfície da Terra, os derrames de espu-

(10) Baker e outros, 1970.

ma preservam, nas suas partes menos modificadas, um alto grau de vesicularidade. Por outro lado, onde sofreram os efeitos de soldamento e compactação, apresentam-se como os ignimbritos (11), inclusive ostentando fragmentos achatados.

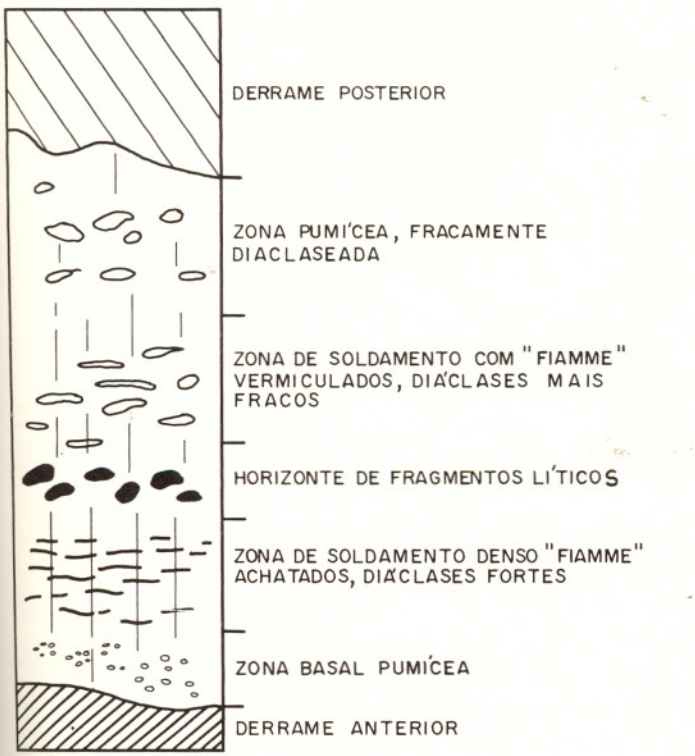


Fig. 2.1.20 – Seção de um derrame ignimbrítico. A altura é de 5m aproximadamente.

Estruturas Desenvolvidas Após Solidificação, durante o Resfriamento

O resfriamento de derrames espessos, "sills", diques ou de qualquer corpo que atinge um alto nível dentro da crosta é acompanhado por fenômenos de contração. Em conseqüência a esse processo, formam-se as **disjunções**, também conhecidas como **diáclases, fraturas** ou, simplesmente, **juntas.** As disjunções são planos desenvolvidos geralmente em direção perpendicular ao plano principal de resfriamento, no caso de corpos tabulares, podendo haver uma complexidade maior, no caso de corpos cilíndricos ou irregulares. As disjunções ocorrem em conjunto, o que resulta na produção em corpos tabulares de estruturas colunares (fig. 2.1.21), que possuem seções horizontais em padrões quadrados, pentagonais, hexagonais ou até heptagonais (fig. 2.1.22).

As disjunções apresentam-se como vias de acesso fácil para a entrada de soluções hidrotermais ou meteóricas. Frequentemente, pode-se observar os efeitos de tais agentes, como fenômenos que variam desde o intemperismo simples, que ocorre ao longo das disjunções, o que facilita a desintegração do afloramento, até mudanças químicas mais severas, com deposição de óxidos de ferro e lixiviação de outros elementos, seguindo um esquema concêntrico em relação aos eixos das colunas.

(11) Baker e outros, 1970; Locardi e Mittempergher, 1965; McCall, 1964.

Fig. 2.1.21 – Estruturas colunares. Serrote Preto, São Tomés, RN (ANS).

Fig. 2.1.22 – Estruturas colunares. Serrote Preto, São Tomé, RN (ANS).

Descontinuidade da Atividade Vulcânica

A atividade vulcânica raramente é contínua, no sentido de haver erupções freqüentes e regularmente distribuídas ao longo do tempo, num determinado centro vulcânico. Quando a inatividade for prolongada, os processos de intemperismo e erosão operam, causando a formação de solos, escavação de canais, e assim por diante. Durante os períodos de tranqüilidade, há oportunidade para o estabelecimento de vegetação. As erupções posteriores chegam a influenciar essa nova paisagem, queimando a vegetação e submetendo os solos a altas tempera-

turas. O carvão vegetal produzido da vegetação representa um material útil para se datar a seqüência de erupções em vulcões jovens, pelo método C^{14}, enquanto que os solos são transformados na zona de contato com o derrame quente, formando, assim, horizontes com características de porcelana.

Formas e Estruturas de Rochas Plutônicas – Feições macroscópicas

As formas das rochas plutônicas são bastante diversificadas, tanto em relação às suas dimensões, quanto à sua morfologia e às rochas encaixantes. Quanto à última, os plutões são chamados de "**concordantes**", quando retêm um paralelismo em relação às estruturas primárias, de deposição, ou secundárias, de metamorfismo ou deformação, das encaixantes. Por outro lado, as intrusões discordantes chegam a cortar ou penetrar através de qualquer acamamento, primário ou secundário, das encaixantes.

Na tabela 2.1.1, são fornecidos alguns dados sobre corpos intrusivos, e a fig. 2.1.23 ilustra alguns padrões. Os batólitos graníticos representam a maior expressão da atividade plutônica. Esses corpos são, geralmente, compostos e representam a soma de atividade ao longo de um certo período de tempo geológico e dentro de uma ampla região geográfica. Há, ainda, uma dúvida se existe um modelo generalizado para os batólitos. Alguns autores apresentam um modelo equivalente a um "sill" espesso, onde o topo pode ter sido ligado a condutos eruptivos, onde a base atinge apenas 5 km, aproximadamente, da superfície da Terra (12). Outros autores mostraram que outros corpos podem atingir níveis que correspondem às regiões intermediárias da crosta (13).

Em comparação aos batólitos graníticos, as intrusões máficas raramente chegam a um grande porte, embora haja exceções, tais como a intrusão do Bushveld, na África do Sul, e o complexo de Cana Brava, GO, este, provavelmente, apenas um resto incompleto de uma intrusão maior.

A Zona de Contato Entre as Rochas Intrusivas e as Encaixantes

A intrusão de magma fluido ou de material ígneo plástico dentro das rochas mais rígidas e frias traz conseqüências mecânicas e térmicas para ambas as partes. Os efeitos mecânicos dependem muito do ambiente tectônico em que ocorre a intrusão. Se o ambiente é de extensão, o espaço necessário para acomodar o volume de magma pode ser criado pelas próprias forças tectônicas. Se o ambiente é de compressão, a intrusão do magma pode ser forçada, ou seja, o espaço necessário é produzido pelo próprio magma, talvez ajudado por sua instabilidade gravitacional. Esta é causada pela diferença entre sua densidade, mais baixa que a das rochas encaixantes.

Portanto, os efeitos mecânicos observados nas rochas encaixantes variam bastante, desde o simples destacamento de pedaços ou xenólitos das rochas encaixantes, um processo conhecido, em inglês, por "stoping" e freqüentemente observado em ambientes tensionais (fig. 2.1.24), até deformação intensa com falhamento, durante uma intrusão forçada ("forced intrusion"). O último fenômeno é especialmente associado à intrusão diapírica e pode resultar na inversão da seqüência litoestratigráfica das encaixantes (14).

(12) Hamilton e Myers, 1967.
(13) Bott e outros, 1970.
(14) Legrand (1980) descreve um exemplo brasileiro.

Os efeitos termais nas encaixantes também apresentam uma gama de fenômenos. Um magma que se separa da região de sua geração, porém não se afasta muito dela, não causa muitas modificações termais às rochas encaixantes. Ao outro extremo, se o mesmo magma consegue chegar aos altos níveis da crosta, onde as rochas são bem mais frias, ele pode causar recristalização das encaixantes. O metamorfismo termal desenvolve uma auréola ao redor do corpo, e as dimensões dessa auréola dependem da diferença de temperatura entre o magma e as encaixantes, e do tamanho do corpo intrusivo. Uma intrusão grande

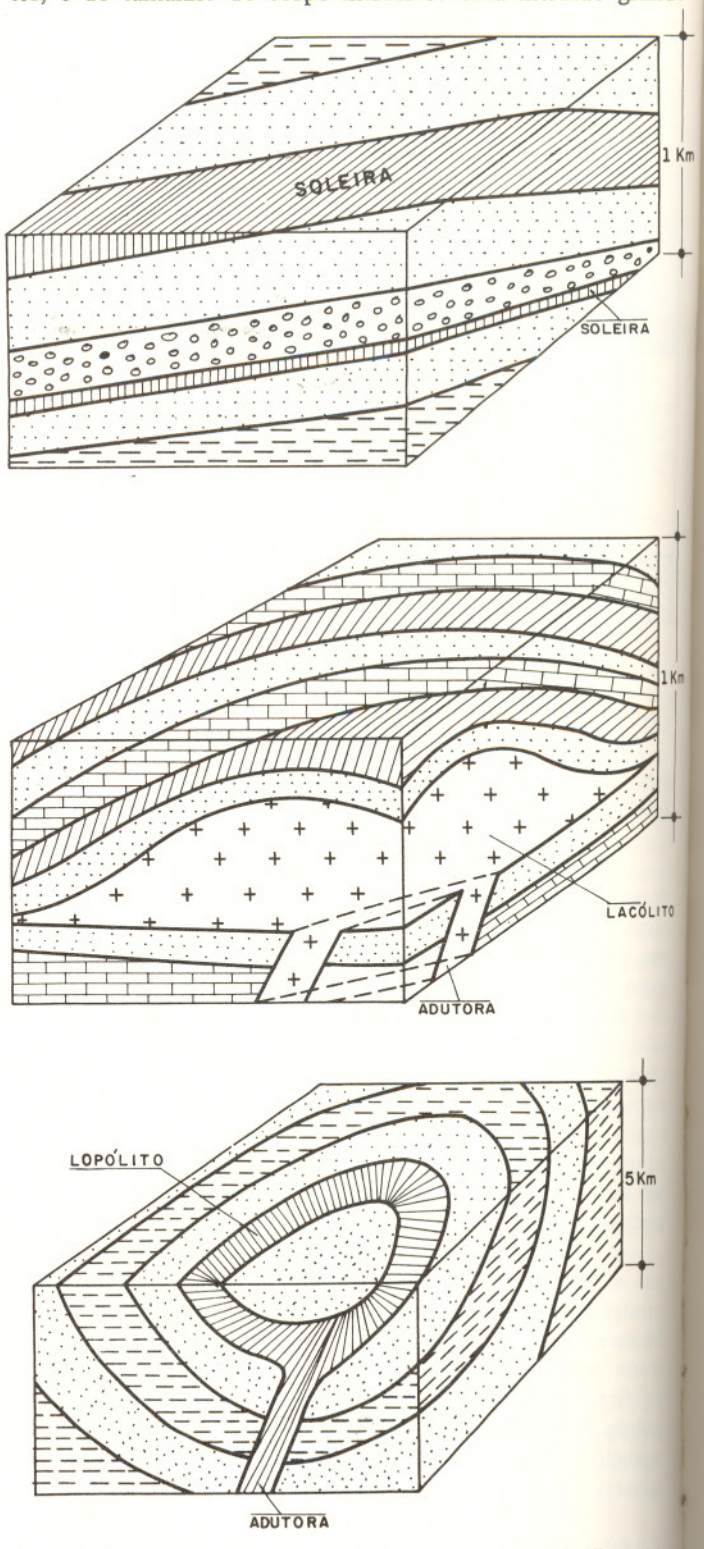


Fig. 2.1.23 – Alguns padrões de intrusões; superior, "sill" ou soleira; central, lacólito; inferior, lopólito.

TABELA 2.1.-A) – CORPOS DISCORDANTES

TIPO	DIMENSÕES	COMPOSIÇÃO TÍPICA	EXEMPLOS
Dique	Corpo tabular, espessura de poucos centímetros até algumas centenas de metros. Extensão ao longo da direção principal, até algumas centenas de quilômetros (contínua ou descontínua).	Várias, desde ultramáfica até félsica.	Grande dique, Zimbabwe ("Great Dyke"), o que pode incluir as raízes de três intrusões; ultramáfica, Província Basáltica Alcalina Terciária do RN e PB.
Veio	Corpo tabular, espessura geralmente de poucos centímetros, até alguns metros; extensão até poucos quilômetros.	Várias, predominantemente monominerálica (quartzo), granítica (aplitos ou pegmatitos.	
Pegmatito . .	Corpo tabular, espessura de poucos centímetros; extensão, até dezenas de quilômetros. No tipo "sem raiz", lenticular ou semelhante, até dezenas de metros.	Granítica; termo reservado para material de granulação grosseira.	Província do Seridó, RN-PB.
Apófise . . .	Corpo com padrão irregular e dimensões reduzidas, originando numa intrusão de maior porte.	Geralmente aplicado a materiais de composição granítica.	
"Plug" ou espinha	Intrusão colunar de algo nível crustal, que preenche o conduto vulcânico; diâmetro, até umas centenas de metros.	Várias, porém geralmente félsicas.	Fernando de Noronha (fonólitos).
"Neck" . . .	Intrusão pequena de alto nível crustal, muitas vezes perto do conduto vulcânico.	Várias.	Pico do Cabugi, RN (basalto alcalino).
"Stock" . . .	Intrusão de até 100 km², aproximadamente.*	Várias.	
Intrusão em forma de funil.	Intrusão de tamanho pequeno a médio.	Gabróica.	Skaergaard, Groenlândia
Diques anelares ou cônicos	Espessura, até umas centenas de metros. Diâmetro, até centenas de quilômetros.	Várias.	
Batólito . . .	Área > 100 km²	Granito, granodiorito, tonalito.	Batólito andino, Peru-Chile.

*A maioria dos autores usa "stock" para descrever corpos pequenos.

TABELA 2.1.B – CORPOS CONCORDANTES

TIPO	DIMENSÕES	COMPOSIÇÕES TÍPICAS	EXEMPLOS
"Sill", soleira	Espessura (esp.) até algumas centenas de metros. Extensão lateral (EL), até algumas centenas de quilômetros. Esp.: EL $\lesssim$ 1:10	Várias	Whin Sill, Norte da Inglaterra. Black Jack Sill, Novo Gales do sul, Austrália. Palisades, Estados de Nova Iorque e Pensilvânia, EUA.
Lacólito	Espessura até 1-2 quilômetros, aproximadamente. Extensão lateral, até alguns quilômetros. Esp.: E.L. > 1:10.	Várias	Shonkin Sag, Estado de Montana, EUA.
Lopólito	Espessura até alguns quilômetros; extensão lateral até poucas centenas de quilômetros.	Gabróica	Bushveld, Estado de Transvaal, África do Sul (450 km E-W, 240 km N-S, 12 km de espessura). Sudbury, Estado de Ontário, Canadá (50x20 km). Barro Alto, GO (150x30 quilômetros).

Obs.: Veios pegmatíticos podem ser corpos concordantes, bem como discordantes.

Tabela 2.1.1 – A) Alguns dados sobre rochas intrusivas discordantes e B) Alguns dados sobre rochas intrusivas concordantes.

pode causar recristalização sobre distâncias de dezenas até centenas de metros. É necessário salientar-se o fato de que o desprendimento de fluidos pelo corpo magmático também promove recristalização pela introdução de material às encaixantes e por reações subseqüentes. Esses efeitos são caracterizados como **metassomáticos.**

Fig. 2.1.24 – "Stoping" associado à intrusão de aplito no granitóide de Dona Inês, PB. (I. McR.).

Dentro do próprio corpo, os efeitos mecânicos manifestam-se como estruturas de fluxo. Cristais tabulares ou prismáticos ficam orientados de acordo com as linhas de fluxo, dentro do magma, o mesmo acontecendo com xenólitos tabulares. A identificação da foliação assim definida (S_0 ou F_0) é muito importante na reconstrução da história deformativa do plutão. Pode haver, ainda, deformação de material ígneo já bastante solidificado, porém não rígido, impondo a essas rochas um aspecto gnáissico.

Dos efeitos termais de contato dentro do corpo, destaca-se a formação de um invólucro de granulação mais fina que a do interior do corpo, um fenômeno especialmente proeminente em intrusões de composição basáltica (fig. 2.1.25). Em textos de língua inglesa, fala-se de "chill zones" (zonas de arrefecimento rápido). Muitas vezes admite-se que esse invólucro representa a composição do magma progenitor da intrusão. No entanto, é justamente essa zona de contato que pode sofrer, em escala maior, os efeitos de interações entre o magma introduzido e as encaixantes (ver Vol. 2). Em algumas instrusões, a zona de contato inclui, além da parte formada por arrefecimento rápido, porções em que os cristais podem apresentar um desenvolvimento extraordinário de grãos orientados perpendicularmente aos contatos (15), como, por exemplo, na textura harrística em olivinas alongadas, ou no tipo "Willow Lake", com plagioclásio, ortopiroxênio, augita ou hornblenda alongados (16).

(15) Wagner, 1968.
(16) Taubeneck e Poldervaart, 1960.

Em granitos, os efeitos globais na zona de contato são relacionados à profundidade de intrusão (17). Na **epizona** (de (0 a 4-6 km), o contato é nítido e a auréola de metamorfismo é presente. A deformação das encaixantes rígidas procede principalmente por falhamento. Na mesozana (de 4-6 a 8-10), o contato pode ser nítido ou gradativo, localmente.* A auréola metamórfica começa a ficar menos evidente, e as rochas encaixantes começam a evidenciar uma plasticidade mais acentuada. Nelas podem ser observados efeitos de dobramento convoluto e de boudinagem, em horizontes estruturalmente mais competentes, especialmente nas partes mais profundas dessa zona. Na catazona (de 8-10 a 12+ km), aproximadamente, um limite que representa o nível de erosão atingido nos corpos estudados por Buddington e outros), a auréola de contato inexiste, sendo o contato gradativo. A migmatização das encaixantes é frequente. O próprio corpo intrusivo permanece num estado plástico durante algum tempo, podendo, assim, sofrer deformações e recristalização localizada, junto com as rochas encaixantes. Nesse nível, os granitos podem manifestar-se até por concentrações apenas relativas dos componentes félsicos, o que ocorre nos migmatitos e que pode representar as etapas precoces de granitização.

Na cadeia andina da América do Sul e seu correspondente na América do Norte, partes extremamente profundas de intrusões têm sido encontradas. São rochas gnáissicas com aspecto de granulitos (22) cuja profundidade de formação deve ter sido em torno de 20 km.

Fig. 2.1.25 – Intrusão de basalto em calcário, onde o basalto apresenta um invólucro vítreo descontínuo (destacado na foto). Currais Novos, RN (I. McR.).

Estratificação Fantasma em Granitos

A presença de estruturas ou estratigrafias relíquias das rochas encaixantes dentro de corpos graníticos, que mantêm as tendências estruturais gerais da região, recebeu a denominação de **estratificação fantasma.** Manifesta-se, principalmente, pela presença das porções mais resistentes à fusão, em continuidade estrutural com o mesmo material fora da intrusão.

(*) *Figura 2.1.26.*

(17) Baseado, principalmente, num resumo de Hyndmann, 1972, de vários trabalhos de Buddington e sua escola (resumido em Buddington, 1959). Limites modificados de acordo com estimativas posteriores de outros autores.

(22) Tarney e outros, 1982.

Muitas vezes, a presença da **estratificação fantasma** tem sido usada para se justificar os modelos da formação de granito que apelam para a granitização de rochas crustais mais máficas através de metassomatismo e metamorfismo. Tais processos podem operar perfeitamente em escala mesoscópica, nos níveis mais profundos da crosta, porém outros processos podem contribuir para o seu desenvolvimento nas epi e mesozonas (18).

O "stoping" pode conduzir à separação, em três dimensões, de blocos das rochas encaixantes. Quando esses xenólitos ou megaxenólitos sofrem pouca rotação, suas estruturas aparentam possuir uma continuidade geométrica com aquelas nas encaixantes. A fusão parcial dos xenólitos conduz à destruição parcial dos horizontes menos refratários, e os magmas assim produzidos podem incorporar-se ao resto. Deixa-se assim, um "comboio" de xenólitos félsicos parcialmente digeridos, e os xenólitos refratários, compostos dos minerais máficos. Um outro fenômeno que produz uma **estratificação fantasma** é a intrusão repetida de "línguas" de granito, ao longo dos planos de estratificação ou foliação dentro de rochas encaixantes, com uma fábrica fortemente orientada. Assim, os xenólitos das encaixantes ficam separados por corpos laminares de granito e preservam sua orientação estrutural.

Salienta-se que muitos dos exemplos de **estratificação fantasma**, descritos na literatura, referem-se a xenólitos apenas parcialmente digeridos pelo magma granítico, e uma boa parte destes refere-se também a xenólitos cuja absorção por magma granítico é difícil. Trata-se, nessa categoria de rochas de composição básica, de quartzitos e calcários, que são refratários. Por outro lado, alguns exemplos de **estratificação fantasma** são mais sutis, detectáveis apenas através de estudos microscópicos, que têm como base uma amostragem adequada de todo o corpo. Nesse caso, pode-se observar, às vezes, a preservação de pequenas diferenças de composição mineralógica, preservadas, entre "horizontes", dentro do corpo granítico e mantendo uma continuidade com a estrutura regional (19). Aí, a hipótese de granitização torna-se um forte concorrente de qualquer outra hipótese petrogenética.

Estruturas Desenvolvidas Durante a Solidificação de um Magma

Já na parte 1 deste Texto, considerou-se, ligeiramente, o fenômeno do afundamento e acumulação de cristais. Os modelos adiantados possuem a beleza da simplicidade, contudo se mostram falhos quando da discussão de pormenores estruturais e mineralógicos observados. Alguns aspectos químicos e físicos da acumulação de cristais em intrusões bandadas são discutidos na parte 4. Nessa seção, salientamos algumas feições cuja origem está recebendo atenção a partir de experiências de laboratórios.

O retrato clássico de uma intrusão acamada consiste nas estruturas e texturas bandadas, ilustradas nas fig. 1.1.18 e 1.1.19. Por outro lado, nos mesmos corpos não é raro encontrar-se estratificação convoluta, com a incorporação de fragmentos de rochas e dos cristais que compõem as bandas. Há, ainda, o problema da deposição de bandas de minerais pesados, associadas com bandas de minerais mais leves, cujo contraste de densidade em relação à do líquido, é pequeno. Fala-se, nesse caso, dos plagioclásios (ver fig. 1.1.2) muitas vezes depositados juntos aos minerais ferromagnesianos bem mais pesados, em seqüências alternadas e repetidas. Existe, também, a necessidade de se explicar a ocorrência de alguns exemplos de bandamento em rochas de composição félsica, onde se observa uma alternância, em escala fina, de fenocristais de feldspato alcalino e de horizontes máficos contendo hornblenda e biotita (fig. 2.1.27). Faremos uma revisão mais crítica das teorias atuais sobre bandamento ígneo, no capítulo 1 do vol. 2.

Fig. 2.1.26 – Contato brusco entre granito (cinza-claro) e gnaisse (cinza-médio), granito de Picuí, PB. Apófises e veios de granito invadem o gnaisse, ao longo de falhas (I. McR.).

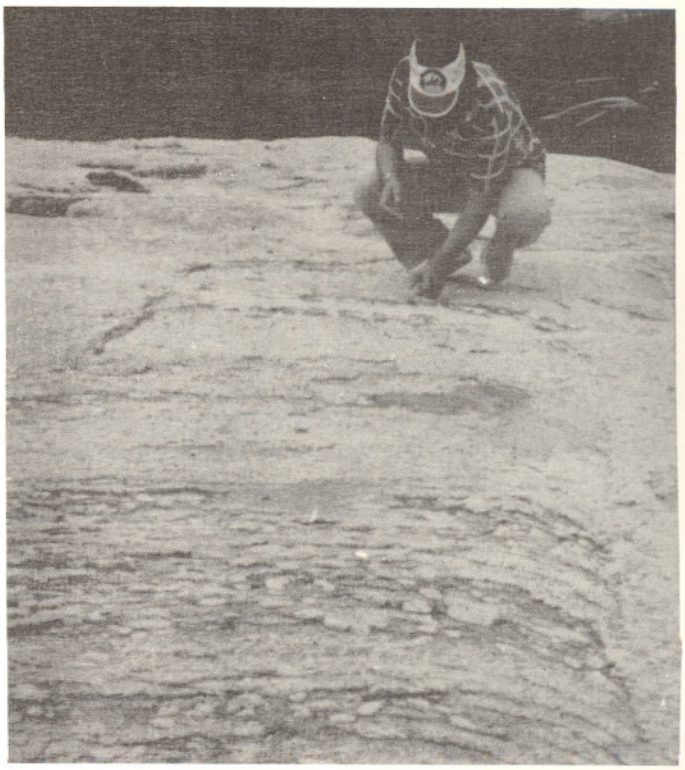


Fig. 2.1.27 – Acamamento em granito. Monte das Gameleiras, RN (I. McR.).

Disjunções em Corpos Plutônicos

Como é o caso das rochas vulcânicas e subvulcânicas, as rochas plutônicas podem sofrer contração com a formação conseqüente de disjunções. No entanto, essas disjunções podem passar quase que despercebidas, a não ser em plutões da

(18) Pitcher, 1970.
(19) Whitten, 1960.

epizona. São, no entanto, aproveitados por pedreiros para facilitar os trabalhos de desmonte e acabamento. Nesses corpos, pode-se encontrar um sistema de disjunções radiais, com maior expressão na zona de contato, e um outro sistema, de disjunções concêntricas ao centro geométrico do corpo (20). Há um outro conjunto que reflete, aproximadamente, a morfologia da superfície local, e causa planos de fraqueza dentro do corpo, o qual se desenvolve após a solidificação e o resfriamento do corpo, por alívio de pressão, que acompanha a erosão das rochas superpostas (fig. 2.1.28).

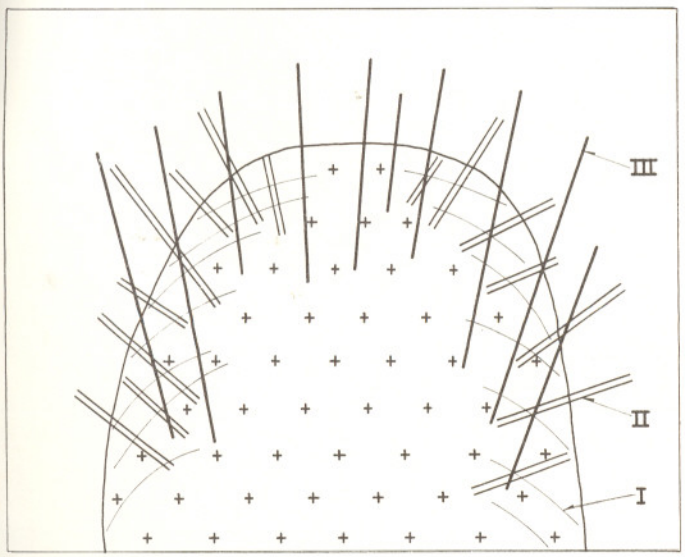


Fig. 2.1.28 – Disjunções em granitos. Geração I – linhas de fluxo; geração II, geralmente preenchida por pegmatitos; geração III, geralmente não preenchida. Segundo Balk, 1937 e Cloos, 1929.

Rochas Metaígneas*

No Brasil, o geólogo que trabalho na grande maioria de terrenos fanerozóicos é um privilegiado, no sentido de que verá muitas das feições aqui descritas, em condições não-deformadas e não-metamorfizadas. No entanto, esses terrenos compõem apenas uma parte da geologia brasileira. Em áreas proterozóicas ou arqueanas, fatalmente encontram-se rochas ígneas bastante modificadas. Em terrenos de baixo grau metamórfico, que sofreram pouca deformação, ainda é possível distinguir-se estruturas primárias e texturas claramente ígneas, embora pseudomorfizadas. Por exemplo, estruturas em almofada são preservadas em cinturões de rochas metavulcânicas em grau metamórfico xisto-verde ou anfibolito inferior; horizontes ou lentes de cromita associados a serpentinitos que preservam suas texturas ígneas ocorrem freqüentemente. Com o aumento do grau metamórfico, porém ainda sem a influência de uma deformação mais forte, a identificação das rochas metaígneas torna-se um pouco mais difícil, principalmente por causa da recristalização, que começa a obliterar as texturas tipicamente ígneas (ver cap. 2.2). Entretanto, os critérios de campo ainda ajudam na identificação das rochas. Corpos discordantes retêm sua discordância, e estruturas em almofada continuam reconhecíveis, como também ocorre com os horizontes de cromita em intrusões acamadas. Nesse caso, pode-se chegar ao ponto em que as rochas hospedeiras já perderam quase todas as suas características, à exceção de sua composição extremamente magnesiana, enquanto que as acumulações de cromita se mantêm preservadas.

É quando as rochas experimentaram uma deformação significativa que o seu reconhecimento se torna bastante difícil. Quando existe a possibilidade de se identificar transições, desde as rochas pouco deformadas até as deformadas, a tarefa é facilitada (21). Quando não há tal possibilidade, muitas vezes é necessário recorrer a argumentos baseados na composição química das rochas, procurando demonstrar uma similiaridade química a um determinado tipo de rocha ígnea não alterada (ver cap. 2.2). Porém, é possível tecer, aqui, algumas considerações gerais sobre rochas ígneas deformadas.

Os corpos discordantes, como diques ou veios, podem preservar sua característica de discordância, mesmo tendo sido fragmentados por estiramento. As rochas intrusivas félsicas sujeitas a deformações fracas a médias desenvolvem lineações ou foliações gnáissicas. A foliação é descontínua e contrasta claramente com o bandamento contínuo encontrado em muitos gnaisses metassedimentares (paragnaisses). Em corpos ígneos irregulares, os contatos discordantes com as rochas encaixantes podem ficar preservados, embora qualquer sinal de uma antiga auréola metamórfica de contato possa ser eliminado durante a recristalização do conjunto. Os horizontes concordantes, finos e extensos (quando se leva em conta a extensão anterior ao dobramento), de material máfico (como, por exemplo, clorita-epídoto-xistos ou anfibolitos), encaixados em rochas de composição contrastante, podem representar camadas de cinzas vulcânicas.

Citam-se, aqui apenas alguns exemplos dos problemas associados ao reconhecimento de rochas metaígneas. Outros aspectos do assunto são discutidos no capítulo em seguida.

(20) Cloos, 1929; revisão atualizada por Hyndmann, 1972; Balk, 1937.

*(*) Nessa seção, abordamos o assunto de uma maneira muito resumida, uma vez que se entra nas áreas de especialização da Petrologia Metamórfica e Geologia Estrutural.*

(21) Myers, 1976.

Leituras Recomendadas

Os aspectos da ocorrência das rochas ígneas no campo são tratados nos textos de **Hyndmann** e **Barth**, citados em outros capítulos, e nos textos:

Loczy, L. de e **Ladeira**, E.A. – 1976 – Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica. Edgard Blücher, São Paulo, 528p. (capítulos 18 e 19).

Leinz, V. e **Amaral**, S.E. – 1969 – Geologia Geral. 4ª edição com revisões. São Paulo.

Uma discussão aprofundada da estrutura interna dos granitos encontra-se em:

Barre, J. – 1982 – Methodes d'analyse structurale des granitoides, Bureau de Recherches Géologiques et Miniéres, Manuels et métodes Nº 3. 128 pp.

Recomendamos, também, os livros de **Newall** e Rast (1970, ed) e **Windley** (1976, ed.), que incluem mapas e fotografias bastante didáticos. Com referência às rochas ígneas brasileiras recentes, não podemos deixar de mencionar duas monografias clássicas, porém, lamentavelmente, difíceis de serem encontradas:

Almeida, F.F.M. de – 1955 – Geologia e Petrologia do Arquipélago de Fernando de Noronha. DNPM, Monografia vol. XIII, Rio de Janeiro. 181 p.

Almeida, F.F.M. de – 1961 – Geologia e Petrologia da Ilha da Trindade. DNPM. Monografia vol. XVIII. Rio de Janeiro. 197 p.

Sobre as rochas metamorfizadas e/ou deformadas, algumas das referências citadas nos capítulos 1.6 e 2.2 contêm descrições muito boas das rochas no campo.

Exercícios

1) No mapa geológico em escala 1:1.000.000, do DNPM, que inclui a cidade onde se encontra o seu departamento, identifique os corpos ígneos e os classifique, de acordo com seu tamanho, discordância e assim por diante. Procure verificar essas identificações, referindo-se a qualquer tipo de imagem aérea disponível: de radar, de satélite ou fotografias aéreas.

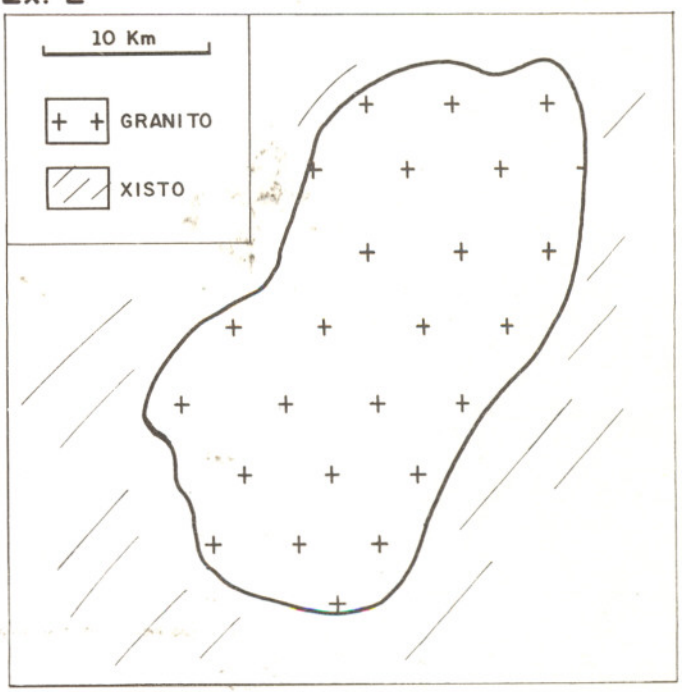
2) Planeje viagens de campo, para verificar suas identificações preliminares resultantes de suas respostas a Q.I. relacionando aquelas feições cuja presença, ou não, pode ajudar na confirmação de suas hipóteses levantadas pelo quesito 1.

3) No croquis Ex. 1, faltam informações para se resolver as relações temporais entre os granitos tipos 1 e 2: tipo 2, tanto pode ser um corpo tardio introduzido no tipo 1, como pode ser, também, um megaxenólito englobado pelo tipo 1 e, portanto, mais velho do que este. Relacione as feições que possam ser observadas no campo e que ajudam na resolução desse problema.

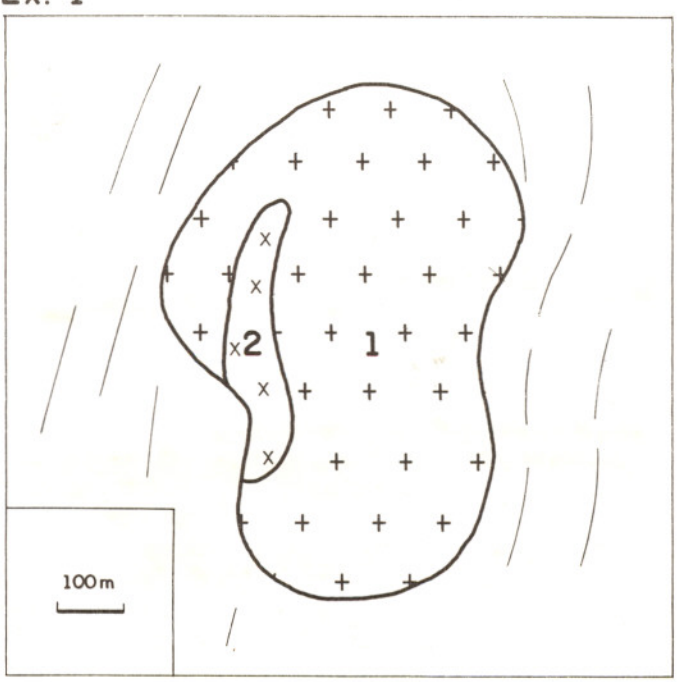
4) No croquis Ex. 2, apresentamos uma seção horizontal de um corpo ígneo de composição félsica, introduzido em alto nível crustal. Assinale as feições que esperaria encontrar no campo.

5) No croquis Ex. 3 há uma seção vertical de um corpo granítico, introduzido num baixo nível crustal. Assinale as feições que esperaria encontrar no campo.

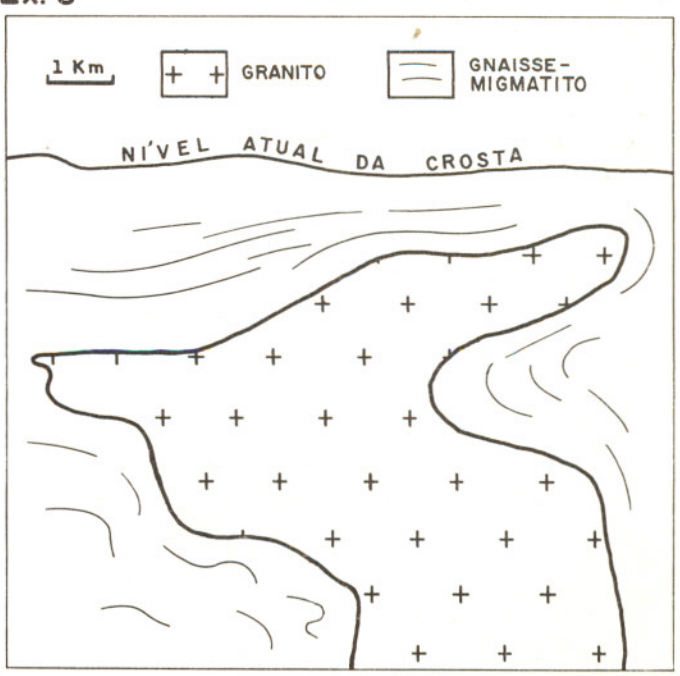
Ex. 2



Ex. 1



Ex. 3



Capítulo 2.2

Análises Preliminares de Laboratório

Em outros capítulos, já se discutiram aspectos tais como a classificação mineralógica das rochas (cap. 1.6), a descrição das texturas das rochas (cap. 1.5) e o significado destas em termos físicos, químicos e geológicos. Nesse capítulo, aborda-se uma miscelânea de assuntos, entre eles a seleção de amostras para os estudos subseqüentes e os problemas do estudo das rochas metaígneas. Esse último representa uma continuação de idéias já formuladas em capítulos anteriores (cap. 1.6 e 2.1).

Seleção de Amostras para Estudos Subseqüentes por Microscopia e Tratamento para a Recuperação de Amostras Parcialmente Alteradas

Onde se tem como finalidade a investigação da composição química e isotópica de uma rocha aparentemente não-metamorfizada ou deformada, o exame da amostra de campo pode revelar os efeitos superficiais de intemperismo, na forma de crostas friáveis de alteração, manchas avermelhadas ou amarronzadas de oxidação e uma tonalidade diferente da rocha sã. De uma maneira geral, evita-se a coleta de tal material durante o levantamento de campo. Se isto é impossível, rejeita-se a crosta intemperizada durante a redução da amostra para pó.

Às vezes, é possível recorrer a tratamentos especiais, para recuperar o material alterado incipientemente. A limpeza ultra-sônica, realizada na amostra quando esta é reduzida a uma granulação homogênea e relativamente grosseira, seguida por decantação, pode ser um procedimento adequado para libertar as argilas. Entretanto é necessário preparar o pó com cuidado, evitando a produção de material fino, que pode se perder durante a decantação. Os óxidos secundários são, de um modo geral, mais reativos do que os primários. Assim, um ataque seletivo à amostra em pó com um redutor fraco em solução ácida fraca pode servir para dissolver os óxidos secundários, sem atacar os outros minerais. Estes são recuperados por filtração e lavagem. Uma lixiviação do pó com ácido clorídrico fraco pode servir para retirar componentes liberados por intemperismo e adsorvidos nas superfícies dos grãos.

O exame microscópico da lâmina delgada da parte da amostra selecionada procura feições, tais como:

I) sinais do início de oxidação secundária, manifestados por manchas avermelhadas de material amorfo (no sentido cristalino), ao redor de óxidos titano-ferríferos. Os óxidos secundários provenientes dos produtos de intemperismo também podem estar depositados ao longo de fraturas dentro da rocha. Outros sinais de modificações ocorridas a baixa temperatura incluem argilização incipiente dos feldspatos e deposição de carbonatos em vazios e fraturas.

Um segundo tipo de oxidação pode ocorrer a temperatura mais alta, como, por exemplo, quando um corpo ígneo, já parcial ou completamente solidificado, porém ainda quante, sofre interação com gases residuais oxidantes produzidos durante a solidificação (1). Há uma escala progressiva de oxidação caracterizada pela transformação de titanomagnetita homogênea, em amostras não oxidadas numa assembléia de pseudobrookita ($Fe_2^{3+}Ti^{4+}O_5$) e hematita (Fe_2O_3), contendo um pouco de titânio, nas amostras extremamente oxidadas (2). No início da oxidação, algumas lamelas de ilmenita são produzidas. Com o avanço da oxidação, o número de lamelas aumenta e, depois, começam as transformações químicas, a ilmenita passando para pseudobrookita, e a titanomagnetita para titano-hematita (3). Concorrentemente, os silicatos sofrem oxidação onde o ferro ferroso se transforma em ferro férrico, produzindo manchas avermelhadas.

É claro que um exame dos óxidos ferrotitaníferos em luz refletida é essencial como um passo preliminar ná seleção de amostras para a aplicação de geotermômetros que os utilizam (ver cap. 2.4).

II) No caso de lavas, qualquer vazio pode ficar preenchido por minerais secundários. Contudo, quando a rocha em si não apresenta outros sinais de alteração e se se consegue separar o material secundário do primário (como, por exemplo, pela dissolução dos carbonatos por ácido acético diluído), é permissível utilizar o material primário com uma certa confiança.

III) Sinais de alteração ligada a metassomatismo, como, por exemplo:

Metassomatismo potássico, manifestado, às vezes, na amostra de mão por uma coloração avermelhada forte dos feldspatos potássicos e, na lâmina, por substituição parcial dos plagioclásios por feldspato potássico, e por deposição intersticial de feldspato potássico.

Metassomatismo silicoso, manifestado pela deposição de uma variedade polimórfica de quartzo em cavidades, fraturas ou intersticialmente.

Metassomatismo sódico, manifestado pela transformação de feldspatos em albita ou feldspatos alcalinos ricos no componente sódico.

Transformações mais abrangentes, tais como saussuritização de plagioclásios (transformação em epidoto), hidratação (transformação de silicatos ferromagnesianos em clorita ou anfibólio e, no caso da olivina, em serpentina); transformação de olivina em iddingsita e de ilmenita em leucoxênio; pseudomorfização.

Esses sinais poucas vezes manifestam-se claramente na amostra de mão, exceto quando avançados. Nesse caso, a saussuritização pode manifestar-se por um esverdeamento dos plagioclásios; a serpentinização em rochas ricas em olivina por várias manifestações de coloração, desde um leve esverdeamento até um forte escurecimento; iddingsitização, pela produção de uma cor de ferrugem, acompanhada, muitas vezes, pelo destacamento das fraturas, comuns em olivina, pela deposição de minerais opacos ou de clorita de cor clara.

(1) Sato e Wright, 1966.

(2) Watkins e Haggerty, 1968; Ade-Hall e Lawley, 1970.

(3) Fotografias coloridas são reproduzidas entre a p. 200 e p. 201, em Gass e outros (eds.), 1972; as fotografias em preto e branco são encontradas em Ade-Hall e Lawley, op. cit.

Algumas vezes, como ocorre com as rochas vulcânicas da bacia de Jaibaras, CE (4) ou com as da bacia do Rio Paramirim, BA (5), embora seja possível encontrar alguns exemplos de rochas menos alteradas, permitindo-se, assim, uma tentativa de classificação mineralógica, é impossível encontrar exemplos de rochas inalteradas. Assim, pode-se prosseguir com um programa analítico, desde que se reconheçam as limitações dos resultados e a dificuldade de sua interpretação (ver cap. 1.6).

Cabe, aqui, tecer algumas considerações sobre a seleção de amostras para a aplicação de geotermômetros ou geobarômetros baseados na partição de elementos entre minerais, ou minerais e matriz. No caso de rochas vulcânicas, necessita-se prestar atenção à proporção de cristais e se há evidência para sua acumulação ou não. Quando a proporção de cristais é alta, é provável que tenha havido uma acumulação de cristais por afundamento ou flutuação. Os cristais podem reter núcleos que se formaram através de precipitação de um líquido cuja composição não era aquela da matriz em que os cristais se encontram. Assim, o coeficiente medido (concentração do elemento X no mineral A) / (concentração de X na matriz) não representa o verdadeiro coeficiente de partição e fornecerá resultados falsos para a temperatura, no caso dos geotermômetros. Igualmente, os coeficientes (concentração de X em mineral A) / (concentração de X em B) podem fornecer resultados falsos.

O Problema das Rochas Metaígneas

É possível distinguir-se quatro classes de metamorfismo (6) e (7):

I) Metamorfismo de contato, causado pela intrusão de corpo ígneo dentro de rochas já mais frias. No caso particular discutido aqui, trata-se da intrusão de um corpo mais novo dentro de um mais velho. Quando isto ocorre num alto nível crustal, pode haver uma recristalização do corpo mais velho, num invólucro ao redor do mais novo. Há, também, a possibilidade de ocorrer uma troca de material químico entre os dois corpos, que pode chegar a ser expressiva, quando o novo corpo está carregado de componentes voláteis. Nesse caso, ocorre metassomatismo do corpo mais velho, cuja composição sofre modificações importantes.

II) Metamorfismo dos leitos oceânicos (7)

Separa-se essa classe por causa de suas características distintas. Nessa classe, há a possibilidade de passagem de grandes quantidades de água do mar através das rochas, especialmente aquelas depositadas nas partes superiores do empilhamento. Além disso, há um gradiente térmico acentuado, devido à presença de volumes expressivos de rochas intrusivas num alto nível crustal. A combinação do primeiro fator ao segundo determina modificações que variam desde trocas iônicas sobre distâncias curtas em rochas não-fraturadas, até a modificação total das composições mineralógica e química nas rochas fraturadas.

III) Metamorfismo de soterramento, que ocorre durante o afundamento de segmentos da crosta, na formação de bacias intracratônicas, quando as rochas, inicialmente à superfície, ficam cobertas por pacotes espessos de sedimentos e vulcânicas. Também ocorre em margens ativas e passivas de placas (ver cap. 3.2). Na ausência de forças tectônicas, o metamorfismo é estático e envolve, apenas, um reajuste mineralógico e químico, não havendo deformação.

IV) Metamorfismo dinamotermal é aquele que ocorre quando a deformação acompanha a recristalização dos conjuntos mineralógicos. Resulta na imposição de texturas ou estruturas direcionadas, tais como clivagem, xistosidade, foliação gnáissica ou lineação.

É quase impossível especificar-se uma série de regras gerais que possam ajudar em todos os casos de rochas metaígneas. No capítulo anterior, consideraram-se algumas feições, que podem ser observadas no campo, e que devem ser levadas em conta quando do estudo das texturas dessas rochas.

O metamorfismo de contato muitas vezes ocorre sem deformação associada. A textura ígnea típica (fig. 2.2.1, olivina-gabro) pode sofrer os efeitos da recristalização, que produzem um conjunto que tende à equigranulação, porém, a grosso modo, retém algumas das características da rocha original. A fig. 2.2.1b apresenta uma seção delgada de um gabro metamorfizado por contato. A composição mineralógica* também retém os elementos originais, estando presentes plagioclásio, piroxênio (augita) e olivina. O metamorfismo de soterramento ou de leitos oceânicos traz, nas suas etapas iniciais, grandes modificações mineralógicas, sem, no entanto, alterar a textura essencial da rocha. A fig. 2.2.1c representa um gabro onde a olivina é alterada para serpentina, o clinopiroxênio é parcialmente alterado para clorita, porém preserva núcleos inalterados, e o plagioclásio é transformado em sericita e albita. Os óxidos são decompostos em agregados de hematita e leucoxênio. O aumento do grau metamórfico durante o metamorfismo dos leitos oceânicos, uma vez que ocorre sob a influência de um alto gradiente térmico e, portanto, não implica em grandes profundidades de soterramento, pode não causar grandes mudanças de textura (9). Entretanto, há modificações mineralógicas: tipicamente, a olivina pode ser preservada, embora oxidada, o clinopiroxênio é transformado em anfibólio, e o plagioclásio é preservado, embora a sua composição fique mais sódica que a normal nos gabros. O metamorfismo de soterramento pode provocar maiores reajustes. A fig. 2.2.1d representa um caso onde um metagabro sofreu metamorfismo em grau médio-alto. O conjunto mineralógico presente é plagioclásio, anfibólio e óxidos, e a textura aproxima-se à equigranular, tendo perdido quase que completamente suas feições ígneas originais.

A influência de esforços tectônicos é marcante. Quando os esforços não são muito grandes, porém agem sobre rochas cuja condição aproxima-se ao estado plástico, o desenvolvimento de texturas direcionadas, que obliteram qualquer vestígio da original, é comum. A fig. 2.2.1e representa um ortognaisse gabróico. Quando os esforços são muito grandes e agem durante pouco tempo, as modificações texturais são ainda mais profundas. No regime plástico, os estados iniciais apresentam feições na mesoescala pouco diferentes daquelas apresentadas na fig. 2.2.1e. No entanto, começam a surgir feições particulares. As descrições mais pormenorizadas são aquelas que se referem às rochas de composição granítica (10). Entretanto, é possível encontrar feições semelhantes em rochas metamáficas, onde a serpentina e a clorita seriam os minerais dúcteis, corres-

(4) Costa e outros, 1973; Jardim de Sá e outros, 1980.

(5) Jardim de Sá, 1978; McReath et al., 1981.

(6) Winkler, 1974.

(7) Ver referências citadas no cap. 1.6. Deve-se salientar aqui, o fato de que o mesmo tipo de metamorfismo pode ocorrer, durante a atividade magmática, em qualquer corpo de água, não tão-somente nos leitos oceânicos.

*(*) Ver tabela 2.2.1.*

(9) Binns et al., 1976.

(10) Higgins, 1971; Bell e Etheridge, 1973; White, 1973; Wakefield, 1977.

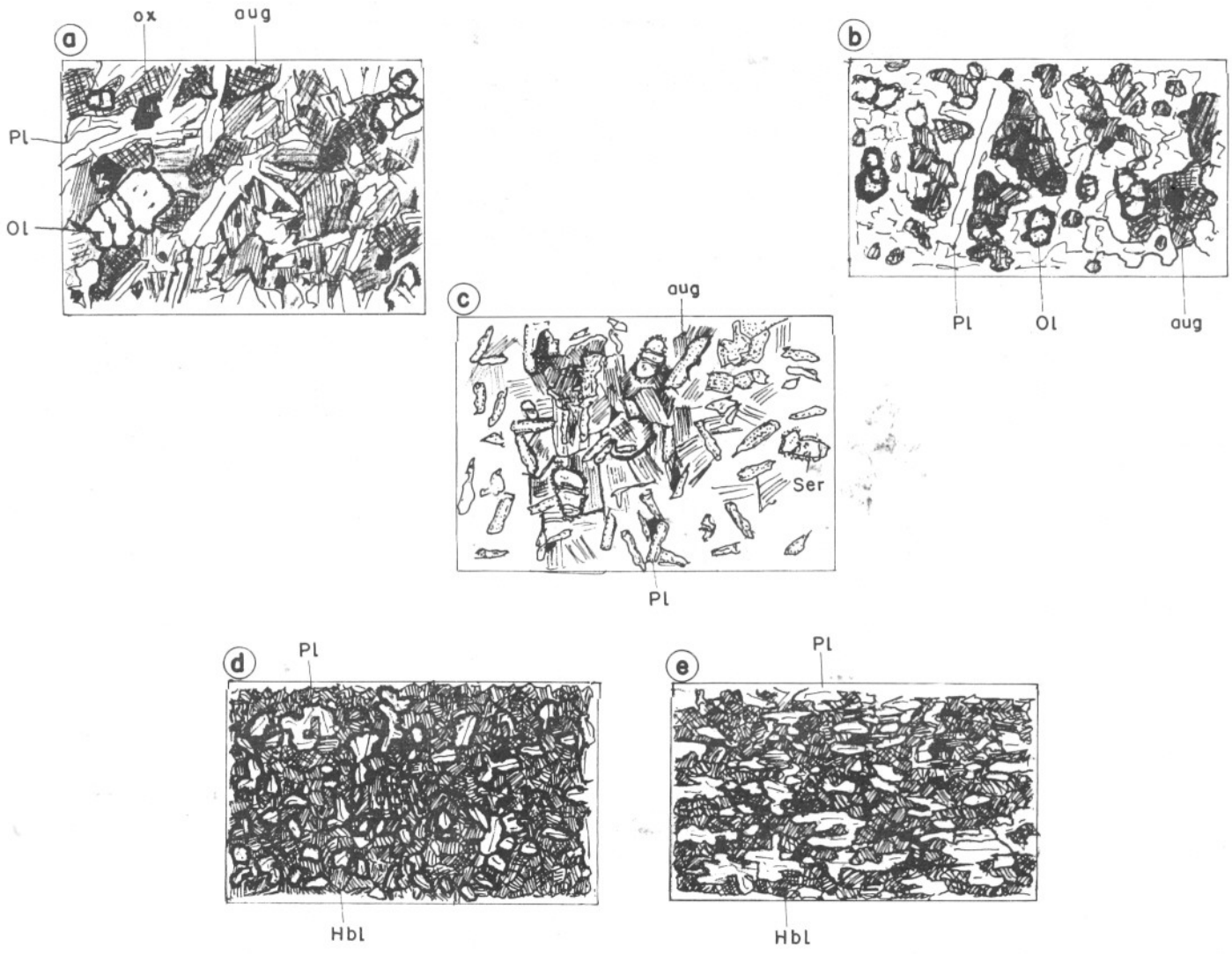


Fig. 2.2.1 – Todos os campos são de 2x1 cm; luz polarizada. a) Olivina-melagabro; Pl, plagioclásio; Ol, olivina; aug, augita; ox, mineral óxido de ferro. b) Metaolivina-gabro, produzido por metamorfismo de contato intenso; Pl, plagioclásio; Ol, olivina; aug, augita. c) Metaolivina-melagabro, "facies" xisto verde; Pl, plagioclásio sódico e parcialmente sericitizado; aug, augita variavelmente alterada para clorida, representada pela massa cinzenta; Ser, serpentina formando pseudomorfos após olivina. d) Metamelagabro "facies" anfibolito; Pl, plagioclásio; Hbl, hornblenda. e) Ortognaisse gabróico; Pl, plagioclásio; Hbl, hornblenda.

TABELA 2.2.1 – ESQUEMA DE METAMORFISMO DE UM GABRO OU BASALTO

	"FACIES" (MINERAIS PRESENTES)			
Original	**Zeolito**	**Xisto Verde**	**Anfibolito Médio**	**Anfibolito Alto-Granulito**
(1) Olivina	(1) Serpentina	(1) Serpentina	(1) Olivina oxidada ou talco, etc.	(1) Olivina oxidada ou talco, etc.
(2) Clinopiroxênio	(2) Clinopiroxênio (parcialmente alterado para clorita)	(2) Clinopiroxênio (bastante alterado para clorita)	(2) Clorita + actinolita	(2) Hornblenda ± clinopiroxênio
(3) Plagioclásio cálcico	(3) Plagioclásio cálcico (alterado para zeolitos e argilas)	(3) Albita	(3) Oligoclásio – andesina	(3) Labradorita
(4) Magnetita, ilmenita	(4) Hematita, leucoxênio	(4) Hematita, leucoxênio (decrescendo)	(4) Epídoto, titanita, magnetita	(5) Magnetita, titanita ± ilmenita
–	(5) Calcita	(5) Calcita	–	–

pondentes às micas e ao quartzo das rochas félsicas, enquanto que os piroxênios e os feldspatos apresentariam um comportamento mais frágil. Em seguida, descreve-se o processo de deformação extrema ou milonitização de um granito.

Sendo de fácil deformação, as micas das rochas granitóides, deformadas por esforços fortes, recristalizam e assumem orientações de acordo com o campo de esforços e a geometria impostas pelos grãos minerais menos deformáveis ao redor do local em que elas se encontram. Freqüentemente, são desenvolvidas crenulações ou "kinks". O quartzo também sofre deformação, que pode ser manifestada pelo desenvolvimento de extinção óptica ondulatória e, também, por recristalização dos grãos maiores em agregados de cristais menores (fig. 2.2.a) Em estados mais avançados de deformação, o quartzo começa a apresentar formas flamboiantes. Já o feldspato alcalino não é tão dúctil. Quando as micas e o quartzo já apresentaram sinais de deformação avançada, os feldspatos ainda não sofreram grandes modificações. Nas margens, podem ficar penetrados por crescimentos vermiformes de quartzo, enquanto no interior do cristal, podem existir sinais de crenulações ou "kinks" (fig. 2.2.2b). Num estado de deformação ainda mais avançado, começa um processo cominutivo, os cristais de feldspato sofrendo quebramento e arredondamento. No espaço entre dois fragmentos produzidos a partir de um cristal maior, pode-se encontrar um agregado de cristais pequenos, derivado do próprio feldspato.

Ao mesmo tempo em que os feldspatos se deformam na matriz composta, principalmente, de quartzo, mica e fragmentos de feldspato derivados dos cristais maiores, ocorre uma diminuição do tamanho de grão e também a imposição de uma orientação definida por cristais alongados de quartzo, "comboios" de cristais de quartzo e alinhamento das micas (fig. 2.2.2c). Essa textura assemelha-se bastante à textura de fluxo observada em rochas vulcânicas, especialmente a de rochas originalmente vítreas e que sofreram desvitrificação. Não obstante, a natureza fragmentar e arredondada da maioria dos cristais de feldspato e o preenchimento dos espaços entre fragmentos por material recristalizado a partir dos grãos não triturados são os fatores distintivos dos milonitos.

A fase final de milonitização deixa a rocha com uns poucos porfiroclastos arredondados de feldspatos, numa matriz de granulação extremamente fina (fig. 2.2.2d).

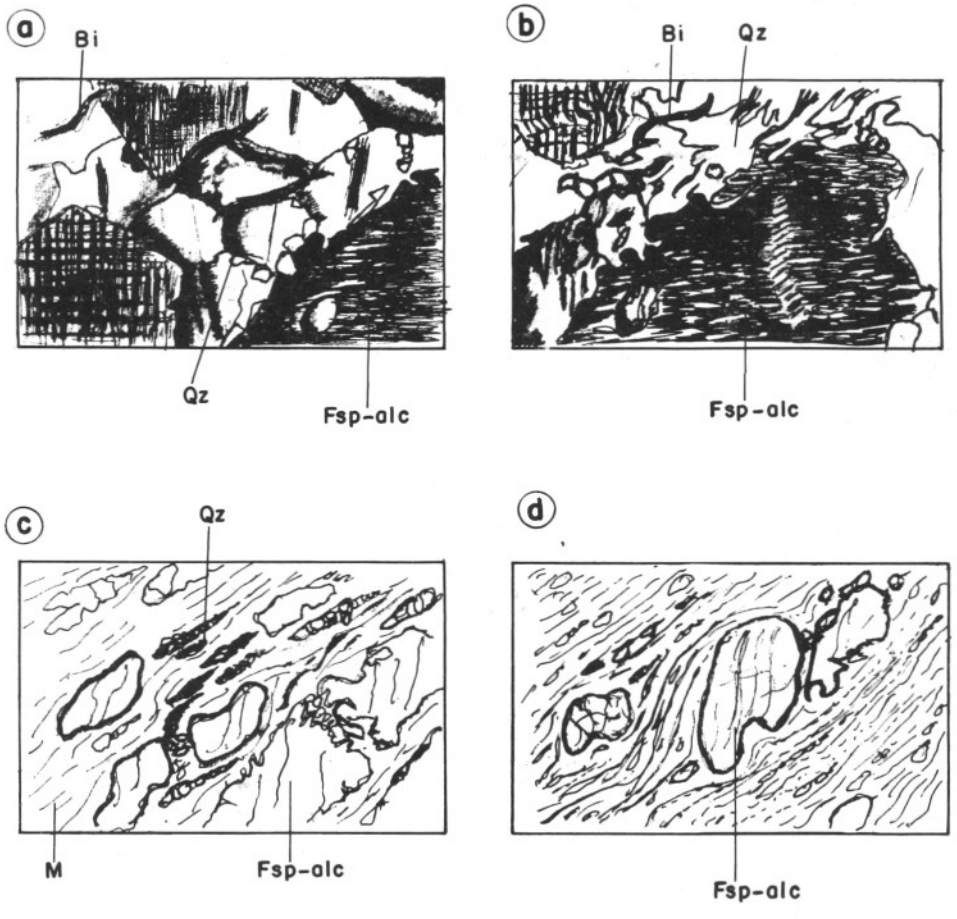


Fig. 2.2.2 – Todos os campos são de 0,5x1,0 cm. a) Início de milonitização; biotita (Bi) desenvolve "kinks", o quartzo (Qz) apresenta extinção ondulatória, e recristalização parcial; o feldspato alcalino (Fsp-alc) é invadido por crescimento vermiforme de quartzo. Nicóis cruzados. b) Quartzo (Qz) começa a desenvolver estruturas de labaredas e já sofre do processo cominutivo; o feldspato alcalino (Fsp-alc) apresenta "kinks" e recristalização marginal severa; a biotita (Bi) com "kinks". Nicóis cruzados. c) A matriz (M) já cominuta assume uma forte orientação, adotada pelos "comboios" de cristais de quartzo (Qz); o feldspato alcalino (Fsp-alc) sendo fraturado. Luz polarizada. d) Ultramilonito, com matriz de granulação extremamente fina, contendo porfiroclastos arredondados de feldspato alcalino (Fsp-alc). Luz polarizada.

Resultados Químicos

Os resultados químicos são usados, primeiramente, na classificação das rochas (ver cap. 1.6). No caso das rochas ígneas mais antigas, porém ainda pouco alteradas, pode-se tentar a identificação do ambiente tectônico de sua deposição (ver cap. 3.3), comparando-se suas características químicas àquelas das rochas cujo ambiente tectônico é conhecido. Quando as rochas são completamente metamorfizadas, porém com texturas ígneas preservadas, o estudo de suas composições químicas representa a única maneira de se tentar uma definição de suas afinidades e provável ambiente de deposição. Quando as rochas são metamorfizadas e deformadas, e as relações de campo não permitem um diagnóstico claro de sua origem, o estudo de composições química e mineralógica representa, praticamente, a única maneira de verificar essa origem, quer ígnea, quer sedimentar.

Na tabela 2.2.2A, apresentam-se alguns valores para elementos maiores e traços em rochas sedimentares ou metassedimentares. Os valores para os elementos maiores representam as médias, uma vez que a faixa de valores observados não é muito grande. Por outro lado, para os elementos-traço a faixa de composição pode ser muito grande, e o valor médio torna-se de utilidade reduzida. Na tabela 2.2.2B, apresentam-se, também, alguns resultados para rochas ígneas. No caso dos elementos-traço, quase todos apresentam faixas muito grandes de concentrações. Salienta-se que não foi feita nenhuma tentativa de subdividir os termos de acordo com suas afinidades. Assim, são agrupados basaltos alcalinos, toleiíticos e calcoalcalinos e assim por diante. Quanto aos anortositos, sua composição em relação aos elementos-traço deve assemelhar-se à dos andesitos, enquanto à dos piroxenitos pode ser comparada à dos peridotitos.

É possível identificar similaridades e diferenças. Por exemplo, nenhuma rocha ígnea assemelha-se a um quartzito (contraste 2.2.2A – 1 a 2.2.2B – 1). Um granito ou riolito que sofreu silicificação poderia reter algo das características dos elementos imóveis, no caso, provavelmente, Ni, Cr, Zr etc. (ver cap. 1.6). No entanto, dificilmente consegue-se distinguir a rocha metassedimentar da metaígnea apenas dessa forma. A mesma situação ocorre ao falar de arenitos (2.2.2A – 2). Entretanto, os riolitos ou granitos silicificados podem reter algo de suas texturas ígneas primárias, o que bastaria para distinguir-se as rochas metaígneas das metassedimentares.

Surgem problemas, quando se trata dos produtos de metamorfismo de calcários magnesianos ou dolomitos impuros (2.2.2A – 8). Na situação onde estes sofrem desidratação e descarbonatação, quase que inevitavelmente alguns dos componentes químicos tornam-se móveis e acompanham a fase volátil. Assim, a composição recalculada, após desprezado CO_2 e H_2O (2.2.2A – 8a), pode ser considerada como apenas uma aproximação à composição de uma rocha formada a partir da transformação de um calcário. À primeira vista, a nova composição parece com aquela de um piroxenito (2.2.2B – 8), e a semelhança aumenta quando o piroxenito é mais rico em enstatita e olivina do que no caso do piroxenito escolhido na tabela. Não obstante, devem existir grandes diferenças nos padrões de distribuição dos elementos-traço. A rocha calcossilicatada derivada do metamorfismo do dolomito impuro deve reter uma composição bastante semelhante àquela do calcário (2.2.2A – 7), enquanto que o metapiroxenito deve reter uma composição mais próxima àquela do peridotito (2.2.2B – 8).

Quanto às demais rochas, pode-se verificar que todas possuem uma característica importante, que é a razão K_2O/Na_2O sempre maior que 1, exceção feita à subgrauvaca (2.2.2A – 3). As grauvacas representam sedimentos imaturos, que retêm características de suas fontes. As outras rochas representam, pelo menos em parte, resíduos após a lixiviação do Na. Por outro lado, em muitas rochas ígneas K_2O/Na_2O é menor que 1. Ao sofrer metamorfismo isoquímico, as rochas metamórficas resultantes poderiam ser distinguidas dessa forma. Infelizmente, os elementos alcalinos são extremamente móveis, e a preservação perfeita dessas características dificilmente ocorre.

O grupo dos lantanídeos pode ajudar a arbitrar-se entre uma origem sedimentar ou ígnea para as rochas metamórficas. Como discutido numa seção anterior (ver cap. 1.6), os elementos de maior número atômico (Gd a Lu), provavelmente, são imóveis durante o metamorfismo, enquanto os elementos mais leves (La e Ce – Eu) apresentam uma certa mobilidade, sob determinadas circunstâncias, e pouca mobilidade, sob outras. Porém, quando há presença de um fluido volátil e móvel, os elementos mais pesados (especialmente Yb e Lu) podem tornar-se móveis também.

Na fig. 2.2.3 apresentam-se alguns padrões de distribuição dos lantanídeos referentes ao condrito padrão. Na fig. 2.2.3A e B, comparam-se os resultados para piroxenitos, peridotitos e komatitos (A) com aqueles referentes às rochas sedimentares carboníticas (B). Para aqueles, o padrão é tipicamente achatado e sem uma anomalia expressiva do Eu. Para estas, tem-se um padrão com uma inclinação marcante e duas anomalias, a primeira pouca destacada e negativa do Ce, e a segunda, mais marcante do Eu.

A fig. 2.2.3C apresenta resultados para folhelhos (parte superior), grauvacas (aproximadamente no centro da faixa) e arcóseos (parte inferior). Esses padrões devem ser comparados àqueles apresentados para granitos e riolitos (ver Vol. 2). As rochas ígneas ácidas apresentam, de um modo geral, padrões com um maior enriquecimento relativo dos lantanídeos leves, bem como uma anomalia negativa de Eu mais destacada.

TABELA 2.2.2 – A) ANÁLISES DAS ROCHAS SEDIMENTARES

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(8-a)
SiO_2	97,96	83,23	68,71	58,39	53,8	55,02	5,13	34,92	48,93
TiO_2	0,16	0,39	0,68	0,77	1,2	1,00	0,07	–	–
Al_2O_3	0,57	6,79	13,51	15,12	19,0	22,17	0,79	9,73	13,63
Fe_2O_3	0,37	1,24	3,93	6,75	10,1	8,00	0,54	4,21	5,90
FeO	0,08	0,77	1,69	–	–	–	–	–	–
MnO	0,05	0,07	0,13	0,11	–	–	0,14	–	–
MgO	0,06	0,94	1,91	2,49	3,6	1,45	7,83	15,10	21,16
CaO	0,10	1,24	2,31	3,09	0,9	0,15	42,29	10,00	14,01
Na_2O	0,12	1,03	2,78	1,29	1,0	0,17	0,05	0,62	0,87
K_2O	0,16	1,54	1,21	3,21	2,8	2,32	0,33	1,22	1,71
P_2O_5	0,01	0,10	0,08	0,16	–	–	–	–	–
H_2O^+	0,32	1,83	2,77	–	7,0	9,86	–	2,52	–
Li	–	–	–	66	–	–	5	–	–
Rb	–	36-64	–	140	–	–	3	–	–
Sr	10	20-150	35-300	300	–	–	610	–	–
Ba	10	180-350	150-300	580	–	–	10	–	–
V	10-50	54-70	50-100	130	–	–	20	–	–
Cr	10-40	44-50	–	90	–	–	11	–	–
Co	10	10	–	19	–	–	0,1	–	–
Ni	10	10-20	–	68	–	–	20	–	–
Cu	10-10	10-10	–	45	–	–	4	–	–
Zn	–	–	–	95	–	–	20	–	–
Pb	–	–	–	20	–	–	9	–	–
Zr	150-520	280-1.500	–	160	–	–	19	–	–
F	10-40	200-250	–	740	–	–	230	–	–
B	5-20	17-25	–	100	–	–	20	–	–

Legenda: (1) Quartzito carbonífero, Grã-Bretanha. Sabine, 1969, Tabela 6, p. 13; (2) Arenito Devoniano, Grã-Bretanha. Ibid, Tabela 4, p. 11. (3) Subgrauvaca Pré-Cambriano, Grã-Bretanha. Ibid, Tabela 1, p. 8; (4) Folhelho, média mundial. Turekian e Wedepohl, 1961. (5) Argila do leito oceânico. Grim, 1949. (6) Argila, produto residual de intemperismo de gnaisse. Cox e outros, 1967. (7) Calcário, média mundial. Turekian e Wedepohl, 1961. (8) Dolomito magnesiano impuro, Colorado, EUA. Hill e outros, 1967, Tabela 12, p. 88, nº 8. Contêm CO_2 20% aproximadamente. (8-a) Análise 8, após desprezados CO_2 e H_2O e recalculada para 100%.

TABELA 2.2.2 – B) ANÁLISES DE ROCHAS ÍGNEAS; ELEMENTOS MAIORES DE LE MAITRE, 1976. ELEMENTOS TRAÇOS DE VÁRIAS FONTES, CITADAS NO VOL. 2

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)
SiO_2	71,30	57,94	49,20	54,99	40,60	50,28	42,26	46,27
TiO_2	0,31	0,87	1,84	0,60	2,66	0,64	0,63	1,47
Al_2O_3	14,32	17,02	15,74	20,96	14,33	25,86	4,23	7,16
Fe_2O_3	1,21	3,27	3,79	2,25	5,48	0,96	3,61	4,27
FeO	1,64	4,04	7,13	2,05	6,17	2,07	6,58	7,18
MnO	0,05	0,14	0,20	0,15	0,26	0,05	0,41	0,16
MgO	0,71	3,33	6,73	0,77	6,39	2,12	31,24	16,04
CaO	1,84	6,79	9,47	2,31	11,89	12,48	5,05	14,08
Na_2O	3,68	3,48	2,91	8,23	4,79	3,15	0,49	0,92
K_2O_5	4,07	1,62	1,10	5,58	3,46	0,65	0,34	0,64
H_2O_5	0,12	0,21	0,35	0,13	1,07	0,09	0,10	0,38
$H_2O^{\pm}$	0,77	1,17	2,05	1,47	2,19	1,31	4,22	1,13
Li	5-10	2-20	4	3,5-310	–	–	0-2	–
Rb	64-240	2,1-88	1,06-120	47-950	–	–	0,2-2	–
Sr	45-700	200-1.000	110-1.200	40-3.500	–	–	1-50	–
Ba	1.000-2.000	60-500	5-750	19-1.190	–	–	0,4-18	–
V	40-220	30-370	30-400	42-108	–	–	40-100	–
Cr	6-300	0-500	10-900	5-83	–	–	1.600-5.880	–
Co	5-50	10-100	18-200	5-18	–	–	100-250	–
Ni	3-40	2,5-200	3-300	6,9-58	–	–	1.500-3.100	–
Cu	–	40-55	25-63	7,5-71	–	–	10-40	–
Zn	–	–	–	47-870	–	–	50-60	–
Pb	17-25	4,0-7,2	0,49-10	10-225	–	–	–	–
Zr	40-7.800	40-170	10-420	47-4.735	–	–	0-45	–
F	800-7.200	–	–	660-2.100	–	–	–	–
B	–	–	–	7-15	–	–	–	–

Legenda: (1) Granito; (2) Andesito; (3) Basalto; (4) Nefelina-sienito; (5) Nefelinito; (6) Anortosito; (7) Peridotito; (8) Piroxenito.

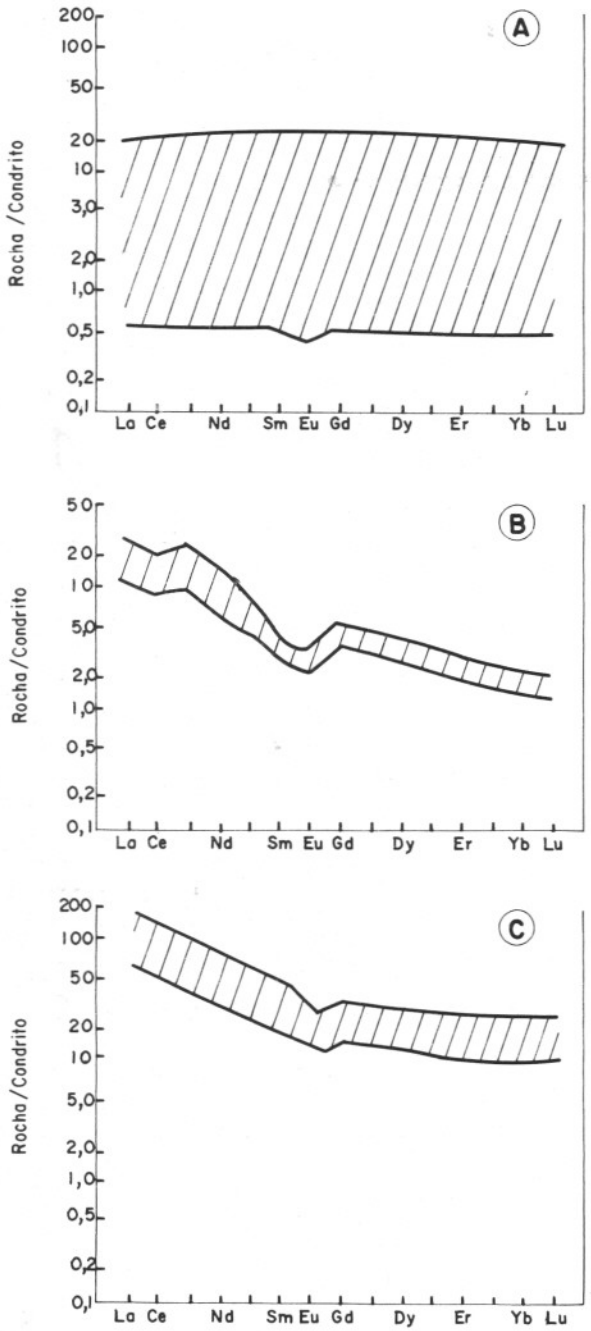


Fig. 2.2.3 – a) Padrão de distribuição dos lantanídeos em peridotitos extrusivos e intrusivos. Fontes: Herrmann e outros, 1976; Hawkesworth e O'Nions, 1977; Jahn e outros, 1980. b) Padrão de distribuição dos lantanídeos em calcários marinhos e quartzitos (parte inferior da faixa). Fontes: Haskin e outros, 1966; Nance e Taylor, 1976 e 1977. c) Padrão de distribuição dos lantanídeos em folhelhos (parte superior da faixa), subgrauvacas e arcóseos (parte inferior da faixa). Fontes: Haskin e outros, 1966; Nance e Taylor, 1976 e 1977.

Leituras Recomendadas

– Binns, R.A., Gunthorpe R.I. e Groves, D.I. – 1976 – Metamorphic patterns and development of Greenstone Belts in the Eastern Yilgarn Block, Western Austrália, pp. 303-313 em Windley, B.F. (ed) The Early History of the Earth. John Wiley, New York 619 pp.

– Myers, J.S. – 1976 – The Early Precambrian Gneiss Complex of Greenland. pp 165-175 em Windley, B.F. (ed) the Early History of the Earth. John Wiley, New York. 619 pp.

– Coleman, R.G. – 1977 – Ophiolites. Springer-Verlag, Berlim. 229 pp (esp. pp. 96-114).

– Teixeira, N.A. e Danni, J.C.M. – 1979 – Petrologia das lavas ultrabásicas e básicas da Seqüência Vulcano-sedimentar Morro do Ferro, Fortaleza de Minas (MG). Rev. Bras. Geociências 9, 151-158.

– Winge, M. e Danni, J.C.M. – 1980 – Comportamentos Geotectônicos Pré-brasilianos entre Caratacá e Bendegó, município de Uauá, BA. Anais XXXI Congr. Bras. Geol., Vol. 5, Camboriú, Sta. Catarina, 2785 – 2798.

– McReath, I., Jardim de Sá, E.F. e Fryer, B.J. – 1981 – As Vulcânicas Ácidas proterozóicas da Região da Bacia do Rio Paramirim, Bahia. Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia. Textos básicos Nº 4, pp. 121-134.

Um problema bastante interessante é o da distinção entre orto e paranfibolitos, por meios químicos. Já existe uma bibliografia bastante volumosa sobre o assunto. Alguns artigos-chave são:

– Leake, B.E. – 1964 – The chemical distinction between Ortho – and Para – amphibolites. Jour. Pet. 5, 238-254.

– Rivalenti, G. e Sighinolfi, G.P. – 1969 – Geochemical studies of graywackes as possible starting material of Para-amphibolites. Contr. Mineral. and Petrol. 23, 173-188.

– Kukley, L.N. – 1975 – Origin of amphibolites of the Precambrian Ol'Khonsk series (Northwestern Baykal region).. Geochemistry International 12, 9 – 17.

Exercícios e Problemas

Compare os padrões dos lantanídeos apresentados nesse capítulo para rochas sedimentares com aqueles apresentados, no vol. 2, para rochas graníticas.

Opine sobre as possibilidades das rochas sedimentares serem uma possível fonte para as rochas graníticas. Após ter lido o cap. 2.5, volte para o problema, utilizando a técnica de modelamento de fusão parcial, para verificar suas opiniões.

Capítulo 2.3

Petrologia Experimental e Métodos Analíticos

Embora periférica à discussão da origem de rochas ígneas, acha-se por bem introduzir uma seção resumindo informações sobre os equipamentos e instrumentos que encontram uma ampla aplicação nessa área. Um simples estudo de lâminas delgadas e uma subseqüente classificação das rochas, acompanhando o mapeamento geológico, representam apenas uma etapa inicial, embora fundamental, de qualquer estudo. Alguns autores apontam a necessidade de estudos integrados, envolvendo análises geoquímicas e isotópicas, como algo essencial a toda e qualquer pesquisa petrológica.

Informações aqui citadas sobre equipamentos e instrumentos utilizados em petrologia ígnea são, por necessidade, extremamente resumidas. Para pormenores, recomenda-se a leitura de textos relacionados na bibliografia.

Petrologia experimental

Os equipamentos para estudos petrológicos experimentais, ao lado de laboratórios especializados nesse ramo, foram desenvolvidos desde longo tempo atrás. Algumas instituições científicas contam, hoje, com aparelhagem bastante sofisticada para experimentos a baixa, média e alta pressões. Nos Estados Unidos, o Laboratório de Geofísica do "Carnegie Institution of Washington", as Universidades de Rochester, Chicago e Califórnia; na Austrália, na Universidade Nacional em Canberra; na França, em Nantes; e na Alemanha, em Gottingen, são alguns dos centros mais importantes. No Brasil, a Universidade de São Paulo dispõe de um laboratório para experimentos a baixa pressão.

O advento da microssonda eletrônica, desenvolvida durante os primeiros anos da década de sessenta, deu um grande impulso na petrologia experimental, pois mais facilmente se pôde analisar as fases minerais produzidas durante os experimentos. Mesmo uma pequena fração fundida de uma rocha pôde ser analisada com esse equipamento.

Aparelhos e técnicas empregadas (1)

Há, basicamente, três diferentes tipos de equipamento convencional, caracterizados por determinado intervalo de pressão, no qual operam, cada um adequado para um certo tipo de experiência.

Os **fornos de resfriamento brusco** são, geralmente, operados a uma pressão total de uma atmosfera. Foram utilizados desde o início do século. Diversos tipos de **aparelhos de pressão hidrotermal**, aquecidos externa ou internamente, tornaram-se rotineiros após a 2ª Guerra Mundial, com o advento de ligas adequadas para operação em alta P– T. A variação de pressões investigada com eles varia de poucas dezenas de bárias até 10 ou 11 quilobárias. Os **equipamentos de alta pressão** empregados apresentam uma grande variedade de modelos, sendo o **cilindro-pistão** o mais conhecido. A capacidade deste varia de cerca de 10 até 60 quilobárias.

a) Fornos de resfriamento brusco

A fig. 2.3.1 apresenta um diagrama esquemático desse tipo de forno. A amostra anidra é colocada num cadinho ou envelope metálico não-reativo, próximo a um termopar e suspenso dentro da cavidade central do forno. O núcleo anelar ou é aberto à atmosfera ou ligado a um reservatório ou um misturador de gases, fazendo com que o fluxo de gás de composição constante, monocomponente ou multicomponente, passe sobre a amostra. O núcleo do forne consiste em um tubo de cerâmica, em torno do qual um fio de resistência de platina ou níquel-cromo é enrolado. Um material isolante, tal como MgO, Al_2O_3 ou asbestos, envolve esse elemento de aquecimento, para proteger a porção mais externa do forno e evitar perdas excessivas de calor para as vizinhanças do laboratório. À exceção dos fios de platina, necessários para atingir-se altas temperaturas (± 1.600°C), o equipamento é robusto, seguro e barato de construir-se.

Ao término do experimento, a amostra é removida do forno e lançada num cadinho contendo um líquido de alta capacidade térmica, tal como água ou mercúrio, frio, para que a mesma resfrie até a temperatura ambiente.

Esses fornos são úteis para estabelecer relações de fusão a uma atmosfera. Por causa da ausência de fundentes, tais como H_2O, que aumentam a taxa de cristalização, as investigações são limitadas às relações de fases a temperaturas elevadas. De qualquer maneira, a maior parte dos sistemas silicatados de interesse funde a temperaturas maiores que 1.000°C. As prin-

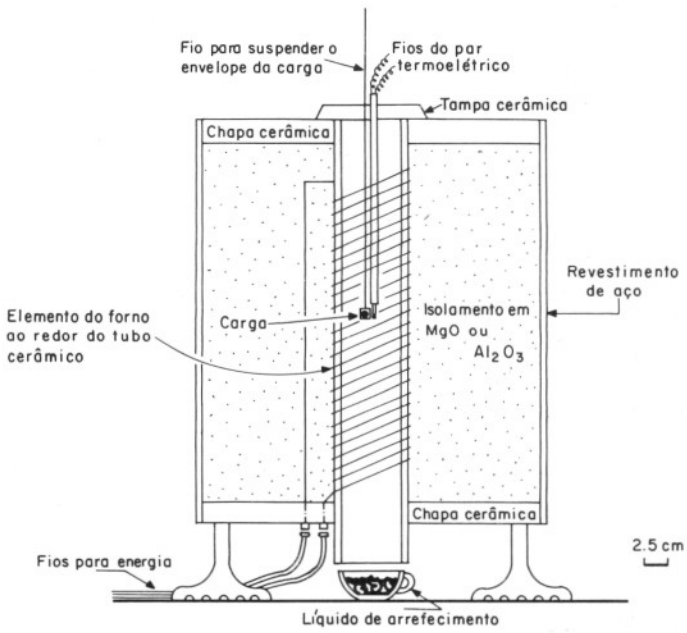


Fig. 2.3.1 – Forno de resfriamento brusco (apud Ernst, 1976).

(1) Baseado nas descrições de Ernst (1976).

cipais aplicações de tais fornos, portanto, são investigações de processos magmáticos que ocorrem próximos à superfície da Terra.

b) Aparelho de pressão hidrotermal

Os desenhos da fig. 2.3.2 mostram dois tipos de equipamento. A amostra é colocada numa cela (o vaso ou "bomba") sob pressão e contida numa cápsula de metal nobre. O agente de pressão empregado pode ser um gás (ou líquido) inerte (como argônio) ou ativo, tanto puro, como em misturas, tais como $CO_2 + H_2O$. Nesse caso, os gases são gerados "in situ" por decomposição de oxalato de prata a alta temperatura, podendo-se variar a composição obtida por adição de água.

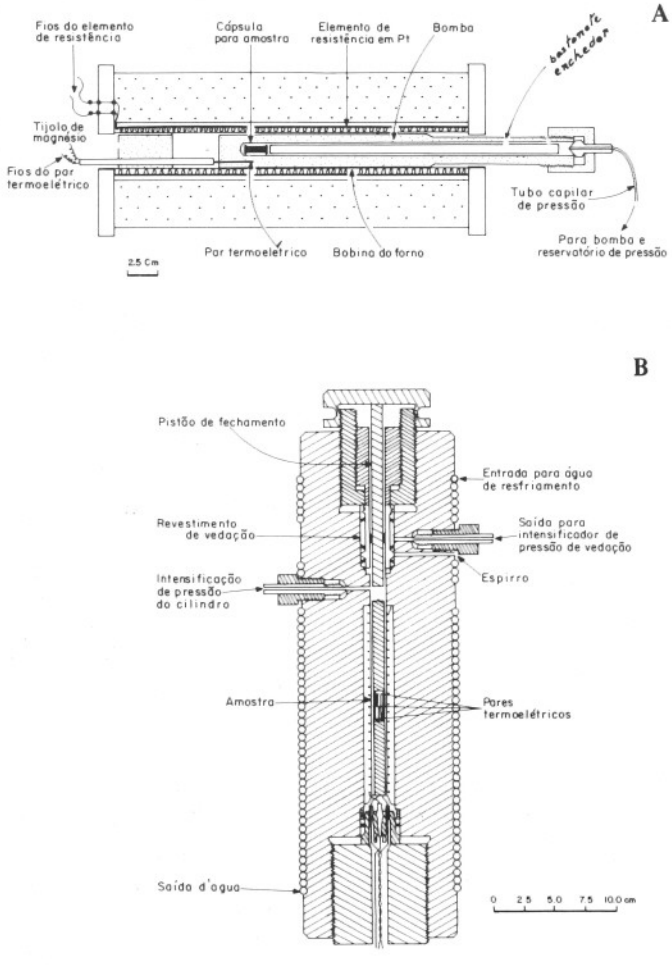


Fig. 2.3.2 – Aparelhos de pressão hidrotermal (ibid).

Há dois modelos diferentes. As **bombas de vedação a frio** ou de tubo-teste (fig. 2.3.2a) empregam um vaso de pressão colocado apenas parcialmente dentro de um forno. A cápsula que contém a amostra é localizada na extremidade aquecida da bomba. A pressão é mantida dentro da bomba, por meio de uma peça de fechamento cone-em-cone, mantida a uma temperatura bem menor para evitar a deformação excessiva e a perda conseqüente de pressão.

O intervalo de trabalho do instrumento é limitado pela resistência a tração das ligas especiais utilizadas na construção da "bomba". Os valores máximos típicos são: 950°C a 500 bar, 900°C a 1 kbar, 850°C a 2 kbar e 700°C a 6 kbar. Em conseqüência, apenas um certo número de reações magmáticas e metamórficas que possam ocorrer na crosta da Terra fica ao alcance desse aparelho.

O segundo modelo, de aquecimento interno, é mostrado na fig. 2.2.2b. Um forno de resistência pequeno é colocado dentro da coaxial à cavidade de pressão. O recipiente para a amostra é centrado numa coroa junto aos termopares. O vaso de pressão é resfriado por circulação de água, por exemplo, mantendo-o a baixas temperaturas, onde possui uma considerável resistência a tração. Assim, pode suportar elevadas pressões. As altas temperaturas atingidas localizam-se apenas na vizinhança da cápsula. Contudo, o desenho introduz alguns problemas de ordem técnica, como, por exemplo, a necessidade de inserir-se os fios condutores de energia e dos termopares através da peça de fechamento. Os locais de inserção representam fontes de vazamento.

Por causa dessas e outras dificuldades, os experimentos são limitados às reações de pouca duração. No entanto, pode-se atingir pressões de 10 a 11 kbar e temperaturas de 1.000 a 1.200°C, simultaneamente.

c) Equipamento de Alta Pressão

Em aparelhos de alta pressão, esta é transmitida através de um meio sólido. Provavelmente, o modelo mais típico é o do **pistão-cilindro**, ilustrado na fig. 2.3.3. A amostra é colocada numa cápsula de metal precioso e posta dentro do núcleo central de um forno de resistência cilíndrica. O último, feito geralmente de grafita, é colocado num cilindro externo contendo o agente de pressão sólida, tal como talco, pirofilita, ou sílica-vidro, rodeado por cilindros de, por exemplo, folha de chumbo. A câmara externa é feita de, por exemplo, carboneto de tungstênio. A montagem interna inteira é disposta entre duas placas terminais para suportar a pressão, e um pistão acionado por um êmbolo hidráulico gera a pressão de confinamento. Detalhes de outras formas e geometrias de amostras são encontrados na fig. 2.3.4.

A vantagem desse aparelho é sua estabilidade, sob condições de alta temperatura e pressão, possibilitando atingir de 9 ou 10, até mais do que 60 kbar, e até 1.600 a 1.700°C. Assim, fusões e transformações consideradas como importantes no Manto Superior podem ser investigadas. Pressões hidrostáticas podem ser geradas por adição de componentes à amostra, que deve ficar contida numa cápsula vedada.

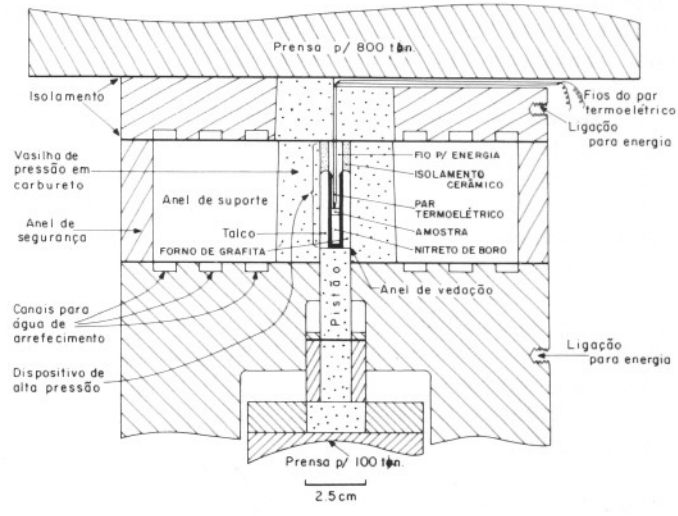


Fig. 2.3.3 – Aparelho para alta pressão (ibid).

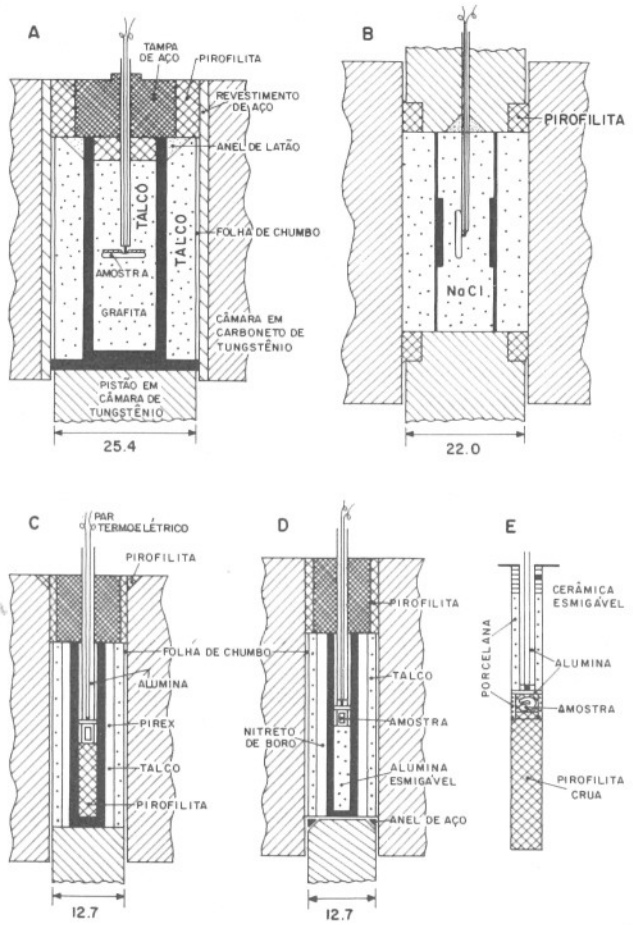


Fig. 2.3.4 – Diversas configurações da "bomba" em aparelhos alta pressão (ibid). Dimensões em centímetros.

Por outro lado, o instrumento pode sofrer deformações inesperadas dentro da cela de pressão, as quais, quando passadas ao corpo do aparelho, ocasionam gradientes de pressão e também de temperatura. A pressão é medida no lado de pressão mais baixa, por um cálculo baseado na razão conhecida entre as áreas superficiais do pistão em ambos os lados, e uma correção razoável para a resistência friccional sobre o pistão quando este avança e retrai-se dentro da cela de pressão. Assim, há uma incerteza sobre o valor exato da pressão que é atingida na região da amostra.

Equipamentos a Pressões Ultra-altas (2)

As pressões altíssimas têm sido atingidas pela utilização da chamada "cela diamante" (fig. 2.3.5), permitindo a realização de experimentos a pressões nunca antes alcançadas, que correspondem aos níveis do Manto Inferior até o limite Manto-Núcleo. Esses experimentos são de muita significação, porque permitem uma verificação no laboratório dos modelos sugeridos por estudos de geofísica.

Ao mesmo tempo, introduz-se o problema da medição de pressões altas. A solução adotada no laboratório do Bureau Nacional de Padrões dos EUA envolve a colocação de pequenos pedaços de rubi dentro da cela de diamante, junto a uma amostra. Quando um raio "laser" (que também pode funcionar como um meio de aquecer a amostra) é dirigido sobre o rubi, este fluoresce, emitindo uma luz com um comprimento de onda que varia de acordo com a pressão. Quando a pressão cresce, a luz muda para a região vermelha do espectro. Essa mudança é linear dentro de uma grande variedade de pressões, permitindo definir-se a chamada "escala rubi de pressão". Pressões de até um pouco mais que 1 Mbar podem ser desenvolvidas nesse aparelho. O limite de aplicação encontra-se na deformação plástica do diamante, que ocorre a partir de 1,5 Mbar, aproximadamente.

Muitos cristais podem ser estudados a alta pressão sem aquecimento das amostras. Para atingir temperaturas de interesse, foi desenvolvido um meio de aquecer amostras até 2.000°C ou mais, com um "laser" de granada com ítrio, alumínio e neodímio (laser Nd: YAG). Esse tipo de laser é apropriado para investigações geoquímicas e geofísicas, porque aquece os minerais que contêm ferro, absorventes ao comprimento de onda emitido pelo "laser". Por outro lado, o diamante não absorve a radiação. As medições de temperatura são feitas por pirômetro.

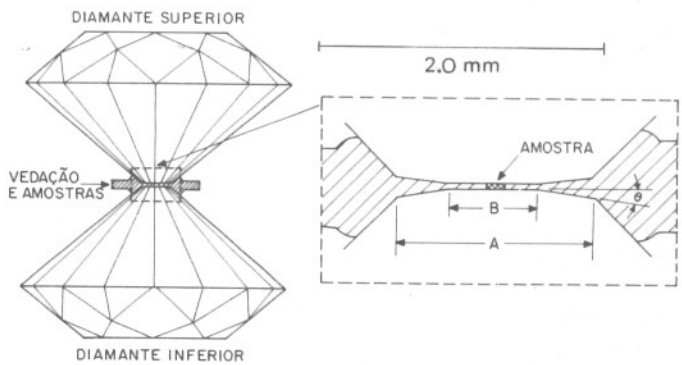


Fig. 2.3.5 – A cela de pressão em aparelhos para pressões ultra-altas (ver texto). O diâmetro maior do diamante é de 2 mm, aproximadamente.

MÉTODOS ANALÍTICOS

Preparação de Amostras

A grande maioria dos métodos analíticos exige que, como um primeiro passo, reduza-se a amostra a um pó fino. Primeiro, a amostra de campo deve ser quebrada em pedaços, ou por martelo ou por um divisor hidráulico ou guilhotina. Nessa etapa, toma-se o cuidado de retirar qualquer crosta de intemperismo, desprezando o material alterado. Antes de começar com a próxima etapa, faz-se uma lavagem dos pedaços com água destilada, para retirar qualquer contaminação eventual pelo pó intemperizado ou de outras amostras.

Existe uma variedade grande de equipamentos para a redução subseqüente dos pedaços de rocha. Moinhos de mandíbulas podem ser utilizados para reduzir os pedaços a dimensões centimétricas, e moinhos de disco, de bola ou de cilindros completam a redução até dimensões micrométricas. A escolha do moinho deve levar em conta o tipo de contaminação que pode ser introduzido durante a redução. A contaminação pode chegar a ser extremamente séria no caso de elementos-traço. Qualquer aço, a não ser os especialmente revestidos, é menos duro do que o quartzo, e a redução da amostra é acompanhada por um desgaste das peças metálicas que entram em contato com ela.

Os materiais freqüentemente usados nos corpos de britadores ou moinhos (e as contaminações resultantes) são vá-

(2) Hammond, 1975; Kerr, 1978.

rios tipos de aço (contaminação por metais ferrosos e, por vezes, molibdênio ou tungstênio). Determinados moinhos de disco podem ser revestidos com carboneto de tungstênio (contaminação por tungstênio e cobalto), mullita (alumínio), ágata (silício), ou porcelana (silício e alumínio). Conseqüentemente, é uma boa idéia dividir qualquer amostra em duas porções e preparar cada porção de uma maneira diferente. Determinam-se os diferentes elementos-traço na porção não contaminada pelos mesmos.

O problema da representatividade da porção (desde dezenas de miligramas até alguns gramas) utilizada na análise tem sido discutido empírica e estatisticamente (3). Sem entrar em maiores detalhes, são os minerais acessórios ou traços concentradores dos elementos raros que ocasionam as maiores dificuldades de amostragem representativa. Uma vez que a validade da interpretação dos resultados analíticos depende da representatividade da análise, sempre é necessário prestar atenção a fatores, tais como a granulação da rocha e a distribuição dos minerais acessórios, antes de se selecionar o procedimento exato de redução da amostra de mão.

Por exemplo, no caso de uma rocha de granulação fina, pode ser adequado reduzir uma quantidade de 1 kg até um tamanho de grão máximo de 250 micra, para assegurar que uma porção de 1 g representa adequadamente a amostra de mão. Ao tratar de uma porção de 100 mg, pode ser necessário reduzir a amostra inicial a um tamanho máximo de 32 micra. Por outro lado, quando se trata de uma amostra de granulação grosseira, a quantidade mínima inicial pode ser de 2,5 a 5 kg, e a granulação máxima do pó final para assegurar representatividade numa porção de 100 mg pode chegar a 40 micra ou menos. Uma regra empírica bastante útil é que é necessário coletar, no campo, uma amostra cujo volume se equivale ao de um cubo, com um lado dez vezes maior do que o comprimento do maior cristal presente.

Métodos Clássicos ou Via Úmida

Os métodos analíticos que dependem da produção de um precipitado, seguido de sua filtração e pesagem, foram utilizados, desde os primeiros passos, em química analítica. Esses e outros métodos, desenvolvidos até a década de vinte, são chamados hoje, de "clássicos", e, por necessitar de manipulações que envolvem soluções, foram batizados, também, como "via úmida". Além dos métodos cujo princípio é descrito acima, e que se agrupam na categoria gravimétrica, há os volumétricos, que envolvem uma titulação; os colorimétricos, que dependem da produção de complexos químicos coloridos, cuja intensidade é proporcional à concentração do elemento a ser determinado; e fotometria de chama, que mede a intensidade de luz emitida pelos elementos, quando excitados numa chama.

Até um certo ponto, os métodos gravimétricos e volumétricos foram substituídos por outros métodos físico-químicos, em função de variados motivos. Embora sejam muito eficazes na análise de quantidades maiores de elementos, exigem experiência da parte do analista e, além do mais, são dispendiosos em termos de tempo. Muitas vezes, o último fator é condicionado pelo fato de os métodos sofrerem bastante de interferência. O conceito de interferência pode ser ilustrado por um exemplo da área volumétrica. O reagente ácido etileno-diamino-tetra-acético reage com muitos elementos. Para determinar o magnésio, é necessário condicionar a solução exatamente para evitar a reação com qualquer um dos outros elementos não desejados no processo.

No entanto, o alto custo de aquisição e de manutenção dos instrumentos modernos no Brasil é um fator que deixa os métodos clássicos ainda com uma certa vantagem.

Métodos Instrumentais de Emissão e Absorção de Energia

A grande maioria de instrumentos empregados na análise elementar de matrizes geológicas funciona ou pela medição da intensidade de radiações emitidas pela amostra como sólido, solução e assim por diante, ou pela absorção de radiação pela mesma. Diagramas-bloco dos dois gêneros de instrumentos são apresentados nas figs. 2.3.6 e 2.3.7, enquanto na tabela 2.3.1 resume-se informações sobre alguns dos instrumentos de maior utilização.

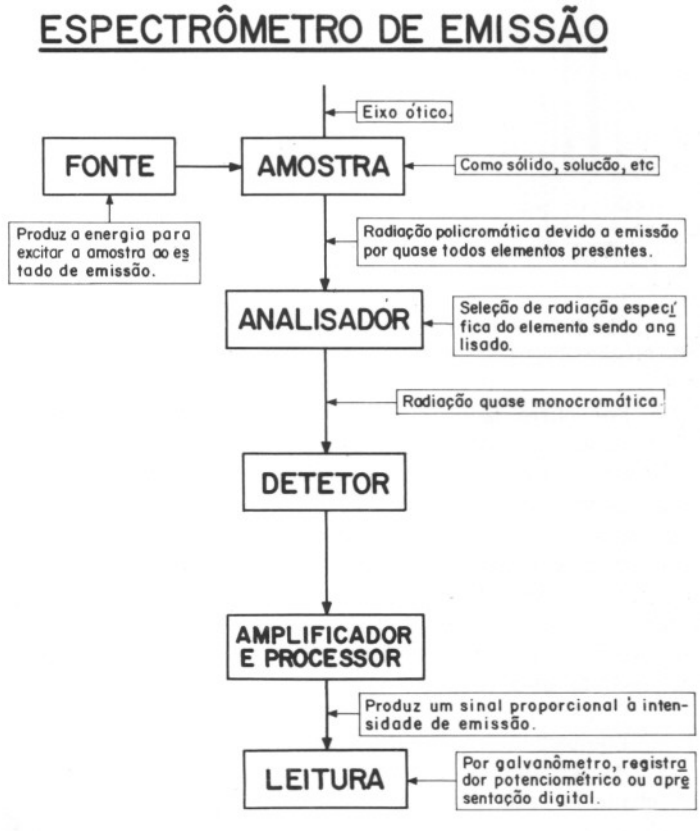


Fig. 2.3.6 – Diagrama-bloco de um espectrômetro de emissão.

O desempenho de cada instrumento pode ser estendido através de condicionamento prévio das amostras. Como um exemplo, a determinação de cada elemento é restringida pelo chamado limite de detecção, a quantidade ou concentração mínima do elemento necessário para produzir uma resposta confiável por parte do instrumento. Um pré-condicionamento da amostra, que pode envolver uma etapa de concentração dos elementos, possibilita um aumento efetivo do limite de detecção.

(3) Wilson, 1964; Ingamells e Switzer, 1973.

TABELA 2.3.1 – MÉTODOS INSTRUMENTAIS DE ANÁLISE QUÍMICA

(A) EMISSÃO

Nome do método	Fonte de exitação	Natureza de amostra apresentada	Analisador	Detetor	Faixa de trabalho – concentração	Precisão de análise	Aplicações	Custo/ análise	Problemas e comentários
Fotometria de chama	termal, por chama fria (GLP/ar) a quente (N_2O/C_2H_2)	solução	(i) filtro óptico (ii) rede de difração	fotocélula fotomultiplicador	0 - 10 ppm idem	± 2 – 5% idem	Na, K (Ca) Na, K (Ca, Li)	baixo baixo	Diluição da solução preparada a partir do sólido necessário; interferências (ionização, etc.) na chama.
Emissão óptica	(i) arco de corrente alternada direto	sólido misturado a condutor elétrico, solução	prisma ou rede de difração	(i) chapa fotográfica	variável	± 5 - 50%	muitos elementos	baixo	Mais indicado para elementos-traços; exige calibração cuidadosa.
	(ii) faísca de corrente	idem		(ii) fotomultiplicador	idem	idem	idem	baixo	
Fluorescência de raios X	(i) Raios X	Sólido, líquido	(i) cristal com difrator	Contador de cintilação ou de ionização	ppm até %	± 1 - 5%	elementos com Z > 10 (Ne)	baixo – médio	Exige calibração cuidadosa.
	(ii) radioisótopo emitindo raios γ	idem	(ii) filtros metálicos	idem	idem	idem	em potencial, idem	baixo	Portátil
Ativação por nêutrons	reator nuclear – nêutrons	líquido ou sólido	contador de estado sólido		ppb - ppm	± 1 - 2%	muitos elementos	médio – alto	Muitas vezes, considerado como o método de referência
Espectrofotometria de massa	(i) faísca	sólido	combinação dos campos magnético e eletrostático	chapa fotográfica	ppm	± 2 - 10%	muitos elementos	baixo – alto	Exige calibração cuidadosa.
	(ii) excitação termal ou bombardeamento por elétrons	resíduo de solução	idem	coletor de íons	ppb - ppm	± 0,1 - 2%	Rb, Sr, Pb, lantanídeos	médio – alto	Diluição isotópica considerada também um método de referência

(B) ABSORÇÃO

Nome do método	Radiação absorvida	Natureza de amostra apresentada	Analisador	Detetor	Faixa de trabalho – concentração	Precisão de análise	Aplicações	Custo/ análise	Problemas e comentários
Colorimetria ou espectrofotometria	(i) luz do sol	solução	olho humano	------	ppm	± 20 - 50%	Pb, Zn, Cu, Ni, Mn, Fe, etc.	muito baixo	Ideal para o campo, em prospecção geoquímica.
	(ii) lâmpada de tungstênio ou de deutério	idem	(i) filtro óptico	fotocélula	idem	± 2 - 10%	idem	baixo	Também portátil. Métodos dificilmente específicos.
	idem	idem	(ii) rede de difração	fotomultiplicador	idem	idem	idem	baixo	Mais específico, porém não transportável.
Espectrofotometria de absorção atômica	radiação do elemento sendo determinado	solução	rede de difração	fotomultiplicador	ppb - ppm	± 2 - 10%	muitos elementos	baixo	Fonte dos átomos, chama ou forno ou prisma de grafita.

Faixa de trabalho – concentração – Muitas vezes, há uma escolha entre um número de linhas espectrais presentes no espectro do elemento sendo analisado, o que permite uma ampla variação na faixa de concentração que pode ser analisada. Os valores citados referem-se a linhas mais sensíveis no caso de muitos dos elementos capazes de serem analisados pelo método em questão. De um modo geral, a *concentração* citada refere-se à concentração presente em soluções, e não na amostra sólida que a produz: este é o caso de fotometria de chama, colorimetria ou espectrofotometria e espectrofotometria de absorção atômica.

Precisão de análise – Esse parâmetro depende de muitos fatores, entre eles a reprodutibilidade de todas as fases de preparação da amostra sólida e da solução dela; a estabilidade do instrumento, no que se refere à reprodutibilidade de leitura de uma determinada amostra, sólida ou líquida, que é sujeita a um certo número de medições durante um dia, de dia em dia e de mês em mês; também, aqui, deve levar-se em conta a possibilidade de um técnico reproduzir os resultados conseguidos por outro. Há, também, procedimentos de leituras repetidas, que fornecem uma média cujo desvio padrão é bastante aceitável quando uma leitura isolada não parece muito satisfatória do ponto de vista da precisão. Portanto, os valores aqui citados referem-se a procedimentos normais de leitura, sem cuidados especiais. É claro que em determinados casos, tais como o de ativação neutrônica, o procedimento normal já exige um quase sem número de cuidados, enquanto que uma determinação de rotina por colorimetria exige quase nenhum cuidado especial, além do seguimento rigoroso do esquema analítico pré-determinado.

Custo de análise – Neste caso, é necessário levar em conta o custo da preparação da amostra de campo, sendo que a mesma amostra em pó, uma vez preparada, serve para muitas manipulações subseqüentes; o custo da preparação subseqüente da amostra em pó para se poder apresentá-la ao instrumento no caso é necessário considerar o tempo gasto pelo técnico, o custo de reagentes e drogas, de água e energia elétrica, e assim por diante; há, ainda, os custos de manutenção dos instrumentos, da amortização de seu investimento capital, da amortização e despesas de custeio na manutenção do prédio do laboratório, e os custos da manutenção do esquema burocrático ligado ao funcionamento do laboratório. Assim, o custo real de uma análise é extremamente variável. Por isso, colocamos apenas faixas de custo, compreendendo-se que, na faixa de baixo custo, as despesas podem variar de 200 até Cr$2.000, por determinação realizada, nas de custo médio, de 2.000 a Cr$10.000, por análise, e nas de alto custo, acima dos Cr$10.000, por determinação, em preços de 1981.

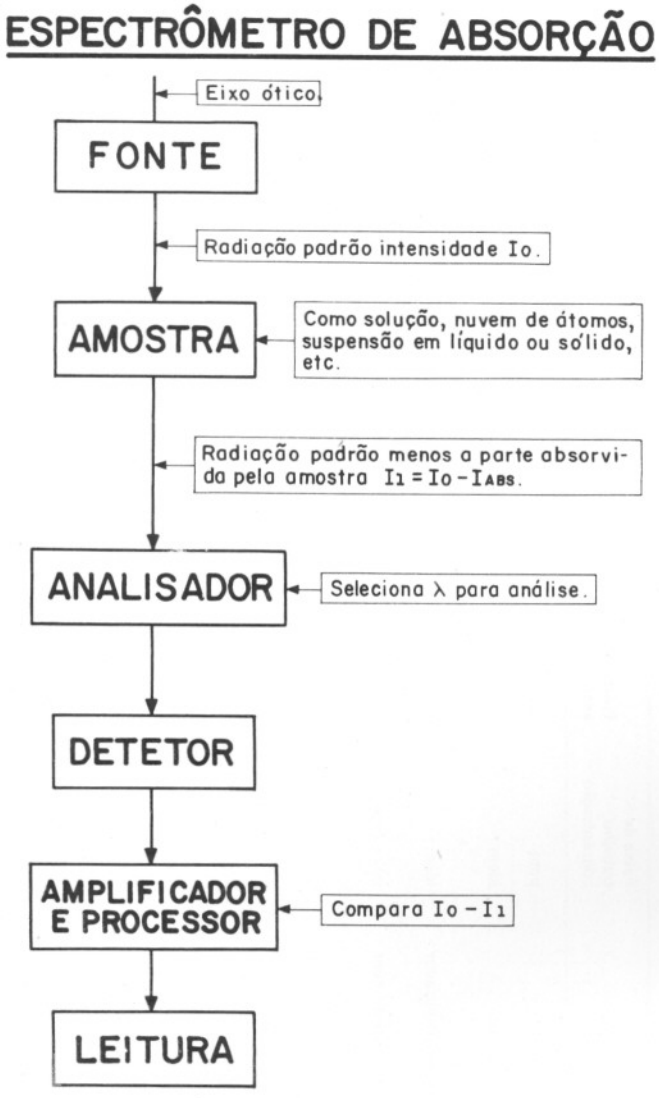


Fig. 2.3.7 – Diagrama-bloco de um espectrômetro de absorção.

Espectrometria de massa

A análise de isótopos realiza-se pelo espectrômetro de massa cujo funcionamento é representado, esquematicamente, na fig. 2.3.8. As unidades de fonte, campo eletrostático, e coletora são partes integrantes de uma unidade mantida sob alto vácuo, para evitar a absorção dos íons produzidos na fonte pelas moléculas do ar. Os coletores podem ser únicos ou duplos, estes para facilitar a análise de razões isotópicas. De acordo com o tipo de espectrômetro, as amostras podem ser introduzidas como gás ou sólido.

O desvio da trajetória dos íons no campo magnético obedece à relação

$$\frac{m}{e} = \frac{H^2 r^2}{2V}$$

onde m = massa do íon, e = carga do íon, H = intensidade do campo magnético, r = raio da trajetória e V = campo eletrostático. Levando em conta o fato de que a disposição geométrica da fonte, campo eletrostático e coletor(es) é fixada pela exigência de manter um vácuo por onde passa o feixe iônico, a seleção dos isótopos a serem analisados se faz através de variações dos valores de H e V, estes controlados de uma maneira relativamente simples por sistemas eletrônicos.

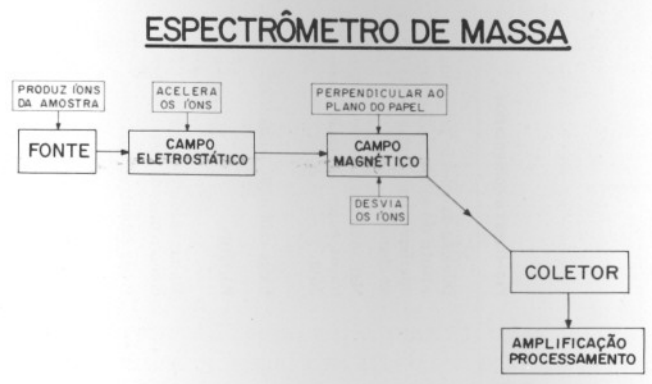


Fig. 2.3.8 – Diagrama-bloco de um espectrômetro de massa.

Microssonda Eletrônica

A microssonda eletrônica combina as facilidades de um microscópio eletrônico de varredura com as do espectrômetro de fluorescência de raios X. O feixe de elétrons de alta energia, necessário para a produção das imagens eletrônicas, excita os elementos presentes na amostra (sob a forma de uma seção petrográfica polida). As radiações emitidas são analisadas por um espectrômetro (fig. 2.3.9).

A área "iluminada" pelo feixe eletrônico é variável, desde algumas dezenas até algumas centenas de micra. Assim, o instrumento permite uma análise química dos elementos maiores, e até de alguns elementos-traço, num ponto pequeno da amostra. Dessa maneira, é possível estudar a zonação de minerais ou os fenômenos de exsolução; também estudam-se os produtos de granulação fina, produzidos por experimentos no laboratório. O instrumento revolucionou tanto o campo da petrologia ígnea, como aquele do estudo de distribuição intermineral dos elementos e sua aplicação a geotermometria e geobarometria.

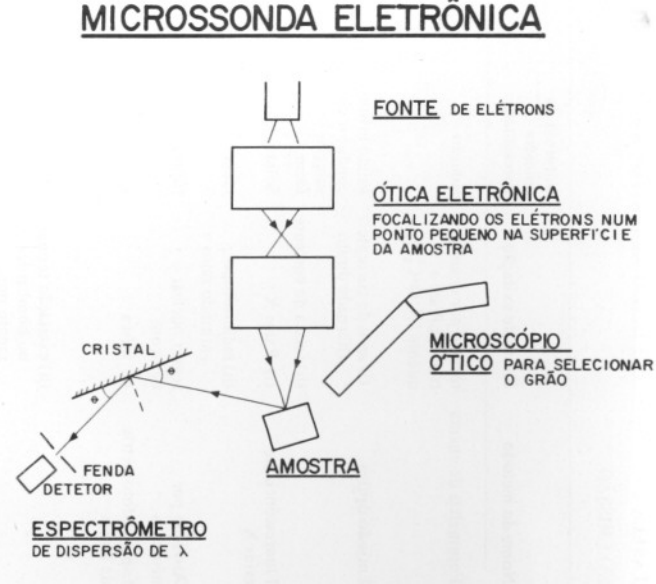


Fig. 2.3.9 – Diagrama-bloco de uma microssonda eletrônica.

A qualidade das Análises

Há dois parâmetros que descrevem a qualidade das análises obtidas. A precisão do método analítico mede a capacidade dele de repetir um valor ao longo de uma série de análises repetidas. É fácil calcular-se estimativas estatísticas desse parâmetro, bem como estimar-se as contribuições devidas à amostragem do material em pó, às manipulações que precedem a análise, à instabilidade do instrumento e assim por diante.

O segundo parâmetro, exatidão, ("accuracy") é bem mais difícil de ser avaliado. Teoricamente, pode-se definir a exatidão de um método como a medida da aproximação de seu resultado à concentração exata de um determinado elemento presente na amostra. Entretanto, nunca se sabe o valor exato da concentração de um determinado elemento na amostra.

São vários os estudos realizados por colaboração (4) que foram desenvolvidos sobre a correspondência dos resultados analíticos obtidos em diveros laboratórios por vários métodos aplicados a padrões cuidadosamente selecionados e preparados. Embora a situação esteja melhorando, as primeiras comparações causaram uma grande preocupação: houve grandes divergências entre os resultados obtidos de um laboratório a outro, mesmo na análise de rochas comuns como basalto e granito (5). Ainda hoje, a determinação de elementos raros ou traços pode ser problemática. Por exemplo, a determinação dos lantanídeos é realizada por vários métodos, entre eles, diluição isotópica, espectrometria de massa com fonte de centelha, fluorescência de raios X, cujos resultados para alguns dos elementos não concordam.

(4) Flanagan (1972) fornece informações e referência a vários programas.

(5) Fairbairn e outros, 1951; Stevens e outros, 1960; Fleischer e Stevens, 1962; Fleischer, 1965; Fleischer, 1969.

Leituras Recomendadas

Alguns trabalhos, que contêm descrições de muitos métodos instrumentais utilizados na análise de elementos em rochas, são:

Andersen, G.A., 1975 – Microprobe Analysis. John Wiley & Sons, New York, 571 pp.

Basei, M.A.S. e **Kawashita, K.**, 1981 – Novos Rumos em Geocronologia. Ciências da Terra, Soc. Brasileira de Geologia, nº 1, pp. 31-37.

Boletim nº 4, XXXI Congresso Brasileiro de Geologia, 1980 – Comboriú, Santa Catarina.

Gomes, C.B. e **Girardi, A.V.**, 1973 – Princípios e Aplicações da Microssonda Eletrônica. Ciência e Cultura, vol. 25 (8), pp. 711-722.

Keil, K., 1967 – The Electron Microprobe X-ray Analyzer and its Application in Mineralogy. Fortsch. Miner., 44, pp. 4-66.

Keil, K. e **Fredriksson, K.**, 1981 – Electron Probe Microanalysis. **K. Frye**, editor, "The Encyclopedia of Mineralogy, Hutchinson Ross Publ. Comp., pp. 143-148.

Vogel, A.I. (com revisão por **Basset, J.**; **Nenney, R.C.**; **Jeffrey, G.H** e **Medham, J.**). "Análise Inorgânica Quantitativa", Tradução por **A. Spínola**, 1981; Guanabara Dois, Rio de Janeiro, 690 pp. A parte F descreve métodos instrumentais.

Smith, D.G.W. (editor). Microbeam Techniques. Short Course Handbook, vol. 1, Miner. assoc. of Canada, 1976, 186 p.

Willard, H.; **Merrit, L.** e **Dean, J.** – "Análise Instrumental". Tradução por **M.S. dos Santos**, 1965; Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa, 854 pp.

Wittkopp, R. e **O'Day, M.**, 1973 – Whole Rock Chemical Analysis Using the Electron Microprobe. Analytical Letters, 6 (11), pp. 1021-1028.

Compilações comentadas dos resultados analíticos para muitos padrões internacionais são publicados em "Geostandards Newsletter".

Capítulo 2.4

Geotermometria e Geobarometria

O estudo do comportamento das rochas ígneas e dos magmas, no laboratório, aponta para processos que possam explicar a variedade de tipos observados. Ao aplicar-se princípios de termodinâmica às rochas ígneas, uma das finalidades é comprovar, através do estudo de conjuntos mineralógicos em equilíbrio, a temperatura e a pressão sofridas pela rocha durante o estabelecimento do equilíbrio. Assim, pode-se comparar o processo de evolução da rocha retratada nas assembléias minerais com as sugestões obtidas da petrologia experimental. Verifica-se, dessa maneira, a validade dos modelos propostos por essa ferramenta de estudo.

A aplicação exata da termodinâmica ao estudo das rochas ígneas exige conhecimento de parâmetros, tais como atividade dos elementos, compressibilidade, capacidade e expansão termais dos minerais e líquidos ígneos, e assim por diante. Embora há muito se tem tentado a determinação de valores confiáveis para esses parâmetros, o conhecimento deles ainda está longe do ideal. Por isso, a aplicação da geobarometria e da geotermometria depende, muitas vezes, da possibilidade de calibrar, empiricamente, as escalas de temperatura e pressão.

Uma das bases termodinâmicas se fundamenta no fato que, para um sistema em equilíbrio

$$\Delta G_r^o = -RT\ln K^{(*)}$$

e para que um sistema em equilíbrio possa servir como geotermômetro:

$$\left(\frac{\partial \Delta G_r^o}{\partial P}\right)_T = \Delta V^o = 0 \qquad (A)$$

Na prática, a condição (A) deve ser, aproximadamente, satisfeita, quando se trata da substituição de um elemento maior por um traço com exatamente o mesmo raio e carga eletrônica do elemento substituído. Contudo, tal caso é, provavelmente, impossível. Quando satisfeita essa condição, temos

$$\left(\frac{\partial \ln k}{\partial T}\right)_P = \frac{\Delta H^o}{RT^2}$$

(*) Símbolos: ΔG_r^o = alteração da energia livre de Gibbs para a reação de interesse, a temperatura fixa e pressão de 1 bária; componentes puros; R = constante dos gases; T = temperatura; K = constante de equilíbrio; ΔV^o = alteração dos volumes molares padrões envolvidos na reação; ΔH^o = alteração da entalpia; $(\partial \Delta G_r^o / \partial P)_T$ = alteração de ΔG_r^o com mudança de P, T fixa; $(\partial \ln K / \partial P)_T$ = mudança de lnK com variação de T, P fixa.

$$\ln K \propto 1/T$$

o que significa que há uma relação inversa entre o valor da constante de equilíbrio e a temperatura

Por outro lado,

$$\left(\frac{\partial \Delta G_r^o}{\partial T}\right)_P = -\Delta S^o$$

Quando $\Delta S^o = 0$, o sistema pode servir como geobarômetro, porque, em pressão constante, ΔG_r^o independe da temperatura. Essa situação pode existir quando reagentes e produtos contêm quantidades iguais de moléculas semelhantes, o que parece pouco provável em sistemas geológicos reais.

GEOTERMOMETRIA

Partição de Elementos-traço

Tendo um elemento-traço denominado, aqui, por X_{tr}, distribuído entre duas fases, A e B:

$$A + B.X_{tr} \rightleftharpoons A.X_{tr} + B$$

pode-se elaborar uma expressão para a constante de equilíbrio, relacionando-a à temperatura. Para tal, necessita-se de valores para as atividades dos reagentes e produtos. Mesmo hoje em dia, tais valores ainda não são disponíveis. No entanto, tratando-se de elementos-traço dissolvidos como soluções sólidas diluídas dentro de outros minerais em substituição a elementos maiores, pode-se admitir que essas soluções obedecem à Lei de Henry. Portanto,

$a^B_{X_{tr}} = k_b \cdot X^B_{X_{tr}}$ $\quad a^B_{X_{tr}}$ = atividade de X_{tr} na fase B

k_b = constante

$X^B_{X_{tr}}$ = fração molar de X_{tr} na fase B.

Assim, a expressão para a constante de equilíbrio K é a seguinte:

$$K = \frac{a_B \cdot k_b \cdot X^B_{X_{tr}}}{a_A \cdot k_a \cdot X^A_{X_{tr}}}$$

Admitindo que a_A e a_B são iguais à unidade

$$K = k' \left(\frac{X^B_{X_{tr}}}{X^A_{X_{tr}}} \right) \qquad \text{onde } k' = k_b/k_a$$

Muitos dos tratamentos da partição de elementos-traço simplificam a expressão ainda mais:

$$Kd = K \left(\frac{c^A_{X_{tr}}}{c^B_{X_{tr}}} \right)$$

onde K= nova constante e $c_{X_{tr}}$ refere-se à concentração do elemento-traço.

Ao aplicar-se essa expressão, é necessário que sejam cumpridas as seguintes exigências:

I) obediência ao comportamento do elemento-traço segundo a Lei de Henry;

II) constância de $a^A_{X_{tr}}$ e $a^B_{X_{tr}}$, isto é, independência dessas atividades da composição do sistema total.

A seguir, discutem-se alguns exemplos da utilização da partição dos elementos-traço em geotermometria.

Partição do Níquel entre Silicatos Ferromagnesianos e Líquidos

Esse geotermômetro foi calibrado, inicialmente, pelo método empírico (1), aplicado à olivina, augita e líquido. Usou-se a expressão:

$$\ln K_d = - \triangle H/RT + B$$

onde B = constante
T em $^oK = {}^oC + 273$

e foram encontrados os valores seguintes:

	△ H (cal/mol)	B
01 /Vid	− 7,400	0,03
Aug/Vid	− 24,800	− 7,85
01/Aug	16,800	7,65

Vid. significa vidro, tido como equivalente ao magma solidificado.

Subseqüentemente, partindo dessas calibrações primárias, foram inferidas outras calibrações para partes de minerais, incluindo ortopiroxênios e anfibólios (2).

Dificuldades com este processo incluem a possibilidade (3) de se manter, nas rochas, os sistemas em desequilíbrio. Esse fenômeno manifesta-se pela discordância entre várias estimativas feitas a partir de pares diferentes de minerais.

Essas primeiras calibrações foram feitas em rochas de composição máfica. Outras calibrações repetiram as experiências sobre essa faixa de composição (4) e estenderam-se às composições ultramáficas (5). Em suma, há uma forte sugestão de que o coeficiente de partição K_d depende da composição do sistema, mesmo mantendo constância nas condições físicas de cristalização. A Lei de Henry é obedecida, porém, apenas quando a concentração de níquel é baixa (6). A pressão exerce influência sobre o valor do coeficiente (7).

Resumindo, a partição de níquel está longe de ser uma base ideal para um geotermômetro. Portanto, para utilizá-la é essencial escolher uma calibração feita em composições semelhantes àquela que está sendo investigada, levando-se em conta, também, a pressão de calibração.

Partição do Estrôncio entre Plagioclásio e Líquido

A possibilidade de que haja uma relação entre o valor de K_d para estrôncio entre plagioclásio e o líquido foi sugerida através de um estudo da partição desse elemento em silicatos (8). Com os dados então disponíveis, entretanto, houve uma forte sugestão de que os valores não são independentes da composição e/ou pressão. Subseqüentemente, foram publicadas duas tentativas de calibração desse geotermômetro (9), cujas divergências apontam, claramente, um efeito da composição sobre os valores de K_d, o que foi confirmado mais tarde (10).

Outras Partições de Elementos-traço

Devido à sua importância como traçadores no estudo de processos ígneos, o grupo dos lantanídeos está sendo estudado com bastante atenção. Recentemente, foram feitas as primeiras tentativas de investigar a variação dos seus coeficientes de partição. A Lei e Henry é obedecida apenas quando as concentrações dos elementos são muito baixas (11). Os coeficientes de partição dependem tanto da composição do sólido, como da do líquido (12). Além disso, a concentração do lantanídeo presente exerce uma certa influência sobre o valor de seu coeficiente de partição (13).

Os estudos sobre a partição de zircônio entre a ilmenita e o ulvoespinélio (14) sugerem que ele pode servir como um geotermômetro, porém necessita, ainda, de estudos mais pormenorizados. Primeiro, o ulvoespinélio ocorre principalmente dissolvido em solução sólida, dentro da magnetita, ou como pequenos corpos formados por exsolução da mesma. Fazem-se necessários, portanto, estudos da partição desse elemento entre a ilmenita e a solução sólida magnetita-ulvoespinélio, e a influência dos efeitos da exsolução.

Revisão da Aplicação de Partição de Elementos-traço em Geotermometria

A exposição anterior demonstra que, embora a partição

(1) Hakli e Wright, 1967.
(2) Hakli, 1968.
(3) Evans, 1969.
(4) Leeman, 1974; Duke, 1976; Mysen, 1976; Cawthorn e MacIver, 1977.
(5) Arndt, 1977a
(6) Mysen, 1978.
(7) Mysen e Kushiro, 1978.
(8) McReath, 1972; McReath (inédito).
(9) Sun e outros, 1974; Drake e Weill, 1975.
(10) Watson, 1976.
(11) Mysen, 1976.
(12) Irving e Frey, 1976; Watson, 1976.
(13) Mysen, op. cit.; Wood, 1976.
(14) Taylor e outros, 1973, 1974a, 1974b.

de elementos-traço, especialmente entre sólido e líquido, apresente uma certa promessa para a geotermometria geral, as tentativas de aplicação desta a vários sistemas foram frustrantes. O trabalho de Watson (15) apresenta subsídios para entender-se algumas das limitações. A mudança de composição do líquido sempre está acompanhada por mudanças na estrutura dele, por mais insignificante que sejam. Estas envolvem polimerização ou despolimerização da estrutura e, conseqüentemente, variações na disponibilidade de locais de determinada coordenação dentro do líquido. Essas variações influenciam os valores de K_d observados.

Partição dos Elementos Maiores
Geotermômetro do Plagioclásio

O comportamento do plagioclásio em sistemas experimentais é bem documentado (16) e assim dispõe-se de dados adequados para calibrar um geotermômetro, baseado na partição dos componentes de plagioclásio entre o sólido e o líquido coexistentes. Uma tentativa interessante de superar os problemas inerentes em aplicar um modelo termodinâmico exato foi feita por Kudo e Weill (17). As calibrações derivadas (fig. 2.4.1) demonstram uma insensibilidade relativa do geotermômetro à influência da pressão seca na faixa de 0 – 10 kbar, porém uma sensibilidade à influência da pressão úmida. No entanto, se se dispusesse de uma estimativa independente da temperatura, possibilitaria uma estimativa de P_{H_2O} no sistema.

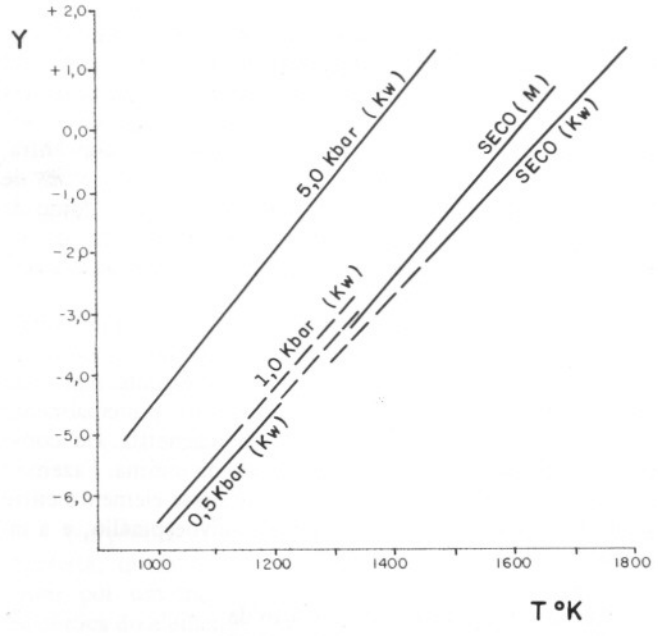


Fig. 2.4.1 – Calibração do geotermômetro do plagioclásio. As curvas marcadas KW referem-se às calibrações de Kudo e Weill, 1970, e aquela marcada por M a uma calibração de Matthez, 1973. $Y = 1n\,\lambda/\partial + 1{,}29 \times 10^4 T.\,\phi$ (ver texto).

As calibrações obtidas foram modificadas, subseqüentemente (18), para levar em conta o comportamento não-ideal da solução sólida do plagioclásio, um efeito não considerado nas calibrações anteriores. Em ambas as calibrações $\lambda = X_{Na} \cdot X_{Si}/X_{Ca} \cdot X_{Al}$ no líquido; $\phi = X_{Ca} + X_{Al} - X_{Na} - S_{Si}$ no líquido; na calibração de Kudo e Weill, $\partial = X_{Ab}/X_{An}$ no sólido, enquanto na de Matthez, $\partial = X_{Ab} \cdot f/X_{An}$ no sólido, sendo f um fator de correção baseado nas razões dos coeficientes de atividade de Ab e An no estado sólido, com valores de 0,6 quando An % = 45 – 55, 0,7 em An% = 60, 1,0 em An% = 65, 1,25 em An% = 70, e 1,6 em An% > 75. Os valores exatos podem ser encontrados na fig. 3, p. 68 do trabalho citado. Uma curva de calibração, usando as novas calibrações, é mostrada na fig. 2.4.1. Os valores de T usados são em $^oK = {}^oC + 273$. Para os basaltos cristalizados sob pressão seca até 10 kbar

Matthez $1n\,\lambda/\partial + 1{,}29 \times 10^4\,\phi/T = 11{,}76 \times 10^{-3}T - 19{,}01$
Kudo-Weill $1n\,\lambda/\partial + 1{,}29 \times 10^4\,\phi/T = 10{,}34 \times 10^{-3}T - 17{,}24$

Com $P_{H_2O} = 0{,}5$ kbar

Matthez $1n\,\lambda/\partial + 1{,}29 \times 10^4\,\phi/T = 9{,}87 \times 10^{-3}\,T - 15{,}21$
Kudo-Weill $1n\,\lambda/\partial + 1{,}29 \times 10^4\,\phi/T = 11{,}05 \times 10^{-3}\,T - 17{,}86$

Com $P_{H_2O} = 1$ kbar

Matthez $1n\,\lambda/\partial + 1{,}29 \times 10^4\,\phi/T = 9{,}60 \times 10^{-3}\,T - 15{,}76$
Kudo-Weill $1n\,\lambda/\partial + 1{,}29 \times 10^4\,\phi/T = 11{,}14 \times 10^{-3}\,T - 17{,}67$

Com $P_{H_2O} = 5$ kbar

Kudo-Weill $1n\,\lambda/\partial + 1{,}29 \times 10^4\,\phi/T = 12{,}18 \times 10^{-3}\,T - 16{,}63$.

As calibrações originais foram criticadas por fornecerem estimativas de temperatura altas em relação aos resultados obtidos por outros geotermômetros (19). As mais recentes resultam em estimativas de temperaturas mais baixas e, portanto, mais aceitáveis.

Geotermômetro da Albita
Distribuída entre Dois Feldspatos

Foi Barth (20) quem propôs a utilização da partição da albita entre o feldspato alcalino e o plagioclásio como um geotermômetro em potencial. A calibração original sofreu várias tentativas de modificação. A mais recente (21) leva em conta novos dados termodinâmicos sobre os feldspatos e apresenta uma expressão e vários diagramas referentes a equilíbrios entre alta-sanidina e alta-albita, componentes típicos das rochas vulcânicas ácidas. Um segundo artigo (22) apresenta uma calibração referente ao equilíbrio microclínio + baixa-albita. Notando que há insuficiência de dados para tratar de equilíbrios que envolvam minerais em estados estruturais intermediários, uma forma de aplicar-se o geotermômetro a sistemas contendo ortoclásio seria usar as duas calibrações e utilizar a média das duas temperaturas obtidas (23). Naturalmente, deve-se reconhecer a imprecisão de tais estimativas.

Um problema associado à aplicação desse geotermômetro é a necessidade de contar com uma estimativa para a pressão vigente durante o equilíbrio, para conseguir-se uma estimativa precisa da temperatura. Vários expedientes foram

(15) Watson, op. cit.; 1975.
(16) Bowen, 1913; Yoder e outros, 1957; Lindsley, 1969.
(17) Kudo e Weill, 1970.
(18) Matthez, 1973.
(19) Stormer e Carmichael, 1970; Brown e Carmichael, 1971.
(20) Barth, 1934.
(21) Stormer, 1975.
(22) Whitney e Stormer, 1977.
(23) Whitney e Stormer, 1977.

sugeridos em diferentes artigos, nenhum deles, porém, parece completamente válido. Entretanto, o erro introduzido na estimativa da temperatura, ao admitir-se uma pressão de, por exemplo, 2 kbar, quando na verdade a pressão era de 3 kbar, é pequeno naquelas regiões do gráfico em que os autores confiam em suas calibrações (ver fig. 2.4.2).

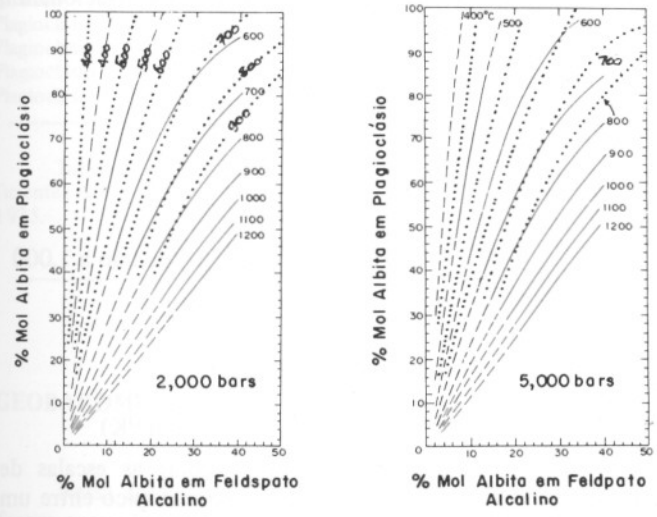


Fig. 2.4.2 – Gráficos para determinação de temperatura pelo geotermômetro de dois feldspatos. As linhas pontilhadas referem-se ao par baixa-albita/microclina, e as linhas cheias ou quebradas ao par alta-albita/sanidina. Nesse caso, recai maior confiança sobre as partes representadas pelas linhas cheias. Apud Stormer, 1975 e Whitney e Stormer, 1977.

Geotermômetro dos Piroxênios

Nos piroxênios, há uma lacuna de imiscibilidade entre os ricos em cálcio e os pobres em cálcio (fig. 2.4.3). Os estudos sobre os sistemas simplificados, na ausência de elementos como ferro, demonstram que a lacuna de imiscibilidade é praticamente independente da pressão, porém depende da temperatura (24). Assim, a composição de piroxênios coexistentes pode servir como a base de um geotermômetro (25), especialmente para rochas máficas e ultramáficas. Devido às diferenças de composição entre o sistema simples estudado e as rochas naturais, subseqüentemente foram feitas tentativas de estabelecer calibrações em sistemas mais complexos, e sob pressões mais variadas.

O "solvus" entre o piroxênio cálcico e o não cálcico possui duas porções, a do lado do diopsídio e a do lado da enstatita. A primeira apresenta condições mais favoráveis (é menos íngreme) para ser utilizada como geotermômetro. Algumas tentativas de calibrar um geotermômetro através da composição do piroxênio cálcico em equilíbrio com piroxênio pobre em cálcio foram feitas (fig. 2.4.4). Sobre a influência da pressão, as conclusões são divergentes. Num trabalho recente (26), foi demonstrada uma boa correspondência entre os resultados para o sistema simples e os derivados durante estudos de peridotitos naturais. A razão Ca/ (Ca + Mg) (atômica) é diretamente relacionada à temperatura, dentro dos limites de erro experimental, e não sofre a influência da pressão na faixa de 7,5 até 30 kbar. Os clinopiroxênios naturais são soluções sólidas que contêm as moléculas de diopsídio, acmita e a molécula de Tschermack, etc. Usando uma correção para a presença da molécula de Tschermack (outras correções da mesma natureza podem ser aplicadas quando se dispõe dos dados analíticos), pode-se aprimorar, ainda mais, a calibração.

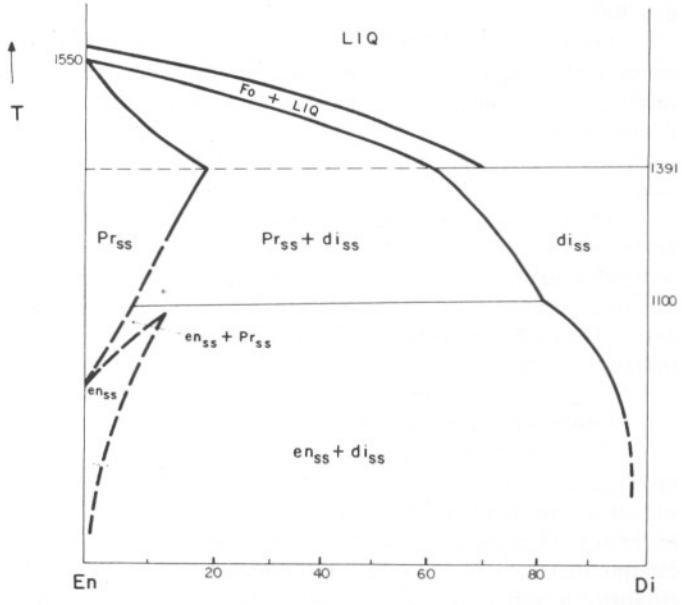


Fig. 2.4.3 – O sistema enstatita-diopsídio à pressão atmosférica. Apud Boyd e Schairer, 1964.

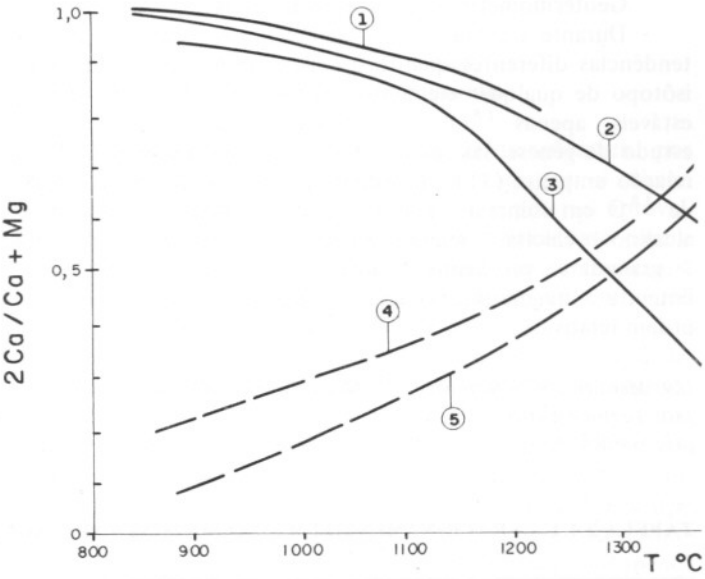


Fig. 2.4.4 – Geotermômetros baseados nas composições de clinopiroxênios ricos em cálcio (linhas cheias) e de piroxênios pobres em cálcio (linhas tracejadas). Curva 1, Davis e Boyd, 1966; 2, Mysen, 1976; 3, Mori e Green, 1976; 4, Akella, 1976; 5, Boyd e Nixon, 1975.

Um outro trabalho (27) que representa uma extensão de pesquisas sobre sistemas simples a pressões elevadas chega a demonstrar a existência de uma influência da pressão sobre o "solvus", na região do clinopiroxênio*. No entanto, o tamanho do efeito é tal que poderia ser encoberto pelos erros analíticos e também pela incerteza das correções necessárias ao estudo dos sistemas naturais, acima descritos. Por enquanto, resta

(24) Davis e Boyd, 1966.
(25) Boyd, 1966.
(26) Mysen, 1976.
(27) Mori e Green, 1976.
(*) A adição do ferro ao sistema simples aparentemente influencia a posição de "solvus", também (28).
(28) Hensen, 1973.

apenas chamar a atenção para as divergências entre as conclusões dos diversos autores e alertar para a incerteza, por conseguinte, ao tentar-se aplicar o geotermômetro do clinopiroxênio. Também cabe salientar que o método mostra-se completamente deficiente para estimar-se temperaturas aquém dos 900°C.

Quanto à utilização da composição do ortopiroxênio como geotermômetro, os resultados de trabalhos visando à calibração do geotermômetro clinopiroxênio-ortopiroxênio demonstram que esse sofre demasiadamente as influências da pressão e composição, para que se possa aplicar uma calibração simples.

Outras abordagens ao problema da geotermometria dos piroxênios foram apresentadas (29), em que se reconhece a complexidade do problema e se tentam análises termodinâmicas mais aprimoradas, inclusive da partição dos elementos entre sítios não-equivalentes. O interessado deve consultar os trabalhos originais.

Possível geotermômetro do Titânio

A partição do titânio entre a troilita e a ilmenita foi investigada como um geotermômetro em rochas lunares (30) e sugere a possibilidade de existir um equivalente em rochas terrestres. O equivalente terrestre da troilita (sulfeto ferroso estequiométrico) é pirrotita estequiométrica, que é rara. No entanto, a pirrotita não-estequiométrica é mais freqüente, podendo ocorrer em rochas máficas e ultramáficas.

Geotermometria por Isótopos Estáveis

Durante a cristalização magmática, os minerais possuem tendências diferentes quanto à concentração de um ou outro isótopo de qualquer elemento. Daqueles sistemas de isótopos estáveis, apenas $^{18}O - ^{16}O$ possui um certo interesse no estudo da gênese das rochas ígneas por geotermometria. Uma relação empírica (31) em ordem decrescente de concentração de ^{18}O em minerais ígneos comuns é quartzo > feldspato alcalino ≅ calcita > leucita > moscovita ≅ nefelina > anortita > granada ≅ piroxênio ≅ anfibólios > biotita > olivina > ilmenita > magnetita, podendo ocorrer pequenas mudanças da ordem relativa.

A diferença da composição isotópica do oxigênio entre pares de minerais nessa seqüência é uma função da temperatura, as diferenças tendendo a diminuir de acordo com aumento da temperatura. A calibração dos geotermômetros procede por uma etapa intermediária, quando se determina o fracionamento entre um mineral e água para, depois, calibrar os fracionamentos interminerais. As calibrações geralmente relacionam o fator de fracionamento

$$\alpha = \frac{\partial\, ^{18}O \text{ min.A} + 1000}{\partial\, ^{18}O \text{ min.B} + 1000}$$

onde

$$\partial\, ^{18}O \text{ min.A} = \frac{(^{18}O/^{16}O)\text{min.A} - (^{18}O/^{16}O) \text{ padrão} \times 1.000}{(^{18}O/^{16}O)_{\text{padrão}}}$$

à temperatura por uma equação do tipo:

$$1.000 \ln \alpha = A\,(10^6/T^2) + B \quad (T \text{ em } ^oK)$$

Foram feitas algumas tentativas de calibrar as escalas de temperatura definidas pelo fracionamento isotópico entre um determinado mineral e água. Na tabela 2.4.1 resumem-se alguns dos resultados. A partir desses dados, é possível calcular o fracionamento entre os dois minerais, uma vez que α min.A/min.B = (α min.A/água / (α min.B/água). As calibrações para pares de minerais relevantes às rochas ígneas são apresentadas na tabela 2.4.2.

A geotermometria por isótopos de oxigênio possui uma grande vantagem sobre os demais geotermômetros, que é sua independência em relação à pressão vigente. Por outro lado, há uma tendência bastante forte para ocorrer um reequilíbrio isotópico em resposta a mudanças lentas de temperatura. Conseqüentemente, a aplicação desses geotermômetros, representados pelos pares minerais, às rochas intrusivas, deve ser feita cuidadosamente, uma vez que é freqüente a ocorrência de discordância entre os resultados por esse método e os fornecidos pelos outros geotermômetros acima discutidos.

(29) Mercier, 1976; Saxena, 1976; McCallister e outros, 1976.
(30) Taylor e outros, 1974.
(31) Garlick, 1969.

TABELA 2.4.1 – FRACIONAMENTO EM SISTEMA MINERAL – ÁGUA, ÚTEIS NO ESTUDO DE ROCHAS ÍGNEAS

Mineral	A	B	T°C	Ref
Quartzo	+ 2,51	- 1,96	500 – 700	32
Quartzo	+ 4,10	–3,70	500 – 800	33
Plagioclásio	+ 2,91 - 0,76 X_{An} (1)	-3,41 - 0,41 X_{An}		34
Plagioclásio	+ 3,13 - 1,04 X_{An}	-3,70	500 – 800	33
Anortita	+ 2,15	-3,82	350 – 800	34
Feldspato alcalino	+ 2,91	-3,41	350 – 800	34
Moscovita	+ 2,38	-3,89	350 – 800	34
Moscovita	+ 1,90	-3,10	500 – 800	33
Magnetita	- 1,59	-3,60	700 – 800	35
Magnetita	- 1,47	-3,70	500 – 800	33

Tabela 2.4.1 – Fracionamento em sistemas mineral-água. Valores para os coeficientes A e B e faixas de temperatura onde as calibrações são válidas. (1) Todas as calibrações envolvendo plagioclásio foram recalculadas para levar em conta a composição dele (ver Faure, 1976). Refs. (32) Clayton et al, 1972; (33) Bottinga e Javoy, 1973; (34) O'Neill e Taylor, 1969; (35) Anderson et al, 1971.

TABELA 2.4.2 – FRACIONAMENTO INTERMINERAL

Par	A	B	Ref
Quartzo – magnetita	+ 5,57	0	33,36
Quartzo – plagioclásio	+ 0,97 – 1,4 X_{An}(1)	0	33,36
Quartzo – moscovita	+ 2,20	– 0,60	33,36
Plagioclásio – olivina	+ 2,94 – 1,04 X_{An}	0	36
Plagioclásio – magnetita	+ 4,60 – 1,04 X_{An}	0	36
Plagioclásio – piroxênio	+ 1,70 – 1,04 X_{An}	0	36
Plagioclásio – anfibólio	+ 2,178 – 1,04 X_{An}	– 0,30	36

Tabela 2.4.2 – Fracionamento intermineral. Valores para os coeficientes A e B. (1) Ver observação acima. Refs. (36) Bottinga e Javoy, 1975.

GEOBAROMETRIA

Nessa seção, apresentam-se algumas das calibrações que foram sugeridas para estimar tanto os valores da pressão total, como os das pressões parciais de componentes voláteis presentes num magma.

Pressão total por "Sílica Buffers"

Os métodos generalizados para estimar-se a pressão total vigente num sistema em fase de cristalização dependem da possibilidade de definir reações químicas que envolvam minerais presentes e em equilíbrio um com o outro. Devido ao fato de que ainda não se dispõe de informações termodinâmicas precisas, nem de informações sobre a idealidade de muitas soluções sólidas que compõem os minerais silicatados nas rochas, muitas vezes torna-se necessário recorrer-se a resoluções aproximadas ou empíricas, como no caso dos geotermômetros.

Nicholls e outros (32) aproveitaram reações que envolvem sílica, as chamadas reações-tampão ou "sílica buffers". Dispondo-se de uma estimativa para a temperatura de erupção, é possível estabelecer-se um valor para a atividade de sílica à época da erupção, por determinações que envolvem minerais da matriz. Admitindo-se que o potencial químico de SiO_2 não sofre modificações com o aumento da pressão, é possível aproveitar-se o valor de $a^{liq}_{SiO_2}$ calculado para determinar a pressão de equilíbrio entre pares de minerais representados na assembléia fenocristalina, ou com inclusões transportadas pelo magma. Havendo a possibilidade de estimar-se a temperatura de equilíbrio dos pares fenocristalinos, pode-se corrigir a estimativa de pressão do equilíbrio (ver anexo 2.4.1).

A validade das estimativas derivadas depende de muitas premissas, entre as quais se destaca a idealidade das soluções sólidas, que compõem a maioria dos minerais considerados. Como já citado, tais soluções sólidas são, de um modo geral, não-ideais. Portanto, as estimativas de pressão derivadas devem ser inexatas e podem ser imprecisas, devido à irregularidade das estimativas de temperatura necessárias ao cálculo da pressão.

(32) Nicholls e outros, 1971.

Cálcio em Olivinas

Já foi observado que o conteúdo de cálcio em olivinas aparentemente cristalizadas sob baixa pressão é mais alto do que aquele em olivinas equilibradas sob alta pressão (ver p. 36). A análise quantitativa do problema é, na realidade, uma extensão do anterior. A presença da olivina numa lava é controlada pela atividade de sílica, e a disponibilidade de Ca-olivina também:

$$Ca_2SiO_4 + SiO_2 = \underset{\text{wollastonita}}{2CaSiO_3} \quad (*)$$

As reações que conduzem à presença da molécula olivina cálcica em olivinas naturais foram analisadas e chegou-se às seguintes conclusões (33): a composição inicial da olivina depende do nível geral da atividade de sílica, isto é, do tipo de magma. Os magmas não-saturados tendem a apresentar olivinas cujos núcleos contêm pouco cálcio. As tendências observadas no zonamento, por outro lado, podem sofrer controle imposto pelos regimes de temperatura e pressão a que se submeteu o magma. Por exemplo, uma tendência ao enriquecimento em cálcio pode ser apresentada por olivinas em nefelinitos, onde o zonamento é forte e, provavelmente, relacionado a uma diminuição de pressão durante a cristalização, e também, em olivinas cristalizadas em lagos ígneos superficiais, onde o zonamento é pouco acentuado ou até inexistente e relacionado a uma tendência de redução da temperatura.

Geobarômetro de Alumínio em Piroxênios, Coexistentes com uma Fase rica em Alumínio

Dispondo-se de uma estimativa de temperatura, por exemplo através do geotermômetro do clinopiroxênio cálcico descrito numa seção anterior (ver p. 111), é possível aproveitar-se o teor de Al_2O_3 em ortopiroxênio coexistente com o clinopiroxênio e uma fase rica em alumínio para determinar a pressão vigente num conjunto em equilíbrio. Os conjuntos naturais que representam a provável composição mineralógica do Manto Superior foram estudados (34) com essa finalidade, e chegou-se à conclusão de que, no campo de estabilidade do plagioclásio-lherzolito, o teor de Al_2O_3 em ortopiroxênio representa um geobarômetro muito importante. Infelizmente, o plagioclásio-lherzolito é raramente observado, restrito aos níveis mais rasos do Manto Superior suboceânico. No campo do espinélio-lherzolito, o conteúdo de Al_2O_3 em ortopiroxênio depende pouco da pressão, e assim funciona com menos eficiência (35).

No campo do granada-peridotito, há divergências entre as calibrações deduzidas em estudos de sistemas simplificados e aqueles de sistemas naturais. Assim, sugere-se que haja um efeito composicional sobre a calibragem do sistema, dificultando sua aplicação com a devida confiança (36).

O equilíbrio de piroxênios cálcicos na presença de plagioclásio em lavas recebeu a atenção (37) no sentido de encontrar-se, de novo, sistemas do tipo "silica buffer":

*(*) O debate sobre a maneira correta, termodinamicamente, de escrever tais reações ainda não resultou em acordo. Uma equação igualmente válida é: 1/2 Ca_2SiO_4 + 1/2 SiO_2 = $CaSiO_3$.*

(33) Stormer, 1972 e 1973.

(34) Hensen, 1973.

(35) MacGregor, 1974; Wood, 1976.

(36) Wood e Banno, 1973.

(37) Stormer, 1972.

$CaAl_2Si_2O_8 \rightleftharpoons CaAl_2SiO_6 + SiO_2$ (liq)
anortita — molécula tschermakítica-cálcica

e

$CaAl_2Si_2O_6 + TiO_2$ (liq) $\rightleftharpoons CaTiAl_2O_6 + SiO_2$ (liq)
anortita — piroxênio

Concluiu-se que a atividade de sílica e a pressão podem exercer efeitos importantes sobre as direções desses equilíbrios, dificultando, assim, a interpretação do significado dos teores de Al_2O_3 nos piroxênios cálcicos.

Pressão Parcial do Oxigênio

Mais adiante, discutir-se-á o controle sobre a diferenciação do magma, exercida pela pressão parcial (ver vol. 2). Um método bastante divulgado de estimar P_{O_2} foi apresentado por BUDDINGTON e LINDSLEY (38), que estudaram o equilíbrio entre os espinélios do grupo da magnetita, cúbico, e óxidos romboédricos da família da ilmenita. As reações envolvidas são:

$4\,FeO.Fe_2O_3 + O_2 \rightleftharpoons 6\,Fe_2O_3$
magnetita — hematita

$6\,Fe_2TiO_4 + O_2 \rightleftharpoons 2\,Fe_3O_4 + 6\,FeTiO_3$
ulvoespinélio — magnetita — ilmenita

$4\,Fe_2TiO_4 + O_2 \rightleftharpoons 4\,FeTiO_3 + 2\,Fe_2O_3$

$4\,FeTiO_3 + O_2 \rightleftharpoons 4\,TiO_2 + 2\,Fe_2O_3$
rutilo ou polimorfos

na sua forma mais simples. É necessário lembrar-se o fato de que todos os componentes citados são, na verdade, soluções sólidas. Assim, a primeira equação representa-se com maior exatidão por

$4\,magnetita_{ss} + O_2 \rightleftharpoons 6\,hematita_{ss}$

encontrando-se, na $magnetita_{ss}$, o ulvoespinélio, e, na $ilmenita_{ss}$, a hematita. Assim, para aproveitar-se dessas reações, torna-se essencial estabelecer um roteiro para calcular a proporção de cada molécula, dissolvida nos minerais homogêneos de cada classe cristalina (ver anexo 2.4.2).

Partindo dos resultados experimentais, isto é, as composições de fases coexistentes cristalizadas sob as condições controladas de P_{O_2}, foi estabelecida uma série de curvas que relacionam as composições, a fugacidade de oxigênio e a temperatura de cristalização (fig. 2.4.5). Entretanto, há um empecilho, que é a existência de uma lacuna de imiscibilidade no sistema hematita-ilmenita, cuja extensão ainda não está definida com precisão (ver p. 49). Por causa dessa incerteza, o limite inferior da aplicação do geotermômetro ainda não está definido. Um outro problema na aplicação desses equilíbrios diz respeito à facilidade com que os óxidos primários podem sofrer oxidação pós-cristalização, tornando-se absolutamente essencial uma seleção criteriosa das amostras a serem analisadas. Finalmente é necessário que a rocha contenha os dois tipos de óxido, o que nem sempre ocorre.

Outros esquemas para estimar-se os valores de P_{O_2} ou de f_{O_2} foram desenvolvidos. Uma determinação semi-empírica, através do estado de oxidação de ferro na rocha total (39), sofre de deficiências (40). Todavia, na ausência de condições para aplicar outras calibrações, esse método fornece uma estimativa dentro de f_{O_2} de uma ou duas ordens de grandeza (ver anexo 2.4.3). Ainda melhor, pode-se comparar o estado de oxidação na amostra sob o estudo com aquele estabelecimento (41), fazendo por interpolação a estimativa.

Estimativas independentes mais exatas dependem da coexistência de óxidos e minerais ferromagnesianos (42), tais como olivina e piroxênios ferríferos. Tais conjuntos restringem-se, na prática, a rochas félsicas, e foram pouco estudados.

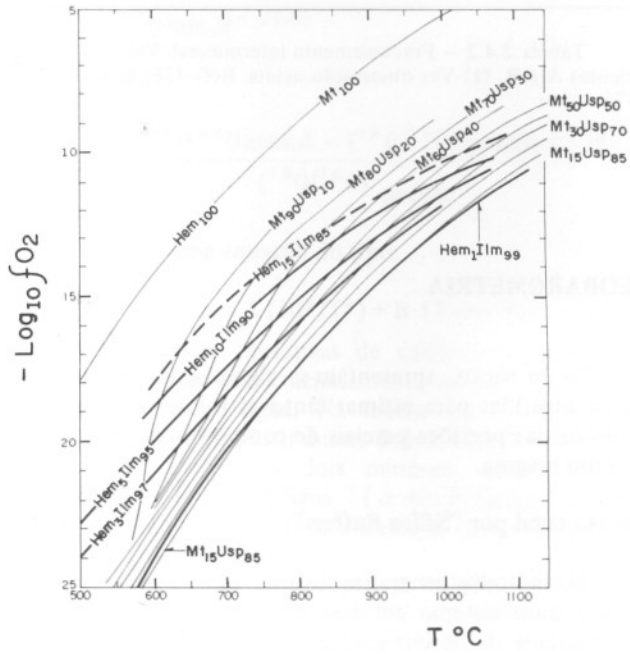


Fig. 2.4.5 – Calibração para determinação de T e f_{O_2}, segundo Buddington e Lindsley, 1964. Dispondo das composições dos óxidos ds séries magnetita e ilmenita, recalcula-se as composições como porcentagens moleculares de acordo com os esquemas descritos no anexo 2.4.2. Lançam-se as duas composições no gráfico, interpolando entre os contornos, onde necessário. Onde fazem interseção os dois contornos referentes aos dois minerais, definem-se os valores de T e f_{O_2}.

Pressão Parcial da Água

Foi desenvolvido um geobarômetro de P_{H_2O}, que depende, para a sua aplicação da coexistência de biotita, titanomagnetita e sanidina (43), cuja aplicação assim fica reduzida quase que exclusivamente a rochas félsicas, especialmente às alcalino-potássicas. Nenhuma outra calibração mais exata existe. Por outro lado, uma estimativa semiquantitativa alternativa deriva-se do geotermômetro do plagioclásio (ver p. 110), que depende da pressão parcial de água. Havendo uma estimativa independente da temperatura, é possível chegar a um valor aproximado da pressão parcial de água, por interpolação entre as várias curvas de calibração, que relacionam composição à temperatura para valores fixos de P_{H_2O}.

Embora seja possível relacionar a pressão parcial de oxigênio à pressão parcial de água através da equação para a dissociação da água (44) $H_2O \rightleftharpoons H_2 + 1/2\ O_2$

(38) Buddington e Lindsley, 1964.
(39) Kennedy, 1948.
(40) Kern e Weisbrod, 1967, p. 285-291 apresentam um comentário extenso sobre o método.
(41) Fudali, 1965.
(42) Nicholls e outros, 1971.
(43) Wones, 1972.
(44) Kennedy, 1948 e 1955. Ver anexo 2.4.3.

é extremamente difícil alcançar uma estimativa de confiança dessa maneira, devido ao fato de que muitas outras reações competitivas podem influenciar o estado desse equilíbrio.

DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Um dos motivos de tentar achar geotermômetros e geobarômetros válidos é o de possibilitar uma comparação entre os resultados da petrologia experimental e os obtidos para conjuntos naturais. Quanto ao segundo aspecto, um dos problemas maiores encontrados diz respeito às medidas que devem ser feitas. Muitas vezes, os minerais naturais são zonados: deve-se medir a composição do núcleo ou a composição da zona externa nesse caso? Será que a zona externa representa uma fase de cristalização, imposta durante a última fase de resfriamento rápido no caso de depósitos superficiais? Não se pode responder a essas perguntas ainda com a devida certeza. Pode-se estabelecer critérios para a aceitação de resultados, como, por exemplo, a concordância entre os resultados obtidos pela aplicação de diversos geotermômetros e geobarômetros. No entanto possuem esses critérios validade? Sabe-se que há uma ordem de cristalização dos minerais, o que significa que é perfeitamente possível obter estimativas diferentes para a temperatura de cristalização de fenocristais (por exemplo), de acordo com sua ordem de aparecimento na seqüência de cristalização. Fica o equilíbrio estabelecido à época da cristalização preservado durante o resfriamento? Mesmo que a taxa de difusão de íons no estado sólido seja pequena, pode-se prever a possibilidade de que, em rochas intrusivas de arrefecimento lento, haja pequenas modificações que podem influenciar as estimativas derivadas.

Atento às limitações impostas, comparar-se-ão alguns resultados obtidos pela aplicação das calibrações acima discutidas.

Uma das aplicações mais interessantes diz respeito ao estudo de nódulos ultramáficos inclusos em basaltos alcalinos e termos afins, e, também, em kimberlitos. Sendo esses nódulos pedaços do Manto Superior arrancados pelas rochas ígneas durante sua ascensão rumo à superfície da Terra, a determinação da temperatura e da pressão permite definir as condições vigentes dentro do Manto Superior. Dispondo-se de um conjunto de nódulos diferentes, é possível determinar-se uma geoterma e, assim, verificar as geotermas calculadas, tendo, como base, um modelo físico do interior da Terra. Fica evidente que a geoterma medida refere-se às condições existentes no Manto, à época da atividade magmática.

De uma maneira geral, observam-se dois tipos de geoterma calculada (45) (fig. 2.4.6). No primeiro, os valores para temperatura e pressão definem uma curva que apresenta uma correspondência muito boa com a geoterma calculada por Clark e Ringwood (46). No segundo, há uma inflexão, cuja posição pode variar de um lugar geográfico para outro. Exemplos do primeiro tipo ocorrem em alguns nódulos de idade devoniana do Estado de Colorado, EUA (47), e num conjunto de nódulos de idade paleozóica superior, da Sibéria, Rússia (48). Os exemplos do segundo tipo vêm do sul da África, tanto em conjuntos de idade precambriana (49), como dos numerosos kimberlitos do Cretáceo Superior (50).

A origem da inflexão continua um assunto de debate. Aqueles nódulos que definem a parte inflexionada das geotermas incluem peridotitos progressivamente deformados por cisalhamento, de acordo com sua profundidade de origem, bem como os nódulos "discretos", compostos por megacristais dos minerais associados ao Manto Superior – diopsídio subcálcico, enstatita. No caso dos peridotitos cisalhados, foi proposto (51) que a inflexão se deve ao aquecimento por esforços gerados durante os movimentos dentro da zona de baixa velocidade (ver p. 146). Essa proposta foi criticada, uma vez que as texturas observadas podem relacionar-se a fenômenos associados à erupção dos kimberlitos (52), e que, de qualquer maneira, o cisalhamento dificilmente produz um aquecimento na ordem de 200 – 300°C (53). Uma outra possibilidade é que o aquecimento ocorreu durante um episódio de diapirismo (54), que influenciou as regiões mais profundas, onde os kimberlitos se originaram, embora, nesse caso, é difícil entender por que é que alguns conjuntos de nódulos não apresentam evidência de aquecimento. Nesses casos, é necessário admitir que a ascensão dos kimberlitos se iniciou em níveis ainda mais profundos do que o nível mais profundo representado pelo conjunto de nódulos.

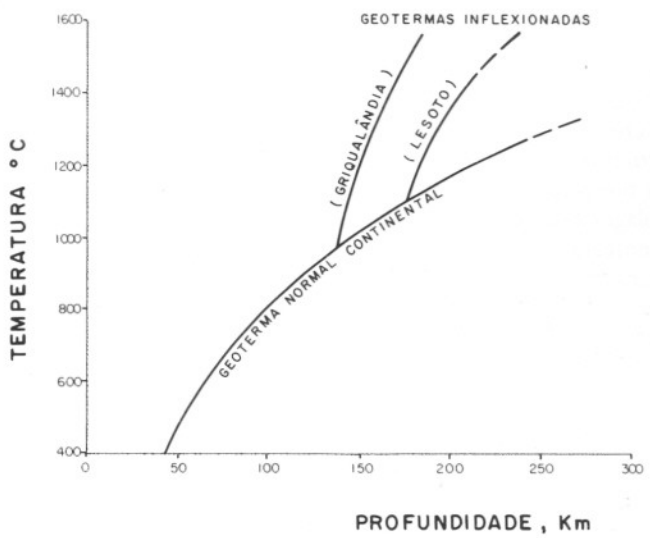


Fig. 2.4.6 – Geotermas derivadas por geobarometria e geotermometria de piroxênios. Apud Boyd, 1976 e outras referências citadas no texto.

A origem e a evolução das rochas ígneas presentes em arcos de ilhas têm sido estudadas através da aplicação dos geotermômetros de partição do níquel e do plagioclásio. Nas rochas vulcânicas, há, sempre, o problema do zonamento dos cristais. Portanto, costuma-se reportar resultados obtidos pela aplicação do geotermômetro do plagioclásio para o "equilíbrio" entre os núcleos dos cristais e a matriz, de um lado, e entre a zona externa e a matriz, de outro.

Os resultados para um basalto e um andesito basáltico de afinidade toleiítica e basaltos e um andesito de afinidade calcoalcalina encontram-se na tabela 2.4.3.

(45) Boyd, 1976;
(46) Clark e Ringwood, 1964;
(47) McCallum e Eggler, 1976, 1979. Eggler e McCallum, 1976.
(48) Boyd et al, 1976.
(49) Danchin e Boyd, 1976.
(50) Boyd e Nixon, 1975, 1976, 1980; Boyd, 1973, 1976; MacGregor, 1975.
(51) Boyd e Nixon, 1975.
(52) Goetze, 1975
(53) Mercier e Carter, 1975.
(54) Parmentier e Turcotte, 1974; Green e Gueguen, 1974.

TABELA 2.4.3 – GEOTERMÔMETRO DO PLAGIOCLÁSIO E PARTIÇÃO DO NÍQUEL

Amostra	Afinidade	Zonado (Z) Não Zonado (NZ)	Núcleo (Z) An% ou cristal total (NZ)	Margem (Z) (determinação) ótica)	T°C Núcleo	T°C Margem	T°C Ni-part	Par de minerais
1. Basalto (SS)	Toleíto	Z	92	70	1380	1200	1150	Ol-líq.
2. Andesito basáltico (T)	Toleíto	Z	85	65	1240	1190	1260	opx-cpx
							1080	cpx-líq.
							1170	média
3. Basalto (C)	Calcoalcalino	NZ	95,5	–	1300	–	1270	ol. líq.
4. Basalto (C)	Calcoalcaino	NZ	94	–	1300	–	1290	ol. cpx
5. Andesito (SS)	Calcocalino	Z	75	50	1160	1010	940	opx-cpx
							1080	cpx-líq.
							1010	média

SS = ilhas Sandwich do Sul, Arco da Escócia, Oceano Atlântico Sul.
T = ilhas de Tonta, Oceano Pacífico Sul.
C = ilhas do Mar do Caribe (Antilhas menores).

Tabela 2.4.3 – Alguns resultados de comparações entre os resultados obtidos com o geotermômetro de plagioclásio e o de partição de níquel. Amostras são rochas vulcânicas e os resultados referem-se ao equilíbrio entre o fenocristal e a matriz, no caso do plagioclásio, e fenocristal e matriz ou fenocristal e fenocristal, no caso de níquel. McReath, 1972; McReath e Scarfe, 1978.

De uma maneira geral, os resultados para os toleiítos são comparáveis àqueles apresentados por Ewart (55). Esse autor separa estimativas para as temperaturas do "liquidus" e para a temperatura do magma quando este chega à superfície. Para a temperatura do "liquidus", usa-se a temperatura derivada pelo geotermômetro do plagioclásio aplicado às composições da rocha total e o núcleo do plagioclásio, e, para a temperatura na superfície, a composição da zona externa do plagioclásio e a da matriz. Observa-se que a estimativa para a temperatura do "liquidus" possui validade apenas quando os fenocristais de plagioclásio originaram-se no volume da rocha em que eles se encontram. Havendo a possibilidade de acumulação de cristais, tal estimativa perde a validade.

Os resultados da tabela 2.4.3 parecem coerentes com as observações experimentais do comportamento de basaltos e andesitos basálticos sob baixas pressões totais (0 – 7 kbar) e com uma baixa pressão parcial de água (56). Nessas condições, o plagioclásio antecede ao clinopiroxênio na seqüência de cristalização, fato observado nas amostras examinadas.

É necessário salientar o fato de que a consistência encontrada neste estudo nem sempre ocorre. No mesmo artigo citado, Ewart encontra inconsistências muito grandes entre uma estimativa e outra, cuja explicação é difícil.

Na tabela 2.4.3, apresentam-se alguns resultados de um estudo sobre a gênese de rochas de afinidade calcoalcalina. Embora haja consistência entre os resultados obtidos no caso dos basaltos, quando se admite $P_{H_2O} = P_{tot} = 3$ kbar, no cálculo do geotermômetro de plagioclásio as temperaturas são bastante superiores àquelas calculadas por Arculus e Wills (57), utilizando procedimentos termodinâmicos mais

TABELA 2.4.4 – BASALTOS TERCIÁRIOS

Amostra	Hakli – Wright ol/mat	Wright pix/mat	ol/pix	H – W média	Kudo-Weill P_{H_2O} = 1 kbar	Buddington – Lindsley T°C	Lindsley log f_{O_2}
A – 93	1080	1118	1085	1094	1086	1105	9,9
L – 53	–	–	1076	–	–	840	13,0
A – 42	–	–	1078	–	1078	1010	9,8
BV – 22	970	–	–	–	1086	–	–
PV – 23	1020	1020	1018	1020	–	–	–
A – 74	–	–	1116	–	1168	–	–
A – 2	–	–	1120	–	1121	–	–
	Basaltos Mesozóicos pix/mat				**P_{H_2O} = 1 kbar**		
A – 2b	964				1139	780	16,0
A – 12 B	970				1141		
PF – 40	1070				1233	900	14,0
PF – 43	1021				1202	750	16,0
PF – 44	1042				1199		

Tabela 2.4.4 – Comparações entre a aplicação dos geotermômetros de partição de níquel (Hakli – Wright), de plagioclásio (Kudo – Weill) e de dois óxidos (Buddington – Lindsley) em basaltos do nordeste brasileiro. Sial, 1975a e b; Sial e Sartori, 1979.

(55) Ewart, 1976.

(56) Green e Ringwood, 1968b; Nicholls e Ringwood, 1973; Tilley e outros, 1968.

(57) Arculus e Wills, 1980.

sofisticados e aplicados a cumulados considerados como derivados da cristalização de um magma basáltico de afinidade calcoalcalina. Surge um certo número de hipóteses para se explicar estas divergências: os basaltos podem ser parcialmente cumulados, e, nesse caso, os valores obtidos para os coeficientes de partição são falsos; os valores obtidos são corretos, sendo as amostras estudadas provenientes da cristalização em uma profundidade menor que a da cristalização dos cumulados estudados por Arculus e Wills, e assim por diante. Cada hipótese esbarra contra outros argumentos, e assim as divergências continuam sem explicação satisfatória.

Um estudo das condições de formação dos basaltos alcalinos da província alcalina dos estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba foi realizado por Sial (58), utilizando partição de níquel, o geotermômetro de plagioclásio e o geotermômetro de óxidos coexistentes. Os resultados para essas rochas terciárias são apresentados na tabela 2.4.4, juntos aos resultados para basaltos toleiíticos mesozóicos da bacia do Maranhão. Para se obter uma concordância entre os valores indicados pela partição de níquel e os do geotermômetro de plagioclásio, faz-se necessário admitir que P_{H_2O} = 1 kbar. Onde se dispõe de estimativas independentes pela partição de níquel, a concordância é boa. Por outro lado, há divergência quando se chega a considerar a maioria dos resultados obtidos pelo geotermômetro de dois óxidos. Onde a temperatura fornecida é muito inferior às demais estimativas, evidentemente trata-se de um reequilíbrio no "subsolidus".

(58) Sial, 1975 a, b; Sial e Sartori, 1979.

Para as rochas félsicas, foram realizados estudos através da partição de albita entre dois feldspatos, e pelo geotermômetro, de dois óxidos (59), cujos resultados são resumidos na tabela 2.4.5. Como acontece freqüentemente, os valores obtidos pelo geotermômetro de dois óxidos acusam os efeitos de um reequilíbrio no "subsolidus".

Em conclusão, os exemplos citados demonstram algumas das dificuldades encontradas na aplicação dos geotermômetros e geobarômetros. Aliadas às dificuldades associadas ao encontro e à calibração de sistemas adequados, fica claro que essa área da petrologia ígnea é problemática. No entanto, representa uma área de suma importância na verificação das condições físicas no interior da Terra e da origem e evolução de magmas.

TABELA 2.4.5

	2 óxidos		2 feldspatos
	T°C	log f_{O_2}	T°C (1 kbar)
Quartzo-traquito	1040	10,7	1095 – 810 (margens)
Quartzo-sienito	690	18	1065 – 740 (margens)
Granito	680	17,7	700 – 650

Tabela 2.4.5 – Comparações entre os resultados obtidos pelo geotermômetro de dois óxidos e o de dois feldspatos. Stormer, 1975.

(59) Whitney e Stormer, 1976, 1977.

Anexo 2.4.1

"SILICA BUFFERS" E A DETERMINAÇÃO DA PRESSÃO SEGUNDO NICHOLLS E OUTROS (1971).

De um certo número de exemplos citados, escolheu-se um para ilustrar os princípios envolvidos.

Imagine-se o caso de um fonolito que contém fenocristais de forsterita e enstatita, e uma matriz que contém albita e nefelina. Assim, existem dois equilíbrios preservados na rocha, o imposto a uma pressão maior, representado pela presença de forsterita e enstatita, e outro imposto sob a pressão atmosférica, representado pela presença de albita e nefelina. O segundo equilíbrio permite o cálculo da atividade de sílica no magma. Admitindo-se que essa atividade depende da pressão, é possível calcular a pressão vigente quando foi estabelecido o primeiro equilíbrio quando se dispõe das informações sobre a variação da atividade de sílica no líquido, de acordo com a variação da temperatura e, também, das informações sobre a variação de parâmetros referentes à reação entre a forsterita e a enstatita.

No líquido:

$$\mu^{\text{líquido}}_{SiO_2} = \mu^{o}\,SiO_2 + RT\ln a^{\text{líquido}}_{SiO_2}$$

Diferenciando, com temperatura constante

$$\left(\frac{\partial \log a^{\text{líquido}}_{SiO_2}}{\partial P}\right)_T = \frac{\bar{V}_{SiO_2} - V^{o}_{SiO_2}}{2{,}303\ RT},$$

onde V^o representa o volume molar de sílica pura vítrea, e $\bar{V}^o$ volume molar parcial de SiO_2 no magma. Admitindo-se que os volumes independem da pressão, e integrando essa expressão à temperatura constante, temos

$$(\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2})_{P=P\ bar} = (\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2})_{P=1\ bar.} + \frac{\bar{V}_{SiO_2} - V^{o}_{SiO_2}\,(P-1)}{2{,}303\ RT}$$

Aproveitando-se de dados disponíveis na literatura, demonstra-se que

$$(\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2})_{P=P\ bar} = (\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2})_{P=1\ bar.} + 1{,}34 \times 10^{-6} - \frac{0{,}0047\,(P-1)}{T}.$$

Para qualquer "silica buffer", temos

$$\left(\frac{\partial \log a^{\text{líquido}}_{SiO_2}}{\partial P}\right)_T = \frac{1}{2{,}303\ RT}\left(\frac{\partial\ \triangle G^o}{\partial P}\right)_T = \frac{\triangle V}{2{,}303\ RT}$$

onde $\triangle G^o$ e $\triangle V^o$ referem-se à reação entre os dois componentes do "silica buffer".

Admitindo-se que $\triangle V^o$ independe da pressão, após a integração entre P = P bar e P = 1 bar à temperatura constante, temos

$$(\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2})_{P=P\ bar} = (\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2})_{P=1\ bar} + \frac{\triangle V^o}{2{,}303\ RT}(P-1)$$

$\triangle V^o / 2{,}303\ R$ é constante e pode ser representado por C. Assim, temos

$$(\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2})_{P=P\ bar} = (\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2})_{P=1\ bar} + \frac{C\,(P-1)}{T} \qquad A$$

Para a reação forsterita + sílica = enstatita, temos

$$Mg_2SiO_4 + SiO_2 \rightleftharpoons 2\,MgSiO_3$$

$$\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2} = \triangle G^o / 2{,}303\ RT + 2\log a^{\text{piroxênio}}_{MgSiO_3} - \log a^{\text{olivina}}_{Mg_2SiO_4} \qquad B$$

onde $a^{\text{piroxênio}}_{MgSiO_3}$ representa a atividade de $MgSiO_3$ no piroxênio, e assim por diante.

Para a reação nefelina + sílica = albita, temos uma expressão análoga.

$$\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2} = \triangle G^o / 2{,}303\ RT + 1/2\log a^{\text{feldspato}}_{NaAlSi_3O_8} + \log a^{\text{nefelina}}_{NaAlSiO_4} \qquad C$$

Combinando-se essas expressões com a equação (A), verificamos que é possível representar a expressão para $\log a_{SiO_2}$ na forma

$$\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2} = A/T + B + C(P-1)/T,$$

e, através de dados disponíveis na literatura, pode-se calcular valores para A, B e C para as duas reações. Para o par forsterita-enstatita, A = − 1.034, B = + 0,597 e C = − 0,0424. Para nefelina-albita, A = − 871, B = + 0,031 e C = − 0,0216 quando T < 907°C. Quando T > 907°C, A = − 855 e B = + 0,012. Numa situação ideal, torna-se necessária uma estimativa independente da temperatura de cristalização da matriz. Quando não é o caso, é

admissível utilizar-se constantes que são as médias dos valores citados.

Se o fonolito cristalizou a 1.000°C, calculamos o valor de $\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2}$ em – 0,629, a partir do equilíbrio nefelina-albita. Lança-se esse valor na fig. 2.4.7. Calcula-se a variação de $\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2}$, de acordo com a pressão. O gráfico representado por – X – mostra essa variação. Essa linha faz interseção com a linha Fo – En, que demonstra a variação de $\log a^{\text{líquido}}_{SiO_2}$, de acordo com a pressão na presença desse par mineral. Conseqüentemente, deduz-se que o líquido se equilibrou com os dois minerais a uma pressão de 15 kbar, aproximadamente.

Quando não se trata de minerais puros, é possível ajustar-se as expressões, tendo disponíveis análises dos mesmos. Nesse caso, substituem-se os valores das frações molares dos componentes nas equações (B) e (C).

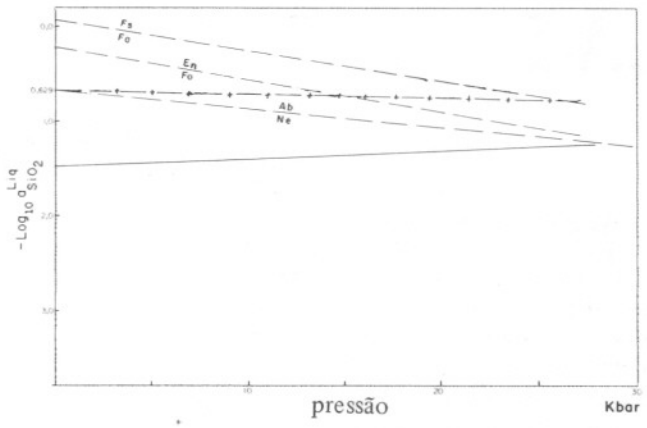


Fig. 2.4.7 – Gráfico de $-\log_{10} a^{\text{líquido}}_{SiO_2}$ e pressão, segundo Nicholls e outros, 1971. A linha – x – mostra a variação na ausência de um "silica buffer", enquanto que as linhas marcadas Ne/Ab etc. definem a variação do parâmetro, na presença dos "silica buffers".

Anexo 2.4.3

CÁLCULO DAS COMPOSIÇÕES DE ÓXIDOS, SEGUNDO BUDDINGTON E LINDSLEY (1964).

Magnetitas Titaníferas

Esses minerais podem ser considerados como compostos de soluções sólidas entre a magnetita $FeO.Fe_2O_3$ e o ulvoespinélio $2FeO.TiO_2$. Em adição, haverá pequenas quantidades de outros membros da família dos espinélios. A discussão em seguida trata do procedimento ao dispor-se de uma análise "completa" do mineral. Pode-se modificar o procedimento para o caso de análises parciais.

(1) Calcule as proporções moleculares (ver anexo ao capítulo 1.4).

(2) Agrupe os componentes menores como $R^{2+}O$ e $R_2^{3+}O_3$

(3) Combine-os arbitrariamente (sic) RO e R_2O_3, na razão de 1:1, com exceção a SiO_2, que deve ser combinado com 2 RO.

(4) Havendo um excesso de RO, distribui-se para $RO.Fe_2O_3$ e $2RO.TiO_2$ em partes iguais. Nos passos seguintes, desprezam-se essas moléculas.

(5) Havendo um excesso de R_2O_3, combina-se como $FeO.R_2O_3$. Despreza-se essa molécula, também.

(6) O TiO_2 que resta é combinado com 2 FeO, originando-se o ulvoespinélio.

(7) Os óxidos de ferro que restam são combinados de acordo com a relação.

$$3\,(FeO + 1/2\,Fe_2O_3) = 1\,(Fe_3O_4)$$

(8) No caso de uma amostra que apresenta exsolução de ilmenita, devido à oxidação de ulvoespinélio:

$$6\,(2FeO.TiO_2) = 6\,(FeO.TiO_2) + 2(FeO.Fe_2O_3),$$

será necessário "reduzir" uma parte do Fe_2O_3 presente para FeO, combinando-a com TiO_2, para formar $FeO.TiO_2$. Ensaie os passos (6) e (7). Quando, em (7), há um excesso de Fe_2O_3 (que denominamos de X moléculas), retire X moléculas de ulvoespinélio e recalcule-as como $FeO.TiO_2$ (ilmenita), liberando, assim, X moléculas de FeO. Essas combinam-se com o excesso de Fe_2O_3.

(9) Normalize as proporções ajustadas do ulvoespinélio e da magnetita para 100%.

Ilmenitas Ferríferas

No artigo, citam-se três possibilidades para se explicar um excesso de TiO_2 sobre o necessário para se formar a ilmenita por combinação ao FeO:

I) a ilmenita original conteve um excesso de TiO_2, situação considerada impossível pelos autores;

II) em análises parciais, os componentes, tais como MgO, CaO e MnO, que combinariam com o TiO_2, não são reportados;

III) a alteração secundária da ilmenita ocorreu.

Para se resolver entre os casos (II) e (III), faz-se necessário um exame cuidadoso das texturas apresentadas pela ilmenita. Não havendo uma possibilidade de se resolver o problema, é essencial que se faça uma análise mais completa, que inclua os elementos de concentrações menores.

No caso de análises que reportam apenas os três óxidos mais importantes – TiO_2, FeO e Fe_2O_3, e quando não há evidência de oxidação:

(1) Combine todo o FeO com o TiO_2, para produzir ilmenita.

(2) Fe_2O_3 é considerado como hematita.

(3) o excesso do TiO_2 sobre o FeO (se houver) é desprezado.

(4) recalcule ilmenita e hematita, para que a soma atinja 100%.

Havendo evidência de oxidação:

(1) combine todo o FeO com o TiO_2, formando-se ilmenita.

(2) recalcule uma quantidade de Fe_2O_3, transformando-o em FeO equivalente ao excesso de TiO_2.

(3) combine o excesso de TiO_2 com essa quantidade de FeO e adicione a quantidade de ilmenita produzida à formada no primeiro passo.

(4) o Fe_2O_3 que resta produz hematita.

(5) recalcule a ilmenita e a hematita para que a soma atinja 100%.

Quando se dispõe de resultados para os componentes:

(1) os componentes menores RO são combinados com o TiO_2 e desprezados.

(2) o R_2O_3 (como, por exemplo Al_2O_3, etc.) é desprezado.

(3) o procedimento agora segue ou um ou outro daqueles acima descritos, de acordo com o caso.

Anexo 2.4.3

PROCEDIMENTO DE KENNEDY (1948) PARA CALCULAR-SE P_{O_2} A PARTIR DO ESTADO DE OXIDAÇÃO DE FERRO NUM DERRAME.

A oxidação de ferro ferroso determina-se pela equação.

$$2\,Fe_2O_3 \rightleftharpoons 4\,FeO + O_2$$

Os dois óxidos apresentam-se no estado sólido, enquanto que o oxigênio é um gás. De acordo com a Lei de Ação – Massa:

$$K_1 = \frac{a^4_{FeO} \cdot a_{O_2}}{a^2_{Fe_2O_3}}$$

Admitindo-se que os óxidos e silicatos que contêm o ferro nos seus dois estados de oxidação são soluções sólidas ideais e que a fase gasosa em que se encontra o oxigênio é uma mistura ideal, temos

$$K_1 = \frac{X^4_{FeO} \cdot P_{O_2}/P}{X^2_{Fe_2O_3}}$$

onde X representa a fração molar de cada componente. P_{O_2} é a pressão parcial do oxigênio e P a pressão total. Pode-se definir ainda

$$K_1' = \frac{X^4_{FeO} \cdot P_{O_2}}{X^2_{Fe_2O_3}} \qquad (A)$$

um valor para a constante de equilíbrio que independe da pressão total P.

O valor de K_1' relaciona-se à temperatura por

$$(d \ln K_1' / dT) = \Delta H / RT^2.$$

Pode-se calcular que ΔH deve cair dentro da faixa de, aproximadamente, 38 Kcal./mol. O Fe_2O_3 reduzido quando T = 1.200 – 1.400°C. Kennedy calibrou o geobarômetro, utilizando uma amostra de basalto sob P_{O_2} fixa na mesma faixa de temperatura, analisando, após as experiências, os valores de FeO% e Fe_2O_3 % no vidro produzido. Conseguiu para ΔH um valor de 37,05 Kcal./mol Fe_2O_3 reduzido que concorda, satisfatoriamente, com aquele calculado anteriormente.

Partindo da equação (A) e do gráfico ilustrado na fig. 2.4.8 e dispondo dos resultados analíticos para FeO e Fe_2O_3 na rocha, consegue-se calcular o valor de P_{O_2}.

Kennedy também considerou o problema do cálculo de outros parâmetros, tais como P_{H_2O} e P_{O_2}, tendo como ponto de partida o equilíbrio

$$2\,H_2 + O_2 \rightleftharpoons 2\,H_2O.$$

No entanto, como anotado por Kern e Weisbrod (1967), uma premissa usada, que é a dependência do estado de oxidação de ferro sobre a pressão total do vapor de água, é falsa.

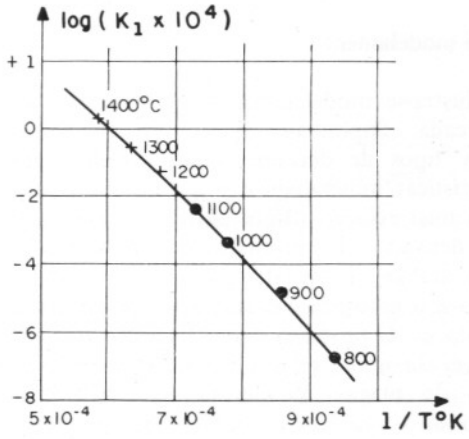


Fig. 2.4.8 – Calibração para a determinação de P_{O_2} a partir do estado de oxidação de ferro, apud Kennedy, 1948.

Capítulo 2.5

Geoquímica e Modelamento

Introdução

Desde os últimos anos do século passado, dados geoquímicos vêm sendo aproveitados na discussão das rochas ígneas. No início, foram aplicados os resultados para os elementos maiores ao problema de classificação das rochas (ver cap. 1.6). Com o desenvolvimento e a aplicação dos métodos para a análise dos elementos-traço, dados referentes a esses elementos também foram utilizados com essa finalidade. Apenas na década de 50 apareceram as primeiras sugestões sobre a utilização dos traços, para seguir o caminho de cristalização de um magma (1). O interesse nesse assunto recebeu um novo estímulo no final da década de 60 (2), e, durante a década de 70, o modelamento foi assunto de atenção de um grande número de publicações. Uma coletânea recente (3) resume bem o estado atual do conhecimento dessa área de interesse.

O que é modelamento?

Ilustra-se modelamento com referência a uma situação simplificada. Suponha-se que, num vulcão, se encontram diversos tipos de derrame, desde basaltos até riolitos. As características mineralógicas e químicas sugerem, fortemente, que há uma relação direta entre o basalto e o riolito, este sendo derivado do primeiro por cristalização fracionada. Pode-se avaliar, quantitativamente, a validade dessa relação, sabendo-se a natureza dos minerais a serem fracionados e suas composições. O processo de cristalização fracionada assim fica transformado numa relação matemática simples entre a composição do magma progenitor (o basalto), a dos cristais fracionados (o resíduo) e a do líquido restante (o magma derivado, no caso o riolito). Transforma-se um processo ígneo num análogo matemático.

O modelo matemático testa, nesse caso, a possibilidade de derivar, por fracionamento de cristais de composições conhecidas, o riolito de composição conhecida, do basalto também de composição conhecida. Havendo tal possibilidade, o modelamento comprova que o processo é válido. É importante salientar-se que o modelamento não comprova que esse processo foi exatamente o que operou, e sim que é um processo que poderá ter gerado produtos similares àqueles observados, partindo-se do possível progenitor. Por outro lado, quando o modelamento demonstra que o processo sugerido não consegue reproduzir os produtos naturais, isso significa que aquele modelo não é satisfatório e, assim, é necessário buscar-se uma alternativa.

(1) Neumann, Mead e Vitaliano, 1954.
(2) Gast, 1968.
(3) Allègre e Hart (Eds.), 1978.

Diagramas de Variação

Introduzidos à época da passagem do século, os diagramas de variação representam a variação do teor de um elemento qualquer em relação ao de outro elemento ou parâmetro, dentro de uma suite magmática. Na sua forma original, proposta por Harker, o diagrama de variação comparava o teor do elemento com o de SiO_2. A escolha deste parâmetro partiu da observação de que, numa suite basalto-riolito, existe um aumento da concentração de SiO_2. No entanto, esse aumento nem sempre ocorre de uma maneira regular. Por isso, foram sugeridos outros parâmetros ou índices de diferenciação, cuja finalidade principal é de salientar, num gráfico, pequenas diferenças da química de suítes de afinidades diferentes (ver cap. 1.6).

Todavia, o uso de diagramas de variação como um acessório em classificação não é o único, como foi reconhecido pela introdução do diagrama de subtração e do conceito da linha de controle. Um caso simples, por exemplo, é o diagrama K_2O vs SiO_2. Imagine-se que o magma progenitor é um basalto contendo 0,5% K_2O e 50% SiO_2. A partir desse magma, cristaliza-se, primeiro, olivina contendo 0,0% K_2O e 42% SiO_2. É claro que, num magma derivado, haverá um aumento de concentração tanto do K_2O, como do SiO_2, relativo ao progenitor. Assim, o fracionamento de olivina cria, no gráfico análogo, um vetor, ao longo do qual se encontram as composições dos líquidos derivados por fracionamento de diversas quantidades de olivina. Esse vetor define a linha de controle exercida pela olivina sobre a concentração do potássio nos magmas derivados (fig. 2.5.1).

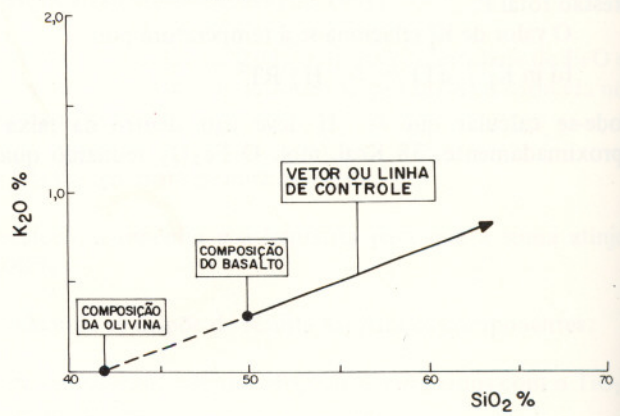


Fig. 2.5.1 – Vetor ou linha de controle produzido pelo fracionamento da olivina, a partir de um basalto: diagrama de variação K_2O vs. SiO_2.

O exemplo dado refere-se ao espaço bidimensional, o que é fácil de se representar numa folha de papel. Por outro lado, hoje em dia análises químicas de rochas e minerais geralmente apresentam dados para um número bem maior de

componentes. Assim, uma simples análise de apenas dois dos componentes representa um desperdício de informações, enquanto que uma representação gráfica de toda informação necessita ou de simplificações dos resultados da análise estatística de variação em espaço n-dimensional, ou de tratamentos específicos que forneçam resultados diretamente em termos geológicos. Nesse texto, não se pretende discutir a aplicação de métodos estatísticos na análise de variação composicional de suítes ígneas, cujos princípios se encontram elaborados em vários textos (por exemplo, 4) e aplicados em alguns artigos (por exemplo, 5). Os modelos geológicos são discutidos na próxima seção.

Por vezes, uma análise preliminar de um diagrama de variação pode sugerir algo sobre os processos de diferenciação envolvidos, desde que se disponha de informações adequadas sobre o comportamento dos elementos empregados para definir o "trend" de diferenciação. Ilustra-se isto por um exemplo encontrado na literatura em um outro contexto – a classificação de rochas. O diagrama Ti – Zr representa um caso interessante, onde ambos os elementos mostram uma forte compatibilidade com respeito a determinados minerais ígneos comuns (ilmenita, no caso do Ti, e zircão, no caso do Zr), uma certa compatibilidade para outros (piroxênios, anfibólios e micas, no caso do Ti, piroxênios e anfibólios alcalinos e provavelmente micas, no caso do Zr) e incompatibilidade, no caso do restante (olivina, feldspato, quartzo) (ver também, p. 34-35). Assim, os vetores previstos são poucos. Os fracionamento da olivina ou do plagioclásio resulta em vetores de enriquecimento, enquanto que os de piroxênio, anfibólio e mica, comuns, podem causar vetores ainda de enriquecimento, porém diminuídos. O fracionamento da ilmenita causa empobrecimento rápido em Ti e menos rápido em Zr, e assim por diante. Os exemplos de vetores extremos encontram-se na fig. 2.5.2.

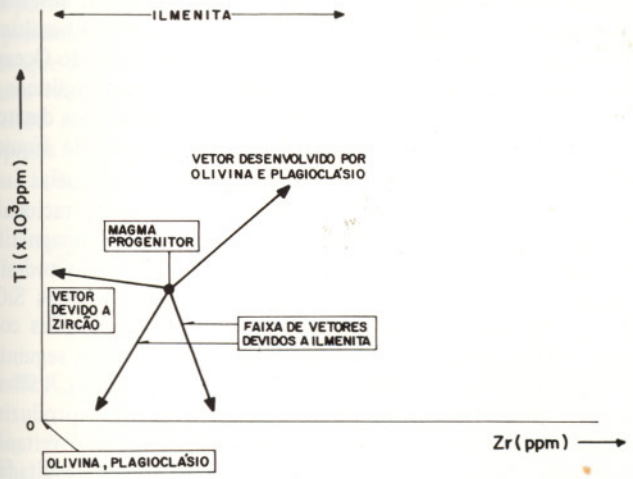


Fig. 2.5.2 – Possíveis vetores num diagrama Ti vs. Zr.

De uma maneira geral, as suítes ígneas naturais* apresentam uma gama pequena de tendências no diagrama de variação Ti – Zr (fig. 2.5.3) Admitindo que essas tendências se devem a processos de fracionamento cristalino, pode-se interpretar os vetores observados para toleíitos oceânicos, de arcos insulares e de ilhas oceânicas isoladas como sendo controlados por fases que não admitem nem Ti nem Zr em seus retículos – olivina, plagioclásio, etc. Por outro lado, a tendência geral e m suítes calcoalcalinas é de haver, primeiro, um enriquecimento mútuo de Ti e Zr, e, depois, um enriquecimento contínuo em Zr, acompanhado por um empobrecimento em Ti. Observa-se que o enriquecimento inicial em Ti é menos pronunciado do que no caso dos toleiítos. Assim, pode-se interpretar tal tendência como sendo o resultado de fracionamento inicial da olivina e do plagioclásio, talvez acompanhado por piroxênio, anfibólio ou pequenas quantidades de ilmenita ou titanomagnetita. Depois, uma fase mais titanífera – ilmenita? – deverá aparecer no esquema de fracionamento. Outro caso bastante raro envolve uma súbita diminuição tardia, tanto de Ti como de Zr, o que implica no envolvimento da ilmenita e do zircão num processo final de fracionamento cristalino (3 em Fig.2.5.3).

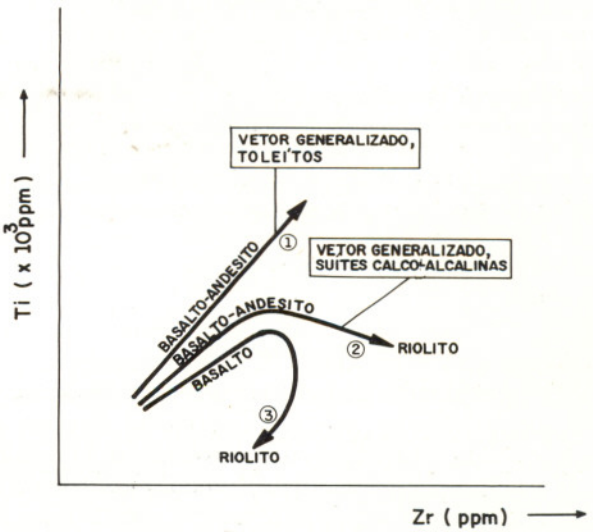


Fig. 2.5.3 – Vetores observados num diagrama Ti vs. Zr em suítes naturais.

Para corroborar as deduções de estudos geoquímicos, é necessário dispor de evidência petrográfica que comprove a possibilidade de ter havido um fracionamento das fases propostas na forma de, por exemplo, texturas de acumulação de cristais, e assim por diante. No caso de não o haver, deve-se procurar um outro mecanismo, tal como fusão parcial, para explicar a variação observada. Salienta-se que a interpretação acima apresentada é apenas qualitativa, e, embora seja possível quantificar a interpretação, aproveitando combinações de diagramas de fase, é bem mais fácil procurar uma outra aproximação matemática para o problema.

A identificação do magma progenitor

Qualquer tentativa de modelamento do processo de cristalização fracionada depende, naturalmente, da possibilidade de fornecer uma estimativa confiável para a composição do magma progenitor. Isto não é uma tarefa fácil. Às bordas de intrusões, ocorre freqüentemente uma variedade textural de granulação fina, o que deve representar o primeiro magma a entrar na câmara magmática, que sofre arrefecimento rápido ao entrar em contato com as rochas encaixantes. Tais rochas podem representar o magma progenitor. Infelizmente, são justamente essas rochas que devem sofrer, em grau maior, os

(4) Kendall, 1968.
(5) Baker e Holland, 1973.
(*) I. McReath agradece ao Prof. J.P.N. Badham pela colaboração nessa análise.

efeitos de troca de material químico entre o magma e as rochas encaixantes.

No caso das rochas vulcânicas, costuma-se procurar as amostras menos fracionadas que não apresentam sinais da acumulação de cristais. São vários os critérios usados. A amostra basáltica que apresenta o maior teor de elementos compatíveis (por exemplo, Ni e Cr) e o menor teor dos elementos incompatíveis (por exemplo, K e Rb) pode ser considerada como representativa dos basaltos menos fracionados num determinado centro vulcânico ou província. Por outro lado, o fato de ser o basalto menos fracionado não implica, automaticamente, que o mesmo represente o magma progenitor para aquele centro ou província. Este magma pode não estar representado à superfície.

A inadequação da escolha do magma progenitor deve revelar-se durante as tentativas de modelamento. Exemplos de argumentos que podem ser utilizados para verificar a sua natureza estão relacionados nas leituras recomendas.

Modelamento da Cristalização Fracionada Como Subtração de Material

O análogo matemático da cristalização fracionada, isto é, subtração de material, é uma simples equação da subtração:

$$C_o - F_s C_s = (1 - F_s) C_1,$$

onde C_o = concentração de determinado elemento no líquido original; F_s = fração de peso do material solidificado; C_s = concentração do elemento no sólido produzido; C_1 = concentração do elemento no líquido derivado após retirado o sólido. Partindo dessa expressão, pode-se calcular o grau de solidificação necessário para produzir um determinado derivado, a partir de um dado progenitor. Se C_s fosse zero, ter-se-ia, portanto:

$$C_o = (1 - F_s)\ C_1$$

$$\frac{C_1}{C_o} = \frac{1}{(1 - F_s)} \quad \text{ou} \quad 1 - \frac{C_o}{C_1} = F_s.$$

É claro que para aproveitar dessas expressões no cálculo, por exemplo, do grau de solidificação envolvida ao derivar um andesito a partir de um basalto, necessita-se estudar o comportamento de um elemento que não entre nas redes cristalinas das fases cristalizantes, ficando sempre concentrado no líquido residual.

Pode-se usar, teoricamente, qualquer um dos elementos incompatíveis (ver p. 35). Das sugestões encontradas na literatura, o fósforo é um candidato forte (6), desde que as fases cristalinas não incluam qualquer fosfato. Na evolução dos basaltos não-alcalinos, potássio e rubídio, também, demonstram uma incompatibilidade bastante acentuada. Por outro lado, no caso dos basaltos alcalinos, é possível que a participação de anfibólios, micas ou fosfatos em esquemas de fracionamento invalide o uso da expressão supra. O caso do zircônio também foi discutido (7), e chegou-se a uma conclusão semelhante: a utilização do zircônio como um indicador do grau de solidificação em suítes ígneas é limitada aos casos dos magmas não-alcalinos.

(6) Anderson e Greenland, 1969.
(7) McReath, 1979.

A expressão acima derivada trata apenas do caso onde $C_s = 0$. Quando não é o caso, recorre-se a um análogo mais generalizado:

$$C_{i,o} - (w_a.C_{i,a} + w_b.C_{i,b} + w_c.C_{i,c} + \ldots.) =$$

$$(1 - (w_a + w_b + w_c + \ldots)C_{i,1},$$

onde $C_{i,o}$ = concentração do elemento i no líquido original; w_a = fração por peso do mineral a; $C_{i,a}$ = concentração do elemento i no mineral a; $C_{i,1}$ = concentração do elemento i no líquido derivado. De posse de estimativas para as composições do líquido original e do líquido derivado, e supondo que o modelo proposto envolve N espécies minerais diferentes, necessita-se de análises para todos N minerais. No mínimo, o análogo matemático precisa de N equações, para se poder calcular os N valores de w. Aqui, observa-se que, muitas vezes, o número de fases participantes num sistema em cristalização é menor que o número de elementos fornecidos numa análise química de rotina. Assim, a solução das equações simultâneas apresenta várias possibilidades, como, por exemplo, a seleção daqueles N elementos, cuja precisão e exatidão analítica são melhores, desprezando os outros, ou a utilização de todos os resultados químicos, para realizar testes de consistência interna. O primeiro procedimento é recomendado para os testes rápidos, onde se pode usar apenas uma calculadora eletrônica, enquanto que o segundo procedimento é mais indicado quando se tem disponibilidade de um computador eletrônico. Uma aproximação desse tipo aceita todos os dados de uma maneira não-seletiva, enquanto que outro tratamento (8) permite a alocação de pesos de confiança, dando maior valor, assim, às análises mais precisas e menor valor às menos precisas.

Como um exemplo da aplicação dos cálculos descritos, cita-se um estudo sobre a relação entre os andesitos basálticos e os dacitos, no arco das ilhas de Tonga, a sudeste do Oceano Pacífico. Quanto ao zircônio, nos andesitos basálticos a concentração média é de 20 ppm, enquanto que, nos dacitos, 55 ppm. Assim, $F_s \simeq 64\%$ ou F_1 (fração de líquido remanescente) $\simeq 36\%$. A petrografia sugere que as fases envolvidas em possíveis esquemas de cristalização fracionada são plagioclásio cálcico, augita, hiperstênio e titanomagnetita. Um cálculo aproveitando os resultados de análise do andesito basáltico, os minerais e o dacito para os componentes SiO_2 Al_2O_3, Fe total como Fe_2O_3, CaO e MgO – aqueles com melhor precisão e exatidão analíticas – forneceu os seguintes resultados: o fracionamento de 32% de plagioclásio, 15% de augita, 5% de titanomagnetita e 3% de hiperstênio produziria 45% do dacito (9). Uma segunda estimativa, aproveitando todos os dados disponíveis (10), forneceu os resultados: dacito, 42,6%; plagioclásio, 31,7%; augita, 17,4%; titanomagnetita, 4,8%; hiperstênio, 3,8%. Como se pode ver, há uma concordância aceitável entre as três estimativas. A pequena diferença entre a estimativa do grau de solidificação fornecida pelo zircônio, de um lado, e pelos outros métodos, por outro, pode ser explicada ou por uma pequena compatibilidade de zircônio, podendo entrar, talvez, na titanomagnetita, ou pela precisão reduzida na estimativa da concentração média encontrada nos andesitos basálticos.

(8) Wright e Doherty, 1970.
(9) McReath, 1972.
(10) Ewart e outros, 1973.

Observa-se que esses cálculos estão baseados no comportamento dos elementos maiores ou dos traços incompatíveis. Um exemplo do tipo de cálculo aplicado aos elementos lantanídeos encontra-se em (11). Quando se chega a tentar realizar os mesmos cálculos com outros elementos-traço, os resultados obtidos são menos gratificantes. Nos cálculos, admite-se que a composição das fases sólidas mantém-se constante. No caso dos elementos maiores, pode haver uma variabilidade, porém sua ordem de grandeza muitas vezes permite o desprezo desse efeito. No caso dos elementos-traço, por outro lado, as fases sólidas nunca retêm uma composição constante. A concentração do elemento que se encontra na fase sólida depende do valor do coeficiente de partição, e, em muitos casos, tais como o de Ni em olivinas ou o de Sr em plagioclásios, esse valor é uma função que depende fortemente da temperatura e outros fatores (ver cap. 2.4). Durante a derivação de, por exemplo, um dacito a partir de um andesito basáltico, pode haver uma diminuição bastante grande na temperatura do líquido, e, conseqüentemente, o valor do coeficiente de partição também sofre uma mudança forte. Além disso, mesmo se o valor do coeficiente de partição fosse constante, a mudança constante da composição da fase líquida implicaria na mudança da composição da fase sólida em equilíbrio com aquele líquido.

Modelamento por Partição dos Elementos-traço

Embora incapazes de levar em conta a dependência da temperatura dos coeficientes de partição dos elementos-traço, os modelos de partição atualmente empregados permitem uma consideração tanto do efeito global da partição, como do tipo de equilíbrio que persiste nos sistemas sólidos-líquidos. Como exposto em uma seção anterior, (cap. 1.1), numa primeira aproximação, a taxa de difusão no estado sólido é bem menor do que aquela no estado líquido e pode ser desprezada. Assim, uma vez cristalizada, a fase sólida pode ser considerada como sendo isolada do resto do sistema. O equilíbrio é mantido apenas entre o líquido e uma camada superficial do sólido.

Para tal equilíbrio superficial, tem-se a expressão (12, 13)

$$\frac{C_1}{C_o} = F_1^{k-1}$$

onde C_1 = concentração do elemento no líquido derivado; C_o = concentração do elemento no líquido progenitor; F_1 = fração do líquido remanescente; K = coeficiente ponderado de partição. Havendo mais do que um mineral envolvido no esquema de fracionamento

$$K = K_a \cdot w_a + K_b w_b + \ldots\ldots,$$

onde K_a = coeficiente de partição do elemento entre a fase **a** e o líquido, e w_a = fração de peso do mineral **a** no conjunto.

(11) Zielinski e Frey, 1970.
(12) Gast, 1968.
(13) Shaw, 1970.

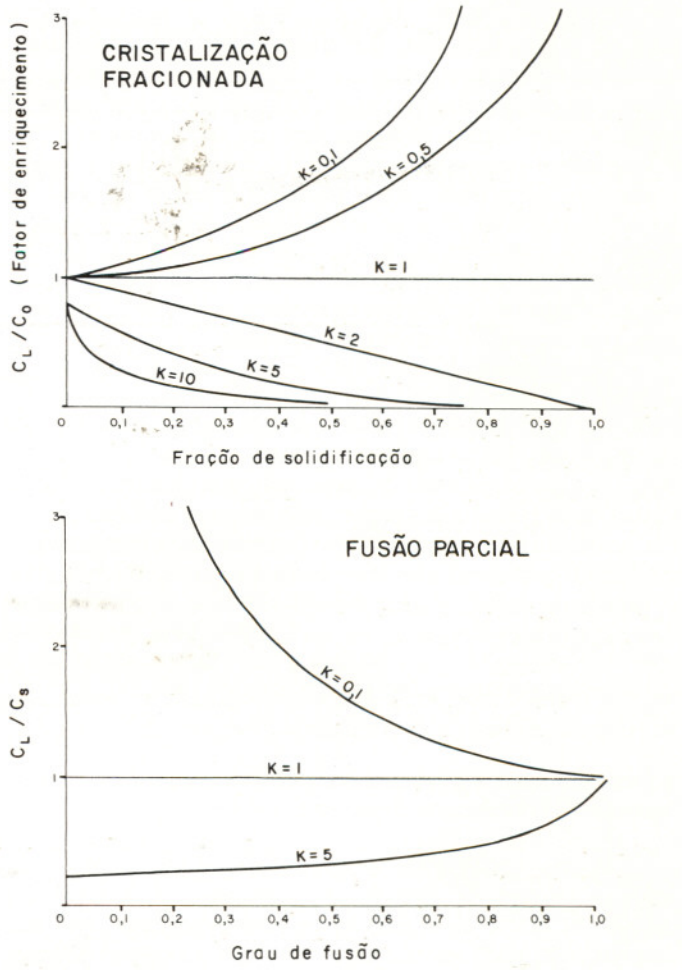


Fig. 2.5.4 – Comportamento de elementos-traço durante o fracionamento e fusão parcial, de acordo com os seus coeficientes de partição entre o mineral e o líquido.

Como observado (14), o modelo de cristalização fracionada envolvendo equilíbrio superficial aqui apresentado é uma simplificação, e as deduções tornam-se inválidas, por exemplo, quando há reequilíbrio parcial entre uma camada interna do mineral e a camada externa, ou quando a taxa de difusão no estado líquido não é adequada para manter um verdadeiro equilíbrio entre a camada superficial e o líquido. Além disso, como citado anteriormente, o modelo é completamente deficiente quando há uma variação grande no valor do coeficiente de partição, devido a uma variação forte de temperatura durante o processo em consideração.

Os modelados de partição podem ser aplicados, também, ao fenômeno de fusão parcial. A expressão é (13):

$$\frac{C_1}{C_{o,s}} = \frac{1}{F_f + K(1 - F_f)}$$

onde C_1 = concentração do elemento no líquido; $C_{o,s}$ = concentração do elemento no sólido inicial; F_f = fração de peso fundida; K = coeficiente ponderado de partição. Essa expressão tem sido empregada bastante no exame do processo de fusão parcial do Manto Superior, na gênese dos basaltos, ou da crosta continental, na gênese dos magmas félsicos (14).

(14) Hanson, 1978; Albarede e Bottinga, 1972.

Sobre a seleção de valores para os coeficientes de partição, a grande maioria dos trabalhos já publicados seleciona valores médios apropriados ao processo em teste a partir dos valores encontrados na literatura. Quando se trata do fracionamento de plagioclásio cálcico a partir de um magma basáltico, é necessário empregar-se valores na faixa de 1 – 2 para o coeficiente de partição do estrôncio. Por outro lado, para o fracionamento dos magmas andesíticos ou dacíticos, usam-se valores na faixa de 6 a 10, que correspondem aos dos feldspatos mais sódicos naqueles magmas. Assim, embora esse procedimento não compense totalmente os efeitos da temperatura, pelo menos evita erros muito grandes.

Como salientado em uma seção anterior, pode-se distinguir, a grosso modo, dois tipos de comportamento extremo, o dos elementos extremamente compatíveis e o dos incompatíveis. Como uma generalização, o enriquecimento dos elementos incompatíveis é favorecido por graus elevados de cristalização fracionada ou por graus menores de fusão parcial. Por outro lado, o enriquecimento dos elementos compatíveis é favorecido por graus elevados de fusão parcial ou por graus pequenos de cristalização fracionada. Pode-se aproveitar desses comportamentos contrastantes ao tentar-se uma avaliação dos efeitos combinados de processos de fusão parcial e de cristalização fracionada (ver fig. 2.5.4).

A Distinção entre as Contribuições Relativas da Fusão Parcial e da Cristalização Fracionada em Suites Ígneas

Muitas publicações concentram, de um modo geral, sobre o modelo de cristalização fracionada para explicar a origem de suítes de rochas ígneas. Recentemente, tem sido demonstrado que, muitas vezes, este não é o único processo que opera. As rochas representadas à superfície da terra podem resultar da combinação de fusão parcial da rocha fonte em graus diferentes, seguida por modificação das composições dos magmas progenitores diversos pela cristalização fracionada. É interessante saber, qual é a importância de cada processo no desenvolvimento de uma determinada suíte de rochas.

Um método bastante elegante (15) utiliza os elementos incompatíveis, especialmente aqueles cujo coeficiente de partião sólido/líquido se aproxima a zero. Exemplifica-se o método através do caso dos elementos Nb e Zr, que devem ser incompatíveis com respeito aos minerais envolvidos na cristalização da maioria dos magmas basálticos (ver tabela 1.4.1 Plota-se um gráfico da razão Nb/Zr versus Zr (fig. 2.5.5a). Os produtos finais do processo alinham-se ao longo de retas inclinadas, cada reta correspondendo-se aos produtos de uma determinada fonte (1 e 2 em fig. 2.5.5a). A interseção com a ordenada em cada caso corresponde ao valor C_{Nb}/C_{Zr} no sólido-fonte antes do início da fusão, e a inclinação de cada reta corresponde a razão K_{Zr}/C_{Zr} no início da fusão. Os pontos mais afastados, distribuídos ao longo das retas da fusão parcial, correspondem aos magmas produzidos por pequenos grãos de fusão parcial, enquanto os pontos mais próximos às ordenadas correspondem aos magmas produzidos por graus elevados de fusão parcial.

As composições derivadas a partir de cada magma progenitor distribuem-se ao longo de retas paralelas à abcissa, sendo os pontos mais afastados à esquerda das retas de fusão parcial correspondentes aos produtos mais fracionados. Pontos que caem a esquerda das retas da fusão parcial devem corresponder a rochas acumuladas. Essas relações podem passar despercebidas num diagrama Nb versus Zr (fig. 2.5.5b).

Para se aplicar tal modelamento com êxito, é necessário dispor-se de um controle geológico adequado. No caso de um único centro vulcânico, deve se dispor de, no mínimo, um controle cronoestratigráfico. Em províncias mais abrangentes, que podem conter elementos de vários períodos de magmatismo, cada um com suas associações próprias, é essencial reconhecê-las.

Finalmente, a escolha dos elementos é importante. Selecionou-se o par Nb – Zr porque são relativamente incompatíveis, e qualquer laboratório, equipado com um espectrômetro de raios-X e padrões adequados deve estar capaz de produzir resultados de confiança para os dois elementos. Há, no entanto, outras opções: La/Y representa outro par relativamente acessível, contudo, um pouco mais compatível e Ta/Hf é um par ideal, até em rochas félsicas, onde cada elemento mantém uma certa incompatibilidade, porém apresenta várias dificuldades analíticas, associadas aos baixos níveis de concentração encontrada na maioria das rochas.

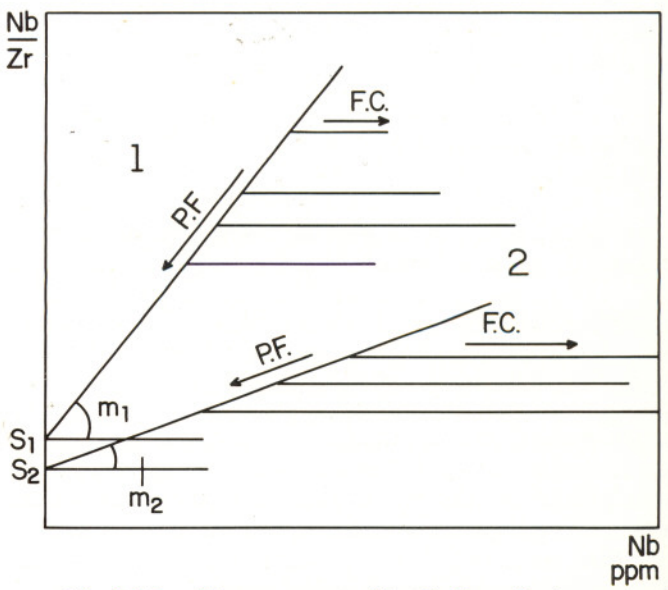


Fig. 2.5.5a – Diagrama esquemático Nb/Zr vs. Zr, demonstrando duas setas (1 e 2) que correspondem aos produtos da fusão parcial (F.P.) de fontes diferentes, e duas famílias de setas produzidas por cristalização fracionada (C.F.).

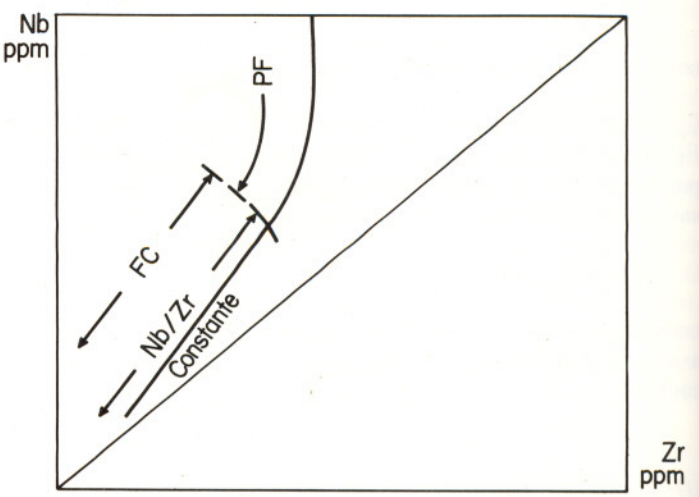


Fig. 2.5.5b – Diagrama Nb/Zr para os produtos da fusão parcial de uma fonte, e os produtos da cristalização fracionada.

(15) Treuil e Varet, 1973; Joron e Treuil, 1977.

Os Elementos Lantanídeos ou Terras Raras

Embora se possa aplicar os modelos de fusão parcial de cristalização fracionada a qualquer elemento, um grupo que atrai muita atenção é o dos lantanídeos. Quimicamente, possuem propriedades bastante semelhantes – todos formam íons trivalentes, e apenas o cério forma um íon quadrivalente, sob condições oxidantes, enquanto que o európio e o samário podem formar íons bivalentes, sob condições extremamente redutoras. Em processos ígneos, no entanto, o que atrai o interesse nesse grupo é o fato de haver uma diminuição constante no raio iônico dos íons trivalentes entre o elemento de menor número atômico, cério, e o elemento de maior número atômico, o lutécio. No seu comportamento cristaloquímico, portanto, o cério e os elementos vizinhos se comportam como íons grandes, podendo substituir o cálcio, por exemplo. Enquanto isso, o lutécio e os elementos vizinhos se comportam como íons médios, podendo substituir o ferro ferroso, por exemplo. O európio, na sua forma bivalente, possui um raio que corresponde quase que exatamente ao raio do local ideal em plagioclásio, e, assim, sofre uma concentração relativa muito forte nesse mineral. Por outro lado, o európio, na sua forma trivalente, possui um raio bastante diferente e não sofre tal concentração relativa. O comportamento do európio deve ser determinado pelo estado de oxidação-redução do magma. Embora fossem feitas algumas tentativas de analisar essa situação, encontra-se longe da situação em que o comportamento de európio pode ser usado para determinar as condições de fugacidade de oxigênio durante os processos magmáticos (16).

O resultado da variação de raio iônico de acordo com o número atômico é que cada tipo de mineral possui uma capacidade característica de fracionamento do grupo dos lantanídeos. Convencionalmente, apresentam-se os resultados de uma maneira gráfica, mostrando ou a variação do coeficiente de partição de acordo com o número atômico, ou a relação entre a concentração observada dos elementos num magma progenitor e aquela num magma derivado (ver fig. 2.5.6).

Além dos padrões característicos de fracionamento possuídos pelos diversos tipos de mineral, um outro fator está começando a atrair atenção. É que os lantanídeos possuem a capacidade de formar complexos com os componentes da fase volátil, como OH, F, etc. No entanto, os complexos que envolvem os elementos de maior número atômico – os HREE* (ver p. 13) são os mais estáveis. Assim, os padrões de distribuição observados para os HREE podem acusar a influência de uma fase volátil no processo de evolução dos magmas (ver fig. 1.1.23). Outras maneiras de detectar a influência de fases voláteis são sugeridas por outras informações acumuladas: confrontação de modelos de cristalização fracionada ou fusão parcial na gênese de granitos, com o comportamento observado para os elementos transportados por fases voláteis associadas aos granitos, como Pb, Zn e Cu (ver p.13), ou comparação semelhante, no caso dos elementos Rb, Sr, Zr e Nb, em rochas peralcalinas.

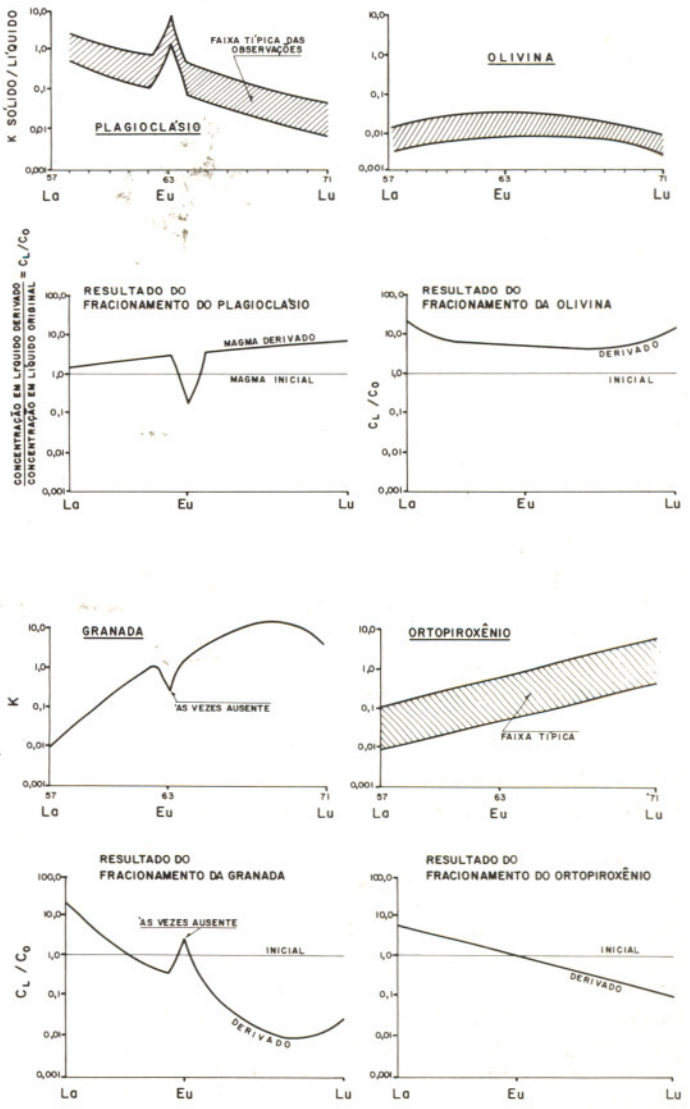


Fig. 2.5.6 – As características de partição dos lantanídeos entre os determinados minerais e o magma e os efeitos de fracionamento destes minerais sobre os padrões de distribuição dos lantanídeos em líquidos derivados. Inclui-se o lantânio na grande maioria dos diagramas, embora, no senso estrito, os lantanídeos são Ce a Lu.

Comentário

O modelamento de processos ígneos representa uma maneira lógica de tentar quantificar as influências dos processos de gênese e evolução de magmas. Entretanto, as aplicações acima descritas representam tentativas rudimentares de criar analogias matemáticas para os processos. A despeito disso, esses modelos ainda são os mais empregados. Para uma apresentação de modelos mais sofisticados que representam extensões e modificações desses mais simples, consultem as referências (17).

(16) Mysen e outros (1978) apresentam novos dados e relacionam um número de outras publicações.

(*) HREE, elementos terras raras pesados (Gd – Lu).

(17) Allègre e Minster, 1978; Allègre e outros, 1977; Minster e outros, 1977; Albarede, 1976.

TABELA 2.5.1 – NORMALIZAÇÃO DAS CONCENTRAÇÕES DAS TERRAS RARAS: VALORES-PADRÃO

	CONDRITOS				SEDIMENTOS	
	Médias			Leedey	5	6
	1	2	3	4		
La	0,30 ± 0,06	0,330 ± 0,013	0,329	0,378	32	38
Ce	0,84 ± 0,18	0,88 ± 0,01	0,865	0,976	70	80
Pr	0,12 ± 0,02	0,112 ± 0,005	–	–	7,9	8,9
Nd	0,58 ± 0,13	0,60 ± 0,01	0,630	0,716	31	32
Sm	0,21 ± 0,04	0,181 ± 0,006	0,203	0,230	5,7	5,60
Eu	0,074 ± 0,015	0,069 ± 0,001	0,0770	0,0866	1,24	1,10
Gd	0,32 ± 0,07	0,249 ± 0,011	0,276	0,311	5,2	4,7
Tb	0,049 ± 0,010	0,047 ± 0,01	–	–	0,85	0,77
Dy	0,31 ± 0,019	–	0,343	0,390	5,0	4,4
Ho	0,073 ± 0,014	0,070 ± 0,001	–	–	1,04	1,0
Er	0,21 ± 0,04	0,200 ± 0,005	0,225	0,255	3,4	2,9
Tm	0,033 ± 0,007	0,030 ± 0,002	–	–	–	0,50
Yb	0,17 ± 0,03	0,200 ± 0,007	0,220	0,249	3,1	2,8
Lu	0,031 ± 0,005	0,034 ± 0,002	0,0339	0,0387	–	0,50

(1) Schitt e outros, 1963, 1964. Média de 20 análises.
(2) Haskin e outros, 1968. Média de 9 análises.
(3) Nakamura, 1974.
(4) Masuda e outros, 1973. Taylor e Gorton (1977) recomendam a utilização destes valores divididos por 1,2.
(5) Folhelho norte-americano médio. Haskin e outros, 1966.
(6) Rocha sedimentar média, Austrália, pós-arqueana. Nance e Taylor, 1976.

LEITURAS RECOMENDADAS

Os artigos por Allègre e Hart (pp. 1-25), Hanson (pp. 26-43), Kay e Hubbard (pp. 95-116), O'Nions e Pankhurst (pp. 211-236) e Duchense e Demaife (pp. 249-272) em Allègre, C.J. e Hart, S.R. (eds – 1978 – Trace elements in igneous petrology, John Wiley, New York, 272 p., podem ser recomendados.

Um texto básico, que contém os elementos do modelamento de processos de fusão parcial de cristalização fracionada é Steinberg, M., J.C. Touray, M. Treuil e P. Massard – 1979 – Geochimie, principie et méthodes, vol. II – Cristallochimie et éléments entraces. Doin, Paris. 328 pp.

EXERCÍCIOS E PROBLEMAS

1) Sob baixa pressão a baixa temperatura, $K_{olivina/líquido}$ para Ni alcança valores de aproximadamente 20. Sob pressão elevada e temperatura elevada, o valor correspondente cai até 5, ou menor ainda. Imagine que se trata do caso de um magma basáltico com SiO_2 = 48%, Ni = 300 ppm e que a olivina fracionada possui uma composição Fo_{90}, aproximadamente. Usando um valor adequado para o conteúdo de SiO_2 na olivina (ver parte 1), calcule os valores para as concentrações de SiO_2 e de Ni em magmas derivados por 5, 10, 20 e 50% de fracionação de olivina. Desenhe, num diagrama de variação adequado, o vetor de controle de olivina sobre o conteúdo de Ni nos magmas derivados.

2) Discuta, qualitativamente, os efeitos de fracionamento de plagioclásio cálcico sobre os conteúdos de Sr, Rb e Zr em magmas derivados de um progenitor qualquer por fracionamento cristalino. (Considere os casos de um magma basáltico e, outro, andesítico).

3) Discuta, qualitativamente, os efeitos de fracionamento de clinopiroxênio sobre os conteúdos de Sr, Rb e Zr em

magmas derivados de um progenitor qualquer por fracionamento cristalino. (Considere os casos de um magma basáltico e, outro, andesítico).

4) Compare os efeitos deduzidos como respostas aos problemas 2 e 3, no sentido de opinar sobre a avaliação das possibilidades de detectar a influência de fracionamento de ou plagioclásio ou clinopiroxênio em suítes magmáticas. (Use valores para os coeficientes de partição apresentados na parte 1 e qualquer outra informação disponível nesse texto, tal como as concentrações dos referidos elementos nos magmas citados, que se encontram no vol. 2).

5) Comente sobre as seguintes observações:

a) Quando se comparam as composições de um andesito de uma suíte qualquer a de um basalto encontrado no mesmo vulcão, observa-se que o andesito não apresenta uma anomalia negativa de Eu relativa ao basalto e que a suíte não apresenta enriquecimento relativo de ferro em relação ao magnésio.

b) Em outra suíte, não se encontra uma rocha mais félsica que um andesito basáltico com 55 – 57% SiO_2. As estimativas volumétricas acusam a presença de basaltos, 80% e andesitos basálticos, 20%.

c) Numa outra suíte, observa-se, nos basaltos, uma concentração de Zr de 45 ppm, nos andesitos, 45 ppm e, nos dacitos, 45 ppm. Por outro lado, o conteúdo de Ti mantém-se mais ou menos constante nos basaltos e andesitos, e sofre uma diminuição brusca nos dacitos.

d) O tálio forma um íon monovalente, cujo raio iônico é bastante grande (1, 4 Å , aproximadamente). Sua concentração normal nas rochas ígneas é baixa, porém, em feldspatos alcalinos de pegmatitos (especialmente em amazonitas), sua concentração pode ser muito elevada.

Capítulo 2.6

Isótopos em Petrologia Ígnea

ISÓTOPOS RADIOATIVOS E RADIOGÊNICOS

Além de sua importância na datação de rochas, os sistemas isotópicos, envolvendo os isótopos radioativos e os isótopos radiogênicos, produtos da desintegração radioativa, são capazes de fornecer subsídios ao estudo da gênese das rochas ígneas. O processo de desintegração de isótopos radioativos é acompanhado por um complemento, que é o crescimento contínuo de abundância de isótopos-produtos de desintegração. Por outro lado, cada elemento que inclui o isótopo-produto possui, também, isótopos estáveis, que não são produzidos por processos de desintegração e também não sofrem de instabilidade nuclear. Portanto, a abundância desses isótopos permanece fixa. Assim, ao longo do tempo, a composição isotópica do elemento-produto de desintegração sofre mudança contínua.

Pode-se ilustrar o caso, referindo-se a um dos sistemas mais estudados, o do rubídio-estrôncio (1). O rubídio possui dois isótopos, ^{85}Rb e ^{87}Rb, sendo que, presentemente, $^{87}Rb/^{85}Rb$ é igual a 1/2,59. O isótopo ^{87}Rb sofre desintegração lenta, convertendo-se em ^{87}Sr. Por sua vez, o estrôncio é composto de quatro isótopos, ^{84}Sr (0,56%), ^{86} (9,86%), ^{87}Sr (7,02%) e ^{88}Sr (82,56%). À época da formação da Terra, o isótopo ^{87}Sr estava presente. Estimativas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ primordial da Terra, baseadas em estudos realizados em determinados tipos de meteoritos e rochas lunares, sugerem um valor de, aproximadamente, 0,699 (2). A partir da época de formação da Terra, a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ vem aumentando, devido ao decaimento de ^{87}Rb presente em todas as camadas da Terra. A taxa de decaimento é extremamente lenta, sendo a constante de desintegração $\lambda = 1{,}42 \times 10^{-11}$ ano^{-1} (3). Isto quer dizer que para cada átomo de ^{87}Rb há $1{,}42 \times 10^{-11}$ desintegrações por ano ou, num átomo-grama, aproximadamente $2{,}8 \times 10^{5}$ desintegrações por segundo.

As taxas de crescimento de ^{87}Sr e da razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ dependem da concentração de Rb e da razão Rb/Sr, respectivamente, na rocha. É claro que, numa rocha que contém pouco Rb e uma razão Rb/Sr baixa, o aumento de $^{87}Sr/^{86}Sr$ é lento. Tal situação prevalece no Manto Superior e, provavelmente também, em níveis profundos da Crosta Continental. Por outro lado, numa rocha com um teor mais elevado de Rb e uma razão Rb/Sr mais alta, o aumento de $^{87}Sr/^{86}Sr$ é mais rápido. Essa situação prevalece em granitos ou em regiões siálicas da Crosta Continental. Uma conseqüência dessa situação é que rochas intermediárias jovens cuja origem se dá no Manto Superior ou na base da Crosta Continental apresentam razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ inferiores àquelas em rochas derivadas de crosta félsica velha. Assim, essa razão serve como um traçador da origem de rochas.

(1) Dados sobre abundâncias isotópicas citados por Faure (1977).
(2) Jahn e Nyquist, 1976.
(3) Um valor recomendado. Outros usados em literatura mais antiga são $1{,}47 \times 10^{-11}$. Ver Faure, op. cit.

Outros Sistemas

Além do sistema Rb/Sr, outros têm sido usados ou estão sendo cada vez mais divulgados como ferramentas importantes no estudo da gênese de rochas ígneas. Mais antigo, o sistema U/Th/Pb é bastante complexo. Dois isótopos de urânio, ^{238}U e ^{235}U, se desintegram para produzir os isótopos ^{206}Pb e ^{207}Pb, respectivamente. A desintegração de ^{232}Th também se encerra com a produção de um isótopo de chumbo, ^{208}Pb. O chumbo primordial conteve todos esses isótopos, bem como o ^{204}Pb, estável e não-radiogênico. Assim, as razões $^{206}Pb/^{204}Pb$, $^{207}Pb/^{204}Pb$ e $^{208}Pb/^{204}Pb$ são aquelas que podem fornecer informações sobre a origem das rochas. Em comparação aos elementos Rb e Sr, o chumbo pode formar minerais próprios, como galena, além de entrar como elemento-traço, nas redes cristalinas dos minerais. No caso, a galena não é um mineral normalmente associado à cristalização primária de rochas ígneas, embora possa ocorrer em veios associados a granitos. Assim, o estudo isotópico de chumbo nas rochas ígneas se resume à análise de rocha total ou de feldspato alcalino, onde o chumbo substitui o potássio.

Um sistema recém-introduzido é o de Sm/Nd. ^{147}Sm sofre decaimento para produzir ^{143}Nd, um isótopo dos muitos que compõem o elemento neodímio. Como isótopo de referência, ^{142}Nd, ^{145}Nd, ^{146}Nd, e ^{148}Nd são estáveis e possuem abundâncias adequadas relativas a ^{143}Nd, para possibilitar uma determinação precisa de razões isotópicas. ^{144}Nd é radioativo, porém possui uma constante de decaimento extremamente pequena (4) e, conseqüentemente, pode ser considerado como sendo estável. Assim, muitos autores resolveram utilizar a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ como o traçador em petrogênese (5), embora alguns prefiram $^{143}Nd/^{146}Nd$ (6).

Determinação dos Valores da Razões

É possível medir a razão isotópica de qualquer rocha ígnea, hoje. Esse valor possui pouco significado: o que é bem mais interessante é o valor da razão isotópica na época da consolidação da rocha. Para calcular tal razão, é necessário saber, hoje, a razão elemento progenitor/elemento produto, a razão isótopo radiogênico/isótopo estável e a idade da rocha. Assim, muitas vezes as determinações das razões iniciais (R_o) provêm como subproduto da datação. É necessário salientar-se que a definição satisfatória de valores de R_o exige certos cuidados, além daqueles associados à determinação de idades.

(4) Weast (ed), 1976.
(5) De Paolo e Wasserburg, 1976.
(6) Richard e outros, 1976.

Mais uma vez, cita-se o caso do sistema Rb/Sr como exemplo dos princípios envolvidos na determinação de R. Imagine-se uma suíte de rochas em equilíbrio isotópico inicial e formada por fracionamento cristalino. Essa suite consiste numa série de rochas com Rb/Sr variável, porém $^{87}Sr/^{86}Sr$ constante (R_0). Essa é a situação à época da formação da suíte (fig. 2.6.1a). Nesse tratamento, admitimos que o tempo necessário para o fracionamento cristalino seja curto. Após qualquer tempo T, deu-se uma desintegração de ^{87}Rb e, conseqüentemente, um aumento em ^{87}Sr. A composição de cada rocha, nesse instante, cai numa reta inclinada, cuja inclinação fornece o valor da idade e cuja interseção com o eixo $^{87}Sr/^{86}Sr$ fornece o valor de R_0 (fig. 2.6.1c). Evidentemente, qualquer distribuição regular de pontos serve para definir, com precisão, a idade da rocha. Por outro lado, para definir, com exatidão, o valor R_0, é essencial poder contar com análises precisas de amostras que possuam razões Rb/Sr baixas.

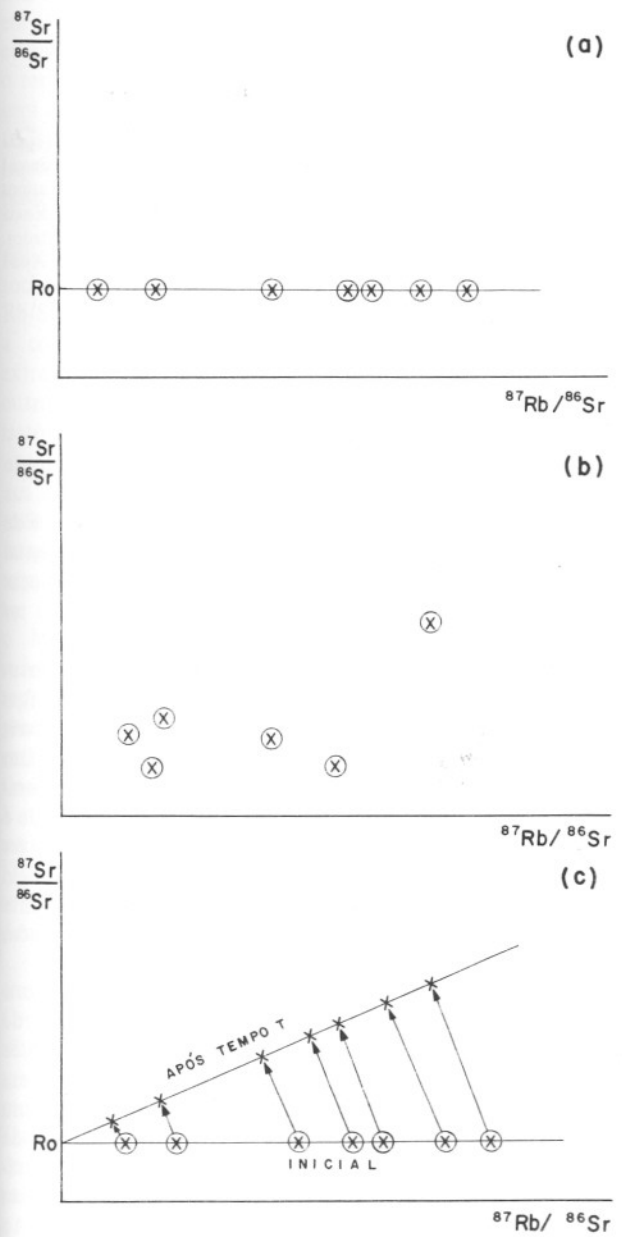


Fig. 2.6.1 – Evolução do sistema ^{87}Rb – ^{87}Sr – ^{86}Sr numa suíte de rochas e a definição de R_0. (a) Situação inicial num sistema em equilíbrio isotópico. (b) Situação inicial num sistema onde falta equilíbrio isotópico. (c) Situação de um sistema que experimentou equilíbrio isotópico inicial, após um tempo qualquer T.

Com certa freqüência, a distribuição isotópica inicial não segue o padrão mostrado na fig. 2.6.1a – os membros da suíte não possuem a mesma razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ inicial (fig. 2.6.1.b). Nesse caso, as análises feitas hoje não chegam a definir uma linha reta (ou isócrona) e, assim, não é possível definir um valor preciso para R_0.

A Evolução das Composições Isotópicas no Manto Superior

Tendo em vista que o Manto Superior é considerado como a fonte dos basaltos, é interessante saber-se algo sobre a evolução de sua composição isotópica no decorrer do tempo geológico. Conduzem-se essas investigações analisando os produtos de sua fusão parcial – os próprios basaltos. São escolhidos aqueles basaltos ou equivalentes intrusivos que não apresentam sinais texturais ou químicos de terem reagido parcialmente com a Crosta Continental durante sua subida até o local de consolidação. Segundo a exposição da P, tais basaltos contaminados fatalmente apresentam razões isotópicas diferentes das originais, devido à interação. Além disso, as amostras não deveriam ter sofrido modificações significantes pós-consolidação.

A seleção de amostras é necessariamente restrita. Grandes volumes de basalto chegam a ser extravasados hoje em dia, em diversos lugares, dentre os quais há ambientes, tais como as cristas mesoceânicas e ilhas isoladas, onde qualquer interação entre o magma primitivo e a Crosta Continental parece extremamente improvável. Por outro lado, há outros ambientes em que as atividades vulcânicas podem ser acompanhadas por interação com material da crosta, por menor que seja: fala-se de qualquer atividade continental. Ao procurar exemplos de produtos magmáticos mais velhos, enfrentam-se problemas de alteração metamórfica das rochas originais e de encontrar preservados muitos corpos introduzidos em Crosta Continental Siálica. Nesse ponto, a seleção das amostras passa a ser um pouco subjetiva.

No caso de $^{87}Sr/^{86}Sr$, é claro que não há possibilidade da composição isotópica do Manto Superior ter evoluído ao longo de uma única reta. A dispersão dos valores observados, hoje em dia o impossibilita. Há, por outro lado, uma forte sugestão de que as heterogeneidades na distribuição de Rb e Sr, à época da formação da Terra ou geradas depois, estão preservadas no Manto Superior (fig. 2.6.2). Já foi notado (7) que há uma tendência geral dos basaltos de afinidade alcalina possuírem valores um pouco mais altos do que aqueles dos toleiitos, e uma compilação mais recente (8) confirma tal tendência em ilhas onde os dois tipos estão presentes. Esse fato sugere que há uma diferença entre a composição isotópica da fonte dos basaltos alcalinos e a dos toleiitos. Foram feitas tentativas de definir a idade dos eventos que deram origem às heterogeneidades, porém as conclusões são ainda debatíveis (ver p. 154) (fig. 2.6.3). No entanto, quando somadas às outras informações isotópicas e tectônicas, isócronas do manto começam a possuir uma atração compulsiva, fechando parcialmente um outro círculo de raciocínio.

(7) Peterman e Hedge, 1972.
(8) Brooks e outros, 1976.

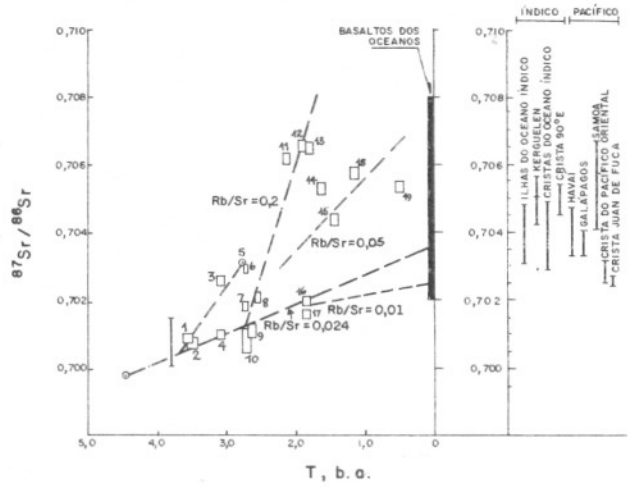


Fig. 2.6.2 – Dados isotópicos para magmas máficos ao longo do tempo geológico. Alguns exemplos de outros tipos de rocha incluídos, onde sua origem parece ter sido no Manto superior. A barra em 3,8 b.a. aproximadamente representa a faixa de valores em gnaisses da Groenlândia ocidental (1) Granito. Zimbabwe (2) Xistos verdes, África Austral (3) Gnaisse, Groenlândia ocidental (4) Xistos verdes, Zimbabwe (5) Usushwana, África Austral (6) Stillwater, E.U.A. (7) Xistos verdes, Canadá (8) Grande Dique, Zimbabwe (9) Modipe, África do Sul (10) Gnaisses, Minnesota, EUA (11) Diabásio Nipissing, Canadá (12) Bushveld, África do Sul (13) Losberg, África do Sul (14) Sudbury, Canadá (15) Trompsburg, África do Sul (16) Gnaisse, Groenlândia Austral (17) Gnaisse, Colorado, EUA (18) Duluth, Canadá (19) Gabros, Escócia. Fontes dos dados: compilações por Faure e Powell, 1972; Jahn e Nyquist, 1976; Moorbath, 1976; Brooks e outros, 1976. As linhas para várias razões Rb/Sr sugerem a maneira com que as razões isotópicas observadas podem ter sido geradas partindo de diferenciações primárias do Manto Superior em 3,7b.a., 2,8b.a. e 1,8b.a., aproximadamente, com a formação de heterogeneidades de longa vida.

Quanto aos isótopos de chumbo, salienta-se que a interpretação dos resultados referentes a esse sistema é extremamente complexa. Os elementos progenitores e filhos possuem características geoquímicas bastante diversas, e os minerais que aceitam o elemento-filho dificilmente contêm mais do que traços diminutos dos elementos progenitores. Por outro lado, as concentrações dos elementos progenitores e filhos em rochas ígneas típicas não são grandes e, assim, ficam susceptíveis as razões isotópicas nelas observadas a qualquer interação que ocorre entre o magma e as rochas encaixantes. É bastante conhecida a mobilidade desses elementos, tanto os progenitores como os filhos, e a possibilidade de haver contribuições isotópicas de mais do que uma fonte traz conseqüências importantes na forma de incertezas sobre o significado dos dados. Além disso, é necessário salientar que o modelo de tectônica de placas sugere que há a possibilidade de uma reciclagem de material entre a crosta e o manto, o que implica numa evolução isotópica diferente daquela esperada em modelos de evolução contínua e irreversível (9).

No que se refere aos basaltos dos leitos oceânicos de idades Cenozóica e Mesozóica, já é documentada, através de isótopos de chumbo, a possibilidade de que sua fonte ficou separada do resto do manto desde, pelo menos, 1.000 m.a. atrás (10), enquanto que a fonte para os basaltos de ilhas oceânicas deve ter sofrido uma separação ou diferenciação isotópica, em época bem mais recente (fig.2.6.4). Quanto aos resultados obtidos dos isótopos de estrôncio (11), há uma forte sugestão de que a fonte dos atuais basaltos de cristas mesoceânicas manteve sua identidade durante, pelo menos, 1.500 m.a. (fig. 2.6.3).

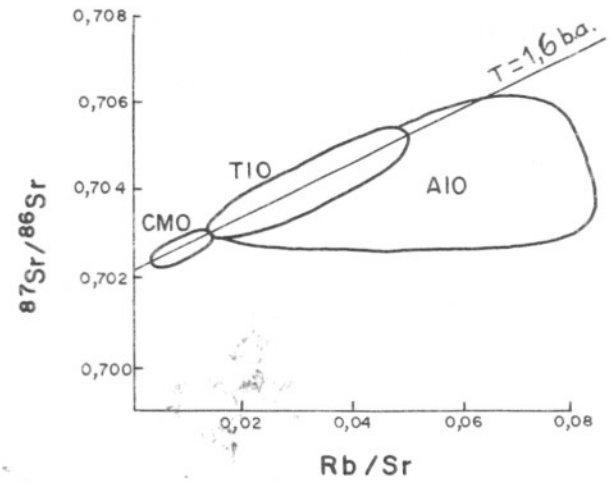


Fig. 2.6.3 – Isócrona para o Manto Superior, derivada para rochas toleíticas das cristas meso-oceânicas (CMO) e das ilhas oceânicas (TIO). A área ocupada pelos resultados referentes aos basaltos alcalinos das ilhas oceânicas está representa por AIO. Embora haja uma tendência geral indicada, é arriscado definir-se uma isócrona a partir desses dados. No entanto, para determinadas ilhas, define-se uma boa isócrona. Apud Brooks e outros, 1976.

A Evolução da Composição Isotópica da Crosta Continental

Da mesma maneira com que se investiga a evolução isotópica do manto através do estudo de produtos de sua fusão, pode-se investigar a evolução da crosta. O problema é de igual complexidade, devido ao fato de a Crosta Continental hoje exposta representar vários níveis de erosão, várias épocas de atividade construtiva e, o que complica mais ainda, ter sofrido vários estágios de retrabalhamento.

Tomando cada ponto acima citado em sua vez, observa-se que alguns estudos de rochas de alto grau metamórfico (anfibolito ou granulito) que podem corresponder a níveis inferiores da Crosta Continental mais antiga apresentam características isotópicas bastante diferentes daquelas esperadas. Quando se fala da Crosta Continental, a primeira reação é pensar-se numa composição média granodiorítica (ver p. 141). Conseqüentemente, ao confeccionar-se um modelo geoquímico inferido, uma rocha com Rb/Sr relativamente elevada é cogitada; se velha uma razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ também relativamente elevada, e assim por diante.

Os estudos recentes (12) mostram que esse modelo é inadequado. Muitas rochas crustais antigas em alto grau de metamorfismo possuem razões isotópicas baixas e Rb/Sr bastante reduzida. Outras observações incluem uma pobreza com respeito aos isótopos-produtos de desintegração de urânio e tório. Por outro lado, é possível encontrar-se exemplos de granulitos que possuem características exatamente ao contrário, isto é, razões isotópicas $^{87}/Sr^{86}Sr$ elevadas (se levar em conta sua idade) e Rb/Sr também mais elevada (13). Ao aceitar-se como explicação a introdução de material por

(9) Armstrong, 1968.
(10) Tatsumoto, 1966.
(11) Brooks e outros, 1976.
(12) Heier, 1975; Lambert e Holland, 1975.
(13) Cordani, 1973.

metassomatismo, é necessário aceitar-se, também, o fato de que o material que causou o metassomatismo deve ter sido gerado, pelo menos, nas adjacências dos granulitos que possuem essas características.

Assim, é necessário cogitar-se da possibilidade de que a Crosta Inferior tenha sido sempre heterogênea, composta de volumes empobrecidos e outros enriquecidos com respeito aos isótopos progenitores e filhos dos sistemas radioativos.

Quanto às épocas de atividade construtiva, cabe, aqui, apenas lembrar o fato de que o processo implícito na teoria da tectônica de placas diz respeito à situação atual, o que pode ser diferente daquela em tempos passados. Quanto ao fator de retrabalhamento, basta lembrar que, no ciclo clássico das rochas (14), os processos de sedimentação, metamorfismo e anatexia podem modificar bastante a química delas, com respeito aos componentes dos sistemas isotópicos. Uma estimativa de Rb/Sr na rocha ígnea média é de 0,24, enquanto que, em folhelhos, é 0,47 (15). As estimativas da razão dos coeficientes de partição de Rb e Sr entre o magma granítico e o resíduo, durante a fusão, variam de acordo com a percentagem de fusão da rocha-fonte (16). A fusão do plagioclásio e do feldspato alcalino tende a aumentar bastante a razão Rb/Sr no líquido derivado por anatexia, enquanto que a fusão de biotita possui tendência inversa a esta.

Pode-se imaginar, assim, que a reciclagem do material siálico dentro da crosta provocaria, localmente, bolsões de rochas que possuem composições extremas com respeito a Rb/Sr e $^{87}Sr/^{86}Sr$, etc. A computação de um valor médio para a composição isotópica da Crosta Continental se torna extremamente complexa, e, assim, é necessário recorrer a outros expedientes, para tentar compor uma curva de evolução isotópica.

O oceano representa um depósito bem misturado para todo detrito de erosão solúvel ou insolúvel e é atrativo imaginar que qualquer rocha que dele se precipita deve possuir uma composição que possa refletir a composição das áreas-fontes (principalmente, a Crosta Continental e, secundariamente, o Manto Superior, através de manifestações magmáticas submarinas), à época de sua deposição. Os calcários marinhos representam, até certo ponto, um material ideal resultante da precipitação das águas oceânicas e que pode preservar as características isotópicas do oceano e, assim, da Crosta Continental Média daquela época (17). Evidentemente, devido à sua heterogeneidade, a Crosta Continental deve apresentar uma faixa bastante ampla de composições isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$ e razão elementar Rb/Sr em qualquer época de sua evolução, sendo que a faixa deve aumentar sua largura desde o Arqueano (fig. 2.6.5).

Entretanto, destaca-se o fato de que as curvas de crescimento propostas para o Manto Superior e a Crosta Continental Média são pouco diferenciadas, até aproximadamente 2 b.a. atrás, quando se observa um distanciamento cada vez maior. É interessante notar-se que, a partir dessa época geológica, que corresponde, aproximadamente, ao Ciclo Transamazônico no Brasil, observa-se uma crescente proporção de atividade vulcânica ácida, muitas vezes desacompanhada por volumes correspondentes do magma máfico.

(14) Wyllie, 1971.
(15) Mason, 1971 apud Turekian e Wepedohl, 1961; Kulp, 1954.
(16) Hanson, 1978.
(17) Veizer, 1975; Faure e Powell, 1972; Armstrong, 1968.

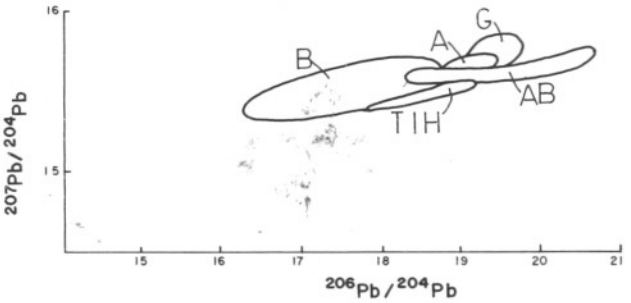


Fig. 2.6.4 – Dados isotópicos referentes a chumbo. B,A e G, basaltos, andesitos e granitos fanerozóicos do oeste dos EUA. TIH, toleítos dos fundos oceânicos, da Islândia e do Havaí. AB, basaltos alcalinos das ilhas oceânicas. A partir dos dados incluídos no campo TIH, é possível definir uma isócrona com idade de, aproximadamente, 1,8b.a. Dados extraídos de compilações feitas por Doe, 1970; Church e Tatsumoto, 1975.

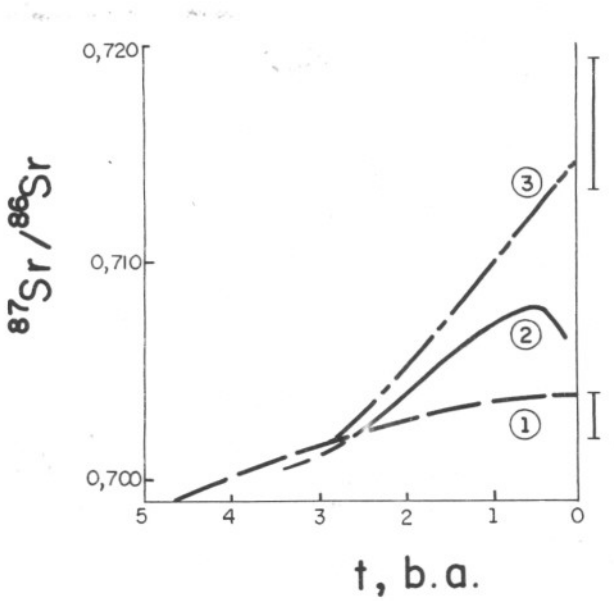


Fig. 2.6.5 – Modelo para a evolução isotópica de estrôncio (1) no Manto Superior, segundo Faure e Powell, 1972; (2) nos oceanos, segundo Veizer, 1976; (3) na Crosta Continental, segundo Armstrong, 1968.

A Utilização de Isótopos de Estrôncio no Estudo de Interações entre Magma Derivado do Manto e a Crosta Continental, e da Gênese de Rochas Ácidas.

Em rochas fanerozóicas, a interação entre magmas derivados do Manto e a Crosta Continental é acusada por valores que fogem do padrão esperado. Cita-se, aqui, um estudo bastante pormenorizado sobre basalto (sic) de idade Jurássica, na Antártida (18), no qual se consegue correlacionar outros aspectos da química à extensão da interação. Os valores para $^{87}Sr/^{86}Sr$ caem na faixa de 0,7094 até 0,7133. Há variação bastante sistemática dentro de grupos de derrames, o que conduziu a uma separação de atividade em quatro fases eruptivas. Essa sistemática se estende ao padrão dos elementos.

(18) Faure e outros, 1974

Através de modelos de mistura de dois componentes, conseguiu-se definir a possibilidade do magma basáltico ter interagido com um componente de composição dacítica, derivado por fusão parcial de rochas graníticas.

A utilização de dados isotópicos na discussão da gênese de rochas graníticas fanerozóicas é amplamente discutida numa seção posterior (ver Vol. 2). Cabe salientar, aqui, que o poder de discriminação de $^{87}Sr/^{86}Sr$ entre origens diferentes é bastante restrito, uma vez que há evidência de que a composição isotópica da Crosta Inferior pode não se distinguir muito daquela do Manto Superior. Assim, quando uma rocha apresenta valores bastante elevados ($> 0{,}710$, aproximadamente), uma origem por anatexia crustal é indicada; quando a razão é baixa ($\lesssim 0{,}706$ aproximadamente), uma origem no manto é mais provável. É na faixa de $0{,}706 - 0{,}710$ que ainda há dúvidas sobre possíveis mecanismos petrogenéticos.

A situação se torna mais problemática quando se fala de rochas ácidas de idade proterozóica ou mais velhas. Ainda, ao apresentar valores elevados ($> 0{,}706$ em 2 b.a., por exemplo), pode-se identificar a origem da rocha ácida. No entanto, às vezes é necessário recorrer a outras linhas de evidência, tais como o padrão de distribuição dos elementos terras raras, para resolver o problema da origem de rochas ácidas que apresentam razões relativamente baixas ($< 0{,}706$) (19).

Isótopos do Neodímio no Estudo de Petrogênese

Introduzido há menos do que dez anos atrás, quando foram superadas as dificuldades associadas ao tratamento das amostras e à medição das razões isotópicas, o estudo das razões isotópicas do neodímio já conta com uma literatura muito expressiva. O par progenitor-filho Sm-Nd pertence ao grupo dos lantanídeos. Os dois elementos possuem, portanto, propriedades químicas e cristaloquímicas bastante semelhantes. Ao contrário do caso do par Rb-Sr, é muito difícil separar os dois elementos durante processos metamórficos, inclusive durante metassomatismo. Assim, as razões isotópicas imprimidas às rochas ígneas durante sua cristalização ficam preservadas durante modificações subseqüentes, o que pode não ocorrer no caso do Sr.

Apresenta-se vários exemplos da aplicação dos isótopos do Nd no Volume 2.

ISÓTOPOS ESTÁVEIS

A aplicação de isótopos estáveis em geotermometria já foi discutida (ver p. 112). Outras aplicações ao estudo das rochas ígneas incluem comparação empírica das razões isótopicas observadas nas faixas características predeterminadas para rochas ígneas e o estudo dos mecanismos de modificação de tais razões por interações entre magma e crosta, ou magma e água contida nos poros de rochas encaixantes ao redor de intrusões (por exemplo). Os sistemas mais estudados são H/D e $^{16}O/^{18}O$, no caso de rochas silicáticas, essas razões e $^{12}C/^{13}C$, em rochas carbonáticas e, em segundo plano, $^{32}S/^{34}S$, em rochas que contêm sulfetos. Nesse último caso, as investigações buscam, de modo geral, a origem dos depósitos minerais associados às rochas ígneas, especialmente a origem do enxofre. Nos casos em que o enxofre não vem do manto e sim de rochas encaixantes, é de se esperar que a química das rochas ígneas deva ter sofrido modificações, também.

(19) Jardim de Sá, 1978.

Um certo número de exemplos são dados em capítulos posteriores. Nessa seção, discutem-se alguns dos princípios básicos e idéias gerais.

Isótopos de Hidrogênio e Oxigênio em Rochas Silicáticas

O alvo mais importante do estudo desses isótopos em rochas silicáticas é a investigação da influência de processos hidrotermais* na sua evolução. Especialmente, esses isótopos permitem decidir-se sobre a origem da água envolvida – magmática ou meteórica (de chuva).

Na maioria das rochas ígneas (vulcânicas e plutônicas) frescas, as razões isotópicas exprimidas como δD e $\delta^{18}O$ relativas a SMOW (ver p. 137), caem dentro de faixas relativamente estreitas: $\delta D_{SMOW} = -50a - 100‰$ e $\delta^{18}O_{SMOW} = +5a + 10‰$. As faixas para basaltos e outras rochas, que devem originar-se no manto e, posteriormente, sofreram pouca ou nenhuma interação com material estranho, são mais estreitas ainda, permitindo que se defina uma composição isotópica provável para o Manto Superior (fig. 2.6.6), a qual deve representar a composição aproximada de água magmática. Por outro lado, a composição de água meteórica apresenta faixas amplas de variação composicional e uma correlação nítida entre δD_{SMOW} e $\delta^{18}O_{SMOW}$ (fig. 2.6.7). A composição da água meteórica depende da latitude, os fracionamentos mais fortes e águas isotopicamente mais leves ocorrendo em regiões polares, enquanto que, nas equatoriais, o fracionamento é menor. A água do mar, por outro lado, parece possuir uma certa homogeneidade. Os sedimentos dela derivados apresentam, de modo geral, $\delta\,^{18}O_{SMOW}$ positivo (isotopicamente mais pesado), condizente com o fracionamento do isótopo mais pesado para a fase sólida depositada. Por outro lado, δ D é, muitas vezes, negativo, um fato ainda imperfeitamente entendido. Como era de esperar, os valores isotópicos correspondentes às rochas metamórficas se sobrepõem aos campos das rochas ígneas e sedimentares.

Uma questão bastante importante, sobre a qual se dispõe de poucos dados, refere-se ao estado de oxidação em rochas ígneas. De modo geral, admite-se que rochas que contêm altos teores de ferro férrico devem ter sofrido oxidação secundária. Contudo, nem sempre é assim. Na ilha de Tofua, arco de Tonga a sudoeste do oceano Pacífico, encontram-se andesitos basálticos, que apresentam graus de oxidação extremamente elevados, onde $R = Fe_2O_3$ medido/total de Fe como Fe_2O_3 atinge valores de $0{,}5 - 0{,}7$. A oxidação em lavas típicas não ultrapassa $R = 0{,}3$ (20). Os valores $\delta\,^{18}O$, observados na maioria dessas rochas oxidadas, comparam exatamente com aqueles observados em lavas não-oxidadas (21). No caso, a oxidação anormal parece ligada ao crescimento da concentração de voláteis, antes de uma erupção catastrófica. Apenas o material piroclástico, extremamente poroso e de cor avermelhada, apresenta sinais isotópicos de interação com água meteórica, talvez pós-erupção.

A interação de rochas intrusivas com celas de convecção de água estabelecidas em rochas encaixantes porosas pode trazer conseqüências importantes para a química das rochas, tanto das intrusivas, como das encaixantes. Do mesmo modo, a

(*) O termo hidrotermal é empregado, aqui, para indicar soluções aquosas quentes.

(20) McReath, 1972.

(21) Meulenbachs e Hoering, 1972; Coleman, dados inéditos.

interação entre a água do mar e os basaltos oceânicos, ou entre água e basalto em ambientes essencialmente continentais, pode influenciar bastante a composição observada das rochas. Muitas vezes, são essas alterações que promovem a lixiviação de elementos-traço, tais como Cu, das próprias rochas, e, subseqüentemente, sua deposição em depósitos de valor econômico.

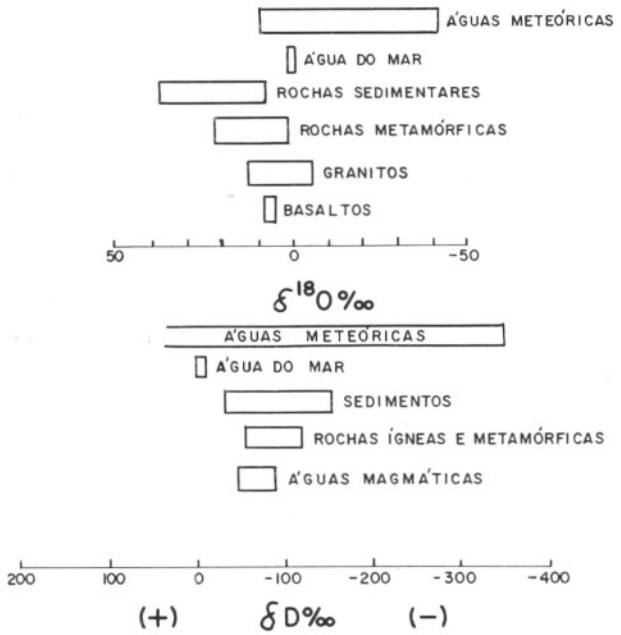


Fig. 2.6.6 – Faixas características para δD e $\delta^{18}O$ em vários tipos de rochas. Segundo Hoefs, 1973; Faure, 1977.

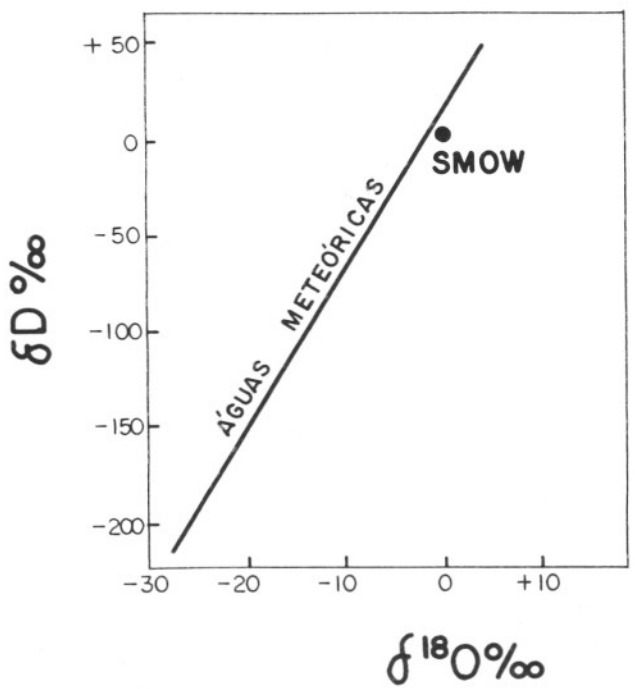


Fig. 2.6.7 – Correlação entre δD e $\delta^{18}O$ em águas meteóricas. Apud Craig, 1961.

Os basaltos oceânicos alterados e os ofiolitos serpentinizados tendem a apresentar $\delta\ ^{18}O_{SMOW}$ positivo e maior do que a faixa normal dos basaltos frescos. Esse enriquecimento acompanha o metamorfismo de baixo grau na presença de água do mar, e o fracionamento observado corresponde aos efeitos da passagem de volumes muito grandes de água pela rocha (22). Por outro lado, muitas intrusões em nível crustal alto, especialmente granitos, apresentam composições isotópicas bastante leves em relação às faixas normais. No caso, o mecanismo sugerido é o de interação entre águas de origem meteórica, contida nos poros das rochas encaixantes, e a intrusão (23). Como resultado dessa interação, encontram-se fenômenos, como nebulosidade dos feldspatos até alterações mineralógicas mais avançadas – cloritização, sericitização ou argilização. Às vezes, é possível detectar interações mais complexas, onde uma parte das alterações se deve ao autometassomatismo efetuado por águas derivadas do próprio corpo magmático, e outra parte, à interação (25) (fig. 2.6.8).

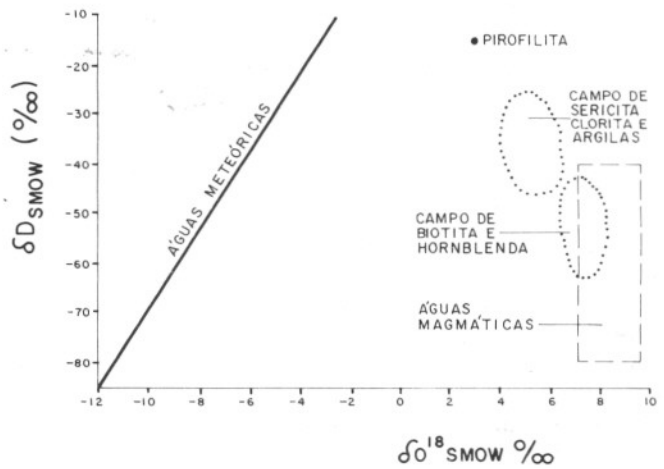


Fig. 2.6.8 – Identificação da contribuição de água meteórica durante o metassomatismo de rochas ígneas e a formação de veios hidrotermais associados: mineralizações associadas aos pórfiros cupríferos. Minerais aparentemente primários (biotita e hornblenda) equilibraram-se com uma água cuja composição cai no campo das águas magmáticas. Minerais de origem metassomática (sericita, clorita, argilas, pirogilita) equilibraram-se com águas contendo um componente cada vez mais importante, derivado de água meteórica. Apud Sheppard e Gustafson, 1976.

Quanto às rochas graníticas, essas apresentam faixas mais amplas de composições isotópicas. Num capítulo subseqüente (Vol. 2), descreve-se uma classificação de granitos, tendo como base diferenças de composições mineralógica e geoquímica, permitindo uma separação em tipos com fontes sedimentar (tipo-S) e ígnea (tipo-I). Em alguns casos, essa separação é confirmada por dados isotópicos (25). Os granitos tipo-S apresentam $\delta^{18}O_{SMOW}$ de + 10,4 a + 12,5‰, enquanto os tipos-I, $\delta^{18}O_{SMOW}$ = + 7,7 até 9,9‰. Aqueles valores mais elevados são tidos como resultados da participação de rochas sedimentares ou metamórficas nas gêneses dos granitos, enquanto esses podem resultar de processos exclusivamente magmáticos.

(22) Spoonner e Fyfe, 1973; Spooner e outros, 1977.
(23) Taylor e Forrester, 1971; Taylor, 1977.
(24) Sheppard e Gustafson, 1976.
(25) O'Neil e outros, 1977.

Isótopos de Carbono em Material Magmático

O carbono primário se encontra em rochas ígneas, em estado oxidado, como CO_2 em inclusões, e o carbonato, em estado reduzido, como carbono elementar, por exemplo, diamantes em kimberlitos. Outros exemplos de compostos no estado reduzido são carbonetos e hidrocarbonetos. A composição isotópica das duas categorias é bastante diferente, como pode ser ilustrado pelo exemplo seguinte (26). O CO_2 derivado de inclusões em basaltos oceânicos possui uma composição ligeiramente leve ($\delta^{13}C_{PDB}$ = 7,6‰), enquanto o carbono total é um pouco variável e mais leve ainda, tendo $\delta^{13}C_{PDB}$ = −12 até −13,7‰. Essa situação se repete em outros casos, com o carbono reduzido possuindo carbono mais leve ($\delta^{13}C_{PDB}$ = −20 a −28‰) e o oxidado mais pesado ($\delta^{13}C_{PDB}$ = +2,9 até −18,2‰ (27).

Um dos maiores problemas com a interpretação dos isótopos de carbono em rochas ígneas diz respeito à possibilidade de alteração das razões isotópicas primárias pela passagem de águas meteóricas, que carregam, em solução, tanto CO_2 de origem atmosférica, como compostos orgânicos de origem biogênica. Assim, tanto a composição do carbono oxidado como aquela do reduzido podem sofrer, sutilmente, influências externas. Esse assunto ainda não recebeu muita atenção, talvez, devido ao fato de que há bastante superposição dos campos de composição isotópica observados para carbono ígneo, CO_2 atmosférico e soluções superficiais carbonatadas (fig. 2.6.9).

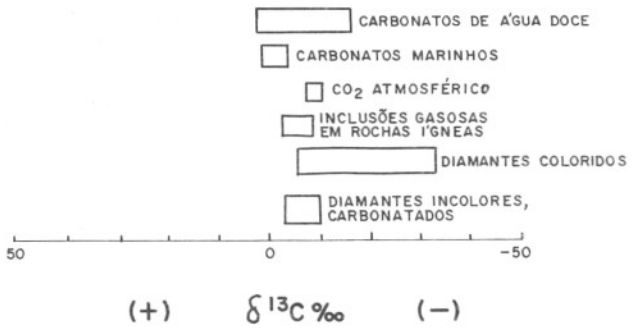


Fig. 2.6.9 – Faixas características de $\delta^{13}C$ em vários tipos de matrizes. Apud Hoefs, 1973; Faure, 1977.

Isótopos de Enxofre em Rochas Magmáticas e Depósitos Minerais Associados

A grande maioria das determinações da composição isotópica de rochas ígneas não se refere às frações silicáticas, e, sim, aos sulfetos associados. De modo geral, as razões isotópicas observadas apresentam pouco fracionamento relativo ao padrão e há, também, pouca variabilidade dentro do mesmo depósito. Essas características permitem propor-se que a composição isotópica de enxofre no manto apresenta $\delta^{34}S_{MCD} \cong 0‰$ (fig. 2.6.10).

(26) Pineaus e outros, 1976.
(27) Hoefs, 1973; Fuex e Baker, 1973.

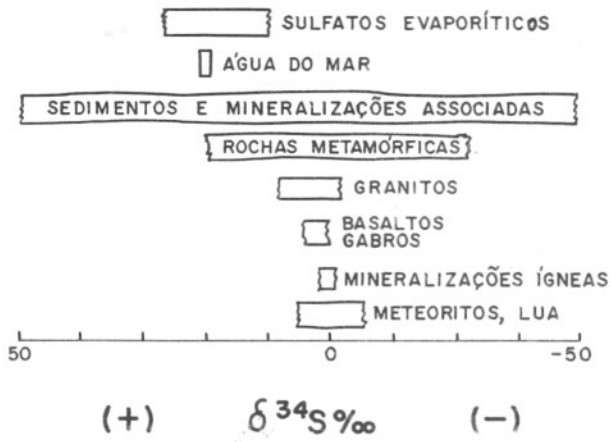


Fig. 2.6.10 – Faixas características de $\delta^{34}S$ em vários tipos de rochas. Apud Hoefs, 1973; Faure, 1977.

No entanto, há depósitos de sulfetos que fogem desse padrão, sugerindo que, em alguns casos, a fonte de enxofre é outra. Tanto na mineralização do depósito de cobre e níquel associado a um gabro dolerítico em Noril'sk ($\delta^{34}S_{MCD}$ = +7 a 17‰) (28) e em sulfetos associados ao gabro de Duluth, EUA ($\delta^{34}S_{MCD}$ = +11 a +16‰ (29), a composição isotópica do enxofre é extremamente pesada. Explicações bastante razoáveis invocam a derivação do enxofre a partir das rochas encaixantes ou durante a passagem do magma através de horizontes gipsíferos, ou por interação com ardósias sulfetadas. Até que ponto a química das partes silicatadas dessas intrusões sofreu por causa dessas interações, ainda é pouco esclarecido. Outros exemplos de enxofre em sulfetos derivados de fontes não-magmáticas ocorrem em alguns granitos (30).

O enxofre, em rochas ígneas, pode existir sob diferentes formas de oxidação, como sulfeto ou sulfato, principalmente. Nesse caso, é de se esperar que o sulfato possa ser introduzido para as rochas por infiltração de soluções aquosas durante exposição à superfície. Durante o processo magmático, pode haver, ainda, equilíbrio estabelecido com uma fase gasosa, contendo componentes tais como H_2S ou SO_2. A oxidação e partição do elemento entre as fases líquida e gasosa pode produzir fracionamentos, embora se os equilíbrios fossem estabelecidos sob condições de temperatura elevada, esses poderiam ser de grandeza pequena.

São poucos os estudos empreendidos no sentido de investigar adequadamente o estado de oxidação e os fracionamentos de isótopos de enxofre em rochas ígneas. Um desses (31) investigou traços de sulfato e sulfeto em vários tipos de basalto e encontrou evidência para uma possível heterogeneidade pequena relativa à composição isotópica do enxofre, no Manto Superior, bem como para a perda de componentes voláteis durante a evolução de um dos magmas.

Num outro estudo empreendido (32), investigou-se a composição isotópicas do enxofre em granitos tipos-S e I.

(28) Citado por Evans, 1980.
(29) Mainwaring e Naldrett, 1977.
(30) Shima e outros, 1963.
(31) Schneider, 1970.
(32) Coleman, 1979.

Concluiu-se então: granitos tipo-I, $\delta^{34}S_{MCD}$ = −3,6 a +4,2‰ e no tipo-S, $\delta^{34}S_{MCD}$ = −5,7 a −10,5‰. Na base da presença ou ausência de magnetita e da razão de oxidação Fe_2O_3/FeO, pode-se separar as rochas em tipos reduzidos ou oxidados. Geralmente, as rochas reduzidas possuem valores positivos para $\delta^{34}S_{MCD}$, e os oxidados, negativos. A perda de H_2S (relativamente leve), sob condições redutoras, ou de SO_2 (relativamente pesada), sob condições oxidantes fracas, pode trazer conseqüências importantes. Assim, o fracionamento observado, provavelmente, vai depender mais do estado de oxidação e da perda ou não de componentes voláteis do que da temperatura. As conclusões sobre as composições isotópicas observadas são de que as variações entre os tipos I e S são adequadamente explicadas por esses processos, e, assim, não é necessário invocar a participação de sedimentos na gênese dos granitos tipo-S, pelo menos no que concerne ao enxofre.

Razões para isótopos estáveis:
MSOW = "mean standard ocean water"
PDB = belemnita da Formação Pee-Dee (EUA)
MCD = meteorita de Cañon Diablo

LEITURAS RECOMENDADAS

O texto mais completo e atualizado é:

Faure, G. – 1977 – Principles of Isotope Geology. John Wiley, Nova Iorque. 466 p.

Os artigos recomendados são:

– Moorbath, S. – 1976 – Age and isotope constraints for the evolution of the Archean Crust. p. 351 – 360 em Windley, B.F. (ed), The early history of the Earth. John Wiley, Nova Iorque. 619 p.

Também no livro editado por Allègre, C.J. e Hart, S.R. – 1978 – Trace elements in igneous petrology. Elsevier, Amsterdam, os artigos por Hofmann e Hart (pp. 44-62), Tatsumoto (pp. 63 – 87), Hedge (pp. 88 – 94), Taylor (pp. 177 – 210) e Oversby (pp. 237 – 248) podem ser recomendados.

EXERCÍCIOS E PROBLEMAS

1) O que é que vai resultar, após um tempo qualquer T, de um sistema inicialmente sem equilíbrio isotópico, com respeito à distribuição dos isótopos ^{87}Sr e ^{86}Sr?

2) Comente sobre a possibilidade de utilizar-se as razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$, para discriminar entre os seguintes mecanismos de geração de um granodiorito Arqueano ou Proterozóico:
   I) fusão de metassedimentos da Crosta Continental;
   II) derivação direta do Manto Superior
   III) fusão parcial de rochas ígneas preexistentes, originadas no Manto Superior.

   Quanto à terceira possibilidade, deve-se levar em conta fatores tais como a provável composição das rochas que produzem o granodiorito, e o intervalo de tempo entre a solidificação das rochas-fontes e sua fusão parcial.

3) Calcule o intervalo de tempo necessário para a razão $^{87}Sr/^{86}Sr$ aumentar de 0,702 a 0,704, numa rocha que possui Rb/Sr = 0,25.

4) Um magma basáltico arqueano originou-se no Manto Superior (onde a razão U/Pb era comparativamente baixa em relação à Crosta existente) e penetrou na crosta. Durante um ciclo tectônico subseqüente, sofreu uma interação por câmbio de material com a crosta e, depois, sofreu fusão parcial, o que produziu um magma de composição andesítica. Num outro ciclo tectônico posterior, o resíduo da fusão do basalto e o material andesítico foram colocados em justaposição. Num programa de datação e investigação da petrogênese das rochas, um geólogo coleciona esses materiais. Opine sobre a possibilidade dele reconstruir essa história através de dados isotópicos.

EXERCÍCIOS E PROBLEMAS:

integração dos assuntos da parte 2

1) Discuta o efeito do fracionamento cristalino prolongado sobre as razões isotópicas dos membros de uma suíte vulcânica extravasados recentemente. Imagine que o fracionamento ocorreu ao longo de um período de 10 m.a., porém que as erupções se sucederam de 2 m.a. atrás, para cá; que a taxa de fracionamento, em termos de quantidade de material fracionado, permaneceu aproximadamente constante; que o basalto progenitor da suíte possuiu $^{87}Sr/^{86}Sr = 0{,}705$ e $Rb/Sr = 0{,}15$. Faça cálculos aproximados da quantidade de material necessariamente fracionada na produção de andesito e dacito, onde as fases fracionadas são feldspato, plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio e um pouco de magnetita; aproveite as análises fornecidas na parte 1. Quanto aos elementos-traço, leve em conta o crescimento ou não dos valores dos coeficientes de partição dos elementos durante o fracionamento. Compare suas conclusões com aquelas de McCarthy e Cawthorn, 1980.

2) O desenvolvimento da série toleiítica parece depender da supressão da cristalização da magnetita, conduzindo a um enriquecimento em ferro relativo a magnésio. Por outro lado, as séries calcoalcalina e alcalina não apresentam tal enriquecimento e provavelmente, evoluem sob condições onde a magnetiva precipita.
Em relação ao magma em ela se encontra, a magnetita contém oxigênio mais leve, enquanto que a olivina e os piroxênios contêm oxigênio de composição aproximadamente igual ao do magma, e em plagioclásio e quartzo, o oxigênio é mais pesado.
Discuta a cristalização fracionada do basalto, para produzir, de um lado, uma suíte toleiítica e, de outro, uma suíte calcoalcalina, em termos da composição de oxigênio no magma progenitor e nos termos dele derivados. Compare suas conclusões com aquelas dos trabalhos de Taylor e Epstein, 1963; Epstein e Taylor, 1967.

PARTE 3

A Estrutura da Terra e seu Magmatismo

Nesta terceira parte do livro, tentar-se-á resumir os fundamentos geológicos em que se baseiam as discussões sobre a origem das rochas ígneas. Infelizmente, os dados concretos sobre a estrutura e composição da Terra (capítulo 3.1) são poucos, e muitas das idéias atuais dependem de hipóteses levantadas em cima de argumentos interdependentes. Mesmo que muitos artigos falem sobre as composições mineralógica e química do Manto Superior, por exemplo, outros pesquisadores mais cautelosos reconhecem o fato de que as supostas composições são, na verdade, apenas os melhores modelos atualmente disponíveis, que satisfazem o maior número dos pré-requisitos existentes.

O capítulo 3.2 trata da teoria de placas, teoria que, apesar de recente, revolucionou o pensamento geológico, proporcionando um senso de integração e permitindo o relacionamento dos processos magmáticos, metamórficos e sedimentares dentro de uma estrutura racional, ligada aos movimentos das camadas externas da Terra e a possíveis interações entre as camadas mais profundas e mais rasas. É uma teoria desenvolvida a partir de observações das feições mais recentes (mesozóicas, terciárias e quaternárias) da Terra e de medições das manifestações de fenômenos internos durante, aproximadamente, 30 anos. Alguns autores, inspirados pelo conceito da uniformidade temporal dos processos geológicos, tentam estender a teoria até as épocas mais remotas da história da Terra, enquanto que outros, em pequeno número, consideram que ela não passa de uma hipótese e, além do mais, uma hipótese defectiva, que levanta um número de problemas maior do que apresenta soluções para os já existentes.

Como é que a Petrologia Ígnea pode contribuir para chegar-se a um bom termo nesse debate? É possível reconhecer-se algumas ligações bastante fortes entre a natureza dos produtos do magmatismo e o ambiente tectônico sugerido pela Teoria de Placas. Por outro lado, observa-se, com bastante freqüência, uma certa inespecificidade tectônica de determinados tipos de magma, quando se trata apenas dos traços principais destes. O mesmo tipo de magma pode ocorrer num certo número de situações tectônicas. É necessário procurar-se os traços mais particulares, freqüentemente sutis, para conseguir subdivisões que possuam uma especificidade tectônica mais forte. Geralmente, esses traços mais delicados são químicos e, muitas vezes, encontram-se ainda em fase de elaboração e confirmação. Estamos longe de entender o significado físico-químico dessas diferenças.

No capítulo 3.3, far-se-á uma tentativa de integrar alguns conceitos clássicos da Petrologia Ígnea com as implicações dos capítulos 3.1 e 3.2. Esse capítulo serve, também, como uma ponte para a matéria a ser apresentada no volume 2

Capítulo 3.1

A Estrutura Interna da Terra

Levando em conta o fato de que as rochas ígneas têm sua origem no interior da Terra, é quase que um pré-requisito dispor-se de algumas noções atuais sobre a estrutura desta. De imediato, sente-se que em Geologia não se dispõe de muitas observações diretas de determinados fenômenos, porém apóia-se em argumentos iterativos que partem de algumas medições físicas e muitas inferências. A validade de cada inferência é determinada pela qualidade dos dados que formam sua base e pela possibilidade dessa inferência resistir aos argumentos contrários levantados por outras inferências.

No caso do estudo da estrutura interna da Terra, os dados básicos mais importantes vêm da área da Geofísica, principalmente no que se refere ao comportamento das ondas sísmicas. Para se interpretar esse comportamento, é necessário dispor-se de estimativas da densidade das camadas internas da Terra e, para se ter uma idéia da densidade das camadas da Terra, é necessário saber-se sua composição. Não obstante, partindo de uma hipótese talvez não bem fundamentada sobre a composição das camadas da Terra, pode-se verificar a adequação da hipótese, pondo-a diante de dados concretos. Uma vez que se chega à conclusão de que a hipótese sobre a composição de uma determinada camada da Terra, pelo menos, não está completamente errada, passa-se a uma etapa de testes mais aprimorados da hipótese. Por exemplo, pode-se testar, no laboratório, as velocidades de propagação das ondas sísmicas apresentadas pelos modelos-candidatos, sugeridos pela hipótese. Pode-se testar, também, a variação de suas densidades, de acordo com a variação da pressão.

O processo interativo começa quando se pode declarar que a hipótese sobre a composição de uma determinada camada parece confirmada pelos resultados da variação de densidade com a pressão, porém é insatisfatória quanto à variação da velocidade de propagação das ondas sísmicas com a pressão.

Para determinadas camadas da Terra, dispomos, ainda, de outras fontes de informação. No caso da camada superior, a crosta, podemos encontrar seções que representam níveis diferentes, expostas à superfície da Terra. Para as partes superiores do Manto Superior, encontram-se exemplos, expostos em determinadas situações tectônicas, e fragmentos também são carregados à superfície da Terra, por determinados tipos de magma. Há uma outra fonte de informações sobre a composição das camadas da Terra, relacionada ao fato dessas camadas poderem produzir, por processos de fusão parcial, alguns dos magmas que se encontram expostos à superfície, como derrames e intrusões. Nesse último ponto, deve-se ter precaução para o fato destes magmas, expostos como rochas ígneas, poderem ser produtos de processos de fracionamento e não representantes de produtos imediatos da fusão parcial de camadas da Terra.

Hoje em dia, talvez as nossas idéias sobre a constituição interna da Terra sejam indistinguíveis das prevalecentes há 40 ou 50 anos. No entanto, os limites de validade das hipóteses já foram e estão ainda sendo definidos com uma precisão muito maior, através dos estudos de petrologia experimental, e assim por diante. Ainda assim, vale ressaltar as palavras de dois dos maiores petrológos do pós-guerra, Yoder e Ringwood. Este, numa nota de rodapé (1), traduz, eficientemente, ao mundo da Geologia alguns verbos bastante abusados, quando utilizados em publicações sobre a composição do interior da Terra. "Ser" deve ser entendido como "pode ser", nas melhores das hipóteses, e como "há uma vaga indicação, ainda muito longe de ser confirmada", na pior destas. Aquele, fazendo uma revisão criteriosa do estado atual do nosso conhecimento sobre o Manto Superior (2), chegou à conclusão de que o modelo mais aceito por petrologistas da atualidade é apenas a proposição menos vetada, ainda havendo a possibilidade de grandes transtornos na hora em que um fato novo, concreto e contraditório, seja divulgado.

Dito isto e, ao mesmo tempo, chamando a atenção para o fato de que essa atitude não é de desprezo, e, sim, completamente científica, passa-se à revisão da situação atual dos conhecimentos sobre a estrutura interna da Terra e de sua composição.

A Subdivisão da Terra

Vários pesquisadores contribuíram para o atual modelo da subdivisão da Terra, cujo principal elemento de apoio é a distribuição das velocidades de ondas sísmicas com a profundidade (3). A versão apresentada aqui é bastante recente (1) e está ilustrada na fig. 3.1.1.

A crosta da Terra corresponde à porção mais externa, que se estende desde a superfície até a primeira grande descontinuidade na velocidade de propagação das ondas sísmicas, a chamada Descontinuidade de Mohorovicic, descontinuidade "M" ou "Moho". Encontra-se numa profundidade de 10 a 12 km, sob a maioria das regiões oceânicas, e de 30 a 80 km sob as regiões continentais, a última profundidade correspondendo à sua profundidade sob as raízes mais profundas, em regiões orogenéticas.

O Manto Superior estende-se desde a descontinuidade "M" até uma profundidade de cerca de 900 km, enquanto que o Inferior continua desde essa profundidade até 2.900 km. O Manto Superior possui uma estrutura diferenciada, uma vez que a cerca de 50 a 100 km as ondas sísmicas sofrem uma brusca diminuição em sua velocidade. Essa zona de atenuação, a zona de baixa velocidade ("low velocity" ou, simplesmente, LVZ) se estende até 150 a 200 km, sob as regiões oceânicas, enquanto que, sob os continentes, pode ser fracamente definida; porém, onde ocorre, estende-se aos 400 km, aproximadamente. A uma profundidade média de 400 km e prolongando-se até cerca de 900 a 1.000 km, tem-se um aumento nas velocidades sísmicas, o que é interpretado como o resultado de

(1) Ringwood, 1975.
(2) Yoder, 1976.
(3) Jeffrey, 1939; Gutenberg, 1951, 1958; Bullen, 1947.

um aumento concomitante na densidade das rochas. Uma grande parte do aumento total da velocidade está restrita a gradientes abruptos em dois intervalos, a 400 e 650 km de profundidade. Ringwood (op. cit.) considera essa zona de transição como uma zona à parte, que separa o Manto Superior propriamente dito do Inferior.

A segunda grande descontinuidade, a de Gutenberg, ocorre a 2.900 km, separando o manto do núcleo. No núcleo externo, as ondas sísmicas não se propagam e, portanto, atribui-se a esse um estado físico líquido. Ele se estende desde 2.900 até aos 5.200 km de profundidade. O núcleo interno, sólido, estende-se de 5.200 a 6.700 km, onde se encontra o centro da Terra.

Os dados referentes às dimensões de cada uma das camadas que compõem a Terra encontram-se na tabela 3.1.1.

Fig. 3.1.1 – Principais subdivisões da Terra. Apud Ringwood, 1975, p. 6.

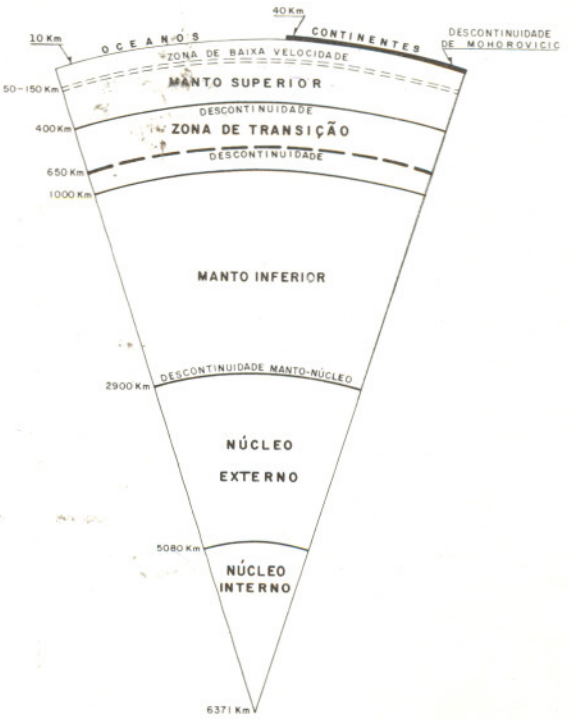


TABELA 3.1.1 – DADOS SOBRE AS GRANDES SUBDIVISÕES DA TERRA, APUD RINGWOOD, 1975

Região	Profundidade dos limites (km)	Fração de (volume)	Massa (10^{25} g)	Fração de massa total	Fração de massa do manto
Crosta	0 – Moho	0.008	2.4	0.004	0.006
Manto Superior	Moho – 400	0.16	62	0.10	0.15
Zona de Transição	400 – 1.000	0.22	100	0.17	0.24
Manto Inferior	1.000 – 2.900	0.44	245	0.41	0.6
Núcleo Externo	2.900 – 5.100	0.154	189	0.32	–
Núcleo Interno	5.100 – 6.371	0.008	–	–	–

A CONSTITUIÇÃO MINERALÓGICA DAS CAMADAS DA TERRA

A Crosta Continental

A espessura da Crosta Continental é bastante variável. Em áreas de crosta atenuada, como, por exemplo, na "Basin and Range", dos EUA, ou nas vizinhanças do "graben" do rio Reno, na Alemanha, é de 25 a 30 km. Sob os escudos velhos e estáveis, é de 30 a 40 km. Em áreas orogenéticas, a espessura pode atingir um valor na faixa dos 70 – 80 km, nas regiões em que há uma colisão continente-continente. Portanto, à esquerda da fig. 3.1.1, representa-se a situação típica debaixo dos continentes-escudo.

As velocidades sísmicas variam bastante, dentro das diversas províncias geológicas, fato que impede uma generalização mais abrangente acerca da estrutura continental. Além do mais, a Crosta Continental abaixo das regiões orogenéticas parece ser mais complexa do que nas outras regiões. De qualquer maneira, a evidência para a existência de camadas é encontrada em perfis sísmicos.

Ondas sísmicas com uma velocidade V_p entre 5,8 e 6,4 km seg^{-1}, na Crosta Superior, indicam uma composição granítica para a mesma, uma vez que as velocidades coincidem com aquelas típicas para as rochas ígneas/félsicas e metamórficas. A composição química média das rochas cristalinas continentais se aproxima da de um granodiorito (4) (Ver tabela 3.1.2). Os estudos sobre a densidade dessas rochas (5) indicam uma densidade de 2,74 $g.cm^{-3}$ para a Crosta Superior.

(4) Poldervaart, 1955.
(5) Birch, 1958, 1950, 1961; Guttenberg, 1955; Parkiser e Robinson, 1966.

TABELA 3.1.2 – COMPOSIÇÃO MÉDIA DA CROSTA CONTINENTAL. POLDEVAART, 1955, MODIFICADA POR RINGWOOD, 1975

Componente	Percentagem em Peso
SiO_2	66,4
TiO_2	0,6
Al_2O_3	15,5
Fe_2O_3	2,8
FeO	0,1
MnO	2,0
MgO	3,8
CaO	1,8
Na_2O	3,5
K_2O	3,3
P_2O_5	0,2

Densidade estimada: 2,69 g/cm^3
V_p (estimada) : 6,25 km/seg

A descontinuidade de Conrad, nem sempre detectada, representa a divisão entre as crostas Superior e Inferior. Sua presença não está definida de uma maneira homogênea, o que sugere que, em algumas regiões, a transição entre as crostas Superior e Inferior não é nítida. A composição da Crosta Inferior é menos conhecida, uma vez que a Crosta Superior pode ser estudada, diretamente, por observações de campo, enquanto a natureza da inferior se revela, apenas, por deduções e inferência, partindo-se dos resultados da sismologia e da petrologia experimental. Sobre a composição da Crosta Inferior existem algumas hipóteses. As velocidades sísmicas observadas na faixa de 6,5 a 7,2 km.seg^{-1}, em algumas regiões

até 7,8 km.seg^{-1}, são compatíveis com as velocidades determinadas, no laboratório, para as rochas de composição basáltica. Muitos autores são favoráveis à idéia de que a Crosta Inferior é realmente formada por essas rochas (1) e, dessa forma, a hipótese de que a crosta é quimicamente zonada, com granito na sua parte superior e gabro na inferior, tem sido largamente aceita. No entanto, essas camadas, quimicamente distintas, devem ser distribuídas, de uma maneira heterogênea, dentro de grandes regiões.

O estudo dos campos de estabilidade de assembléias minerais das rochas basálticas, entretanto, está em desacordo com a possibilidade de sua ocorrência na Crosta Inferior, uma vez que as paragêneses minerais, típicas de basaltos, não possuem a estabilidade termodinâmica necessária, que permita sua existência sob as condições tidas como vigentes na Crosta Inferior. Uma composição basáltica em equilíbrio termodinâmico sob as condições relativamente anidras, comuns à Crosta Inferior, deve ser encontrada como eclogito (clinopiroxênio jadeítico mais granada), em regiões de baixo fluxo calorífico, como se supõe, ocorre abaixo dos escudos continentais. O eclogito possui propriedades de V_p = 8,4 km.seg^{1} e de d = 3,5 g.cm^{-3}. Por outro lado, o granada-granulito, com V_p de 7,3 a 8,0 km.seg^{-1}, também não corresponde às exigências do modelo geofísico.

O registro das velocidades sísmicas regionais, em torno de 6,6 a 7,2 km.seg^{-1}, para a Crosta Inferior Seca, implica na presença de minerais de velocidades sísmicas baixas em quantidades relativamente altas. Tais minerais são representados por quartzo e feldspato, cuja presença é necessária para contrabalançar a presença de minerais com velocidades sísmicas muito altas, como a granada e o clinopiroxênio. Aparentemente, uma Crosta Inferior de composição intermediária, como, por exemplo, quartzo-diorito, na facies eclogito, fornece a melhor concordância com as propriedades físicas inferidas para a Crosta Inferior. Alternativamente, as rochas de composição diorítica, na facies granada-granulito, podem estar presentes.

Assim, já surge uma inconsistência. A composição média de uma crosta composta de rochas félsicas, na sua camada superior, e de rochas intermediárias, na inferior, deveria ser mais félsica que a média derivada por modelos geoquímicos. Por outro lado, naquelas regiões em que a Crosta Inferior possui velocidade mais alta, condizente com uma composição química mais máfica na "facies" granada-granulito, a composição média da crosta pode atingir aquela de um andesito ou diorito, como exigido pelos modelos geoquímicos (1).

Um outro modelo aplicável a determinadas regiões da crosta (6) sugere que a Crosta Inferior é composta de gabros e anortositos, em "facies" de alto grau metamórfico. As assembléias mineralógicas consistem em plagioclásio + ortoclásio + granada + piroxênio ± cianita, que possuem velocidades sísmicas compatíveis com aquelas observadas. Nessas regiões, propõe-se que as Crostas Superior e Inferior, podem ter uma relação genética. O resíduo refratário da fusão de uma crosta andesítica, representado por gabros e anortositos, formaria a Crosta Inferior, enquanto que o produto de fusão, mais félsico, produziria, por cristalização, a Crosta Superior.

As conclusões acima citadas dizem respeito a regiões onde a pressão parcial de água é baixa, ou seja, há pouca água presente. Em regiões dotadas de bastante água e que mantêm suas temperaturas inferiores a 600°C, aproximadamente, as rochas de composição basáltica ocorrem sob a forma de anfibolitos, provavelmente na "facies" almandina-anfibolito.

As velocidades sísmicas primárias, entre 7 e 7,6 km.seg^{-1} e densidades entre 3 e 3,25 km.seg^{-1}, são esperadas nessas condições, onde assembléias, incluindo anfibólio, plagioclásio, epidoto e granada, devem ocorrer. Tais valores são algo mais altos do que os observados na Crosta Inferior, em regiões estáveis. Não obstante, anfibolitos interestratificados com rochas de composição granítica emprestariam as características sísmicas observadas e dotariam a Crosta Inferior com uma composição básico-intermediária, nessas regiões. Em regiões de plataformas menos evoluídas, observam-se velocidades sísmicas primárias, onde V_p se encontra entre 7,0 e 7,5 km.seg^{-1}, e, nessas regiões, o anfibolito pode ser o principal constituinte.

Em resumo, a Crosta Continental Inferior deve ser composta por um dos seguintes tipos de rocha: anfibolito básico, rochas intermediárias das "facies" granulito e eclogito, e anortosito ou gabro. A importância da Crosta Continental na gênese de rochas ígneas reside em dois fatores. Primeiro, qualquer magma gerado num nível abaixo da Crosta Continental tem que atravessar, pelo menos, uma parte desta, para atingir seu lugar de solidificação. Assim há a possibilidade de o magma interagir quimicamente com a crosta, sofrendo, em conseqüência, uma modificação de sua composição. Segundo, a Crosta Continental representa, de qualquer maneira, matéria pouco refratária, em relação às demais camadas da Terra. Perturbações térmicas, sejam causadas pela invasão de magma basáltico, sejam por transferência física de calor, podem chegar a causar uma fusão parcial, ou anatexia, da crosta. Os produtos de tal fusão podem ser mais félsicos do que ela própria.

A Crosta Oceânica

A estrutura da Crosta Oceânica consiste em diversas camadas (desenho à direita da fig. 3.1.2, ver também caps. 1.2 e 2.1). A primeira delas, composta de sedimentos não-consolidados e chamada de camada 1, se sobrepõe à camada 2, que é formada por intercalações de rochas extrusivas, na sua parte superior, e por rochas intrusivas, na sua parte inferior. Ambas as camadas já foram amostradas por sondagens realizadas nas bacias oceânicas. Também foram observadas em seqüências, hoje encontradas na superfície da crosta e que são consideradas como seções de Crosta Oceânica Velha, trazidas à Crosta Continental por forças tectônicas. São os chamados ofiolitos. Caracteristicamente, as rochas extrusivas, com estruturas em almofadas, apresentam uma porosidade residual muito acentuada, enquanto que, na sua parte inferior, a camada 2 parece constituir-se de enxames de diques máficos, bem como de intrusões concordantes e discordantes da mesma composição. A camada 3 está em contato com o Manto Superior e representa o componente principal na seção vertical da Crosta Oceânica. Quanto à sua composição, há duas hipóteses. Na primeira (7), cogita-se de uma composição ultramáfica serpentinizada, enquanto, na outra (1), de uma composição máfica.

A favor da primeira hipótese, pode-se citar os seguintes argumentos:

a) A mistura de 60 – 70% de serpentina, com 40 – 30% de peridotito, forneceria velocidades sísmicas primárias V_p na faixa observada, que é de 6,7 km.seg^{-1}, aproximadamente.

b) O peridotito é um componente que muito provavel-

(6) Green, 1970.

(7) Hess, 1962, 1964, 1965.

mente se encontra no Manto Superior. O peridotito serpentinizado foi recolhido em dragagens feitas em escarpas de falhas, na Crosta Oceânica, onde a camada 3 deve aflorar.

c) As interpretações de magnitudes e ocorrências de anomalias magnéticas (ver cap. 3.2) sugerem que a camada 2 é a fonte principal das orientações magnéticas observadas no assoalho oceânico. Assim, a camada 3 pode ser apenas fracamente magnetizada, o que ocorreria com rochas serpentinizadas.

d) Os serpentinitos podem ser gerados por hidratação das rochas provenientes do Manto Superior, quando a temperatura destas desce abaixo de 500°C. A descontinuidade "M" pode representar, assim, uma isoterma fóssil da reação peridotito ⇌ serpentinito.

Essa hipótese encontra dificuldades quando se chega a considerar os valores observados para as velocidades de ondas sísmicas secundárias (V_s), em rochas ultramáficas serpentinizadas, que diferem, fundamentalmente, daqueles observados para a Crosta Oceânica, nessa camada. Por causa dessa dificuldade e outras, propôs-se uma hipótese alternativa, na qual a camada 3 se constituiria de rochas máficas ígneas anidras ou de rochas metamórficas de composição basáltica, em baixo grau. Essa hipótese concorda com observações feitas em ofiolitos (8), muito embora estes possam conter porções basais de composição ultramáfica (9).

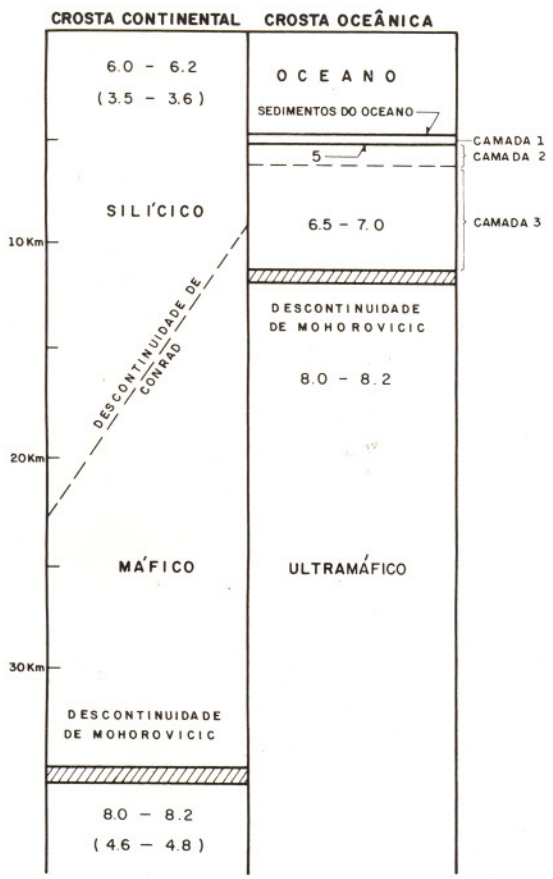


Fig. 3.1.2 – Seções da Crosta Continental, em áreas de escudos estáveis, e da Crosta Oceânica. Apud Spencer, 1969, p. 298.

(8) Davies, 1968, 1969; Moores e Vine, 1971.
(9) Revisão por Coleman, 1977.

A Crosta Oceânica, de acordo com a Teoria de Tectônica de Placas (ver cap. 3.2), é gerada nas dorsais mesoceânicas e destruída nos arcos de ilhas de margens continentais. Nesses ambientes, ela pode participar da geração dos magmas, contribuindo para isso componentes de seu capeamento sedimentar e de suas partes ígneas.

O Manto

O manto, que ocupa 83%, aproximadamente, do volume da Terra e 67% de sua massa, parece desempenhar um papel muito importante no que se refere à geração dos magmas, desde a época da formação da Terra, pois de sua fusão parcial redunda a formação de lavas máficas e ultramáficas, em cuja ascensão à superfície, solidificação e retrabalhamento em profundidade, originam-se muitas das rochas ígneas dos continentes e oceanos. No entanto, ainda é incerto o papel de suas partes mais profundas (200 km, aproximadamente), na gênese dos magmas, uma vez que muitos dos estudos experimentais e observações de campo conseguem explicar as características das rochas ígneas, em termos das supostas propriedades das partes mais rasas do manto.

A densidade do manto deve crescer desde 3,5 $g.cm^{-3}$, na descontinuidade "M", até 5,5 $g.cm^{-3}$, nas proximidades do núcleo. O crescimento não é suave e mostra uma série de degraus, que acusam mudanças significativas em profundidades de 400 e 650 km. Assumindo-se que haja uma similaridade entre a constituição interna da Terra e a gama de tipos apresentados pelos meteoritos pétreos, presumivelmente resultantes da desintegração de um corpo planetário semelhante à Terra, a composição do manto deve possuir as seguintes características (10):

a) Mais do que 90% em peso do manto é representado por silício, magnésio, ferro e oxigênio, que podem ser considerados em termos de seus minúsculos óxidos. Nenhum outro óxido excede 4%.

b) Os óxidos de alumínio, cálcio e sódio devem totalizar 5 a 8%.

c) Mais do que 98% do manto é representado por esses seis óxidos, e nenhum outro excede 0,6%.

As concentrações dos demais elementos não são bem definidas. Os óxidos maiores estão combinados em diversos minerais das rochas que compõem o manto.

Além da configuração estrutural do manto, fornecida pelas ondas sísmicas, as rochas supostamente derivadas dele são encontradas como fragmentos, nódulos ou inclusões, em determinadas rochas ígneas que chegam à superfície. Assim, as cunhas das partes mais altas do Manto Superior encontram-se nos ofiolitos; os basaltos alcalinos podem trazer fragmentos de um nível correspondente a 60 – 80 km, aproximadamente, e kimberlitos, outros que vêm de 100 a 150 km, aproximadamente. Através do estudo dessas inclusões e seus componentes minerais e de experiências de laboratório realizadas sobre suas estabilidades, pode-se estimar os regimes de temperatura e pressão vigentes quando da imposição do equilíbrio termodinâmico. Desta forma, torna-se possível traçar um esboço do zonamento composicional, pelo menos das partes superiores do Manto Superior (ver cap. 2.4).

Há uma outra fonte de informações sobre a composição do Manto Superior, que é a composição do magma dele derivado por processos de fusão parcial. Embora seja muito

(10) Wyllie, 1976.

provável que muitos dos magmas que chegam à superfície da Terra sofram modificações durante sua ascensão (ver cap. 1.2), os resultados combinados das experiências de fusão parcial e do modelamento de processos ígneos permitem tecer-se algumas considerações sobre a provável natureza do Manto Superior. Chega-se à conclusão de que a composição granada-peridotito, ou suas modificações de baixa pressão, espinélio-peridotito e plagioclásio-peridotito, é a mais provável.

Essas conclusões concordam com aquelas derivadas por estudos de nódulos e sua estabilidade, também pelo fato de possuir densidades e velocidades sísmicas condizentes com aquelas exigidas pelos modelos geofísicos (11). Além disso, há uma relação muito forte entre a sua composição e a dos meteoritos, material supostamente derivado de um planeta zonado, que foi fragmentado.

Quanto ao Manto Inferior, sua composição é bem mais incerta. No entanto, novas técnicas experimentais a pressões ultra-altas e temperaturas altas (ver cap. 2.3) já possibilitaram a investigação de sistemas sob condições que correspondem àquelas das partes inferiores do Manto Inferior. Conseqüentemente, prevê-se uma evolução rápida em nossos conhecimentos. Antes do advento dessas técnicas, os modelos desenvolvidos partiram de premissas quanto à composição química provável do manto e ao comportamento do conjunto mineralógico de baixa pressão, quando submetido a pressões cada vez maiores. Contou-se, também, com a ajuda de cálculos teóricos baseados no comportamento de sistemas análogos aos silicatos, tais como os germanatos, menos difíceis de serem tratados no laboratório, por exigirem pressões bem mais baixas para promover transformações de fase.

De modo geral, são previstas mudanças de fase, com a produção de minerais cujas estruturas são cada vez mais densas de acordo com o aumento da pressão (12; tabela 3.1.3, fig. 3.1.3). No caso, as bruscas variações das velocidades sísmicas observadas a 400 e 650 km de profundidade se devem à transformação de olivina para uma estrutura de espinélio e clinopiroxênio aluminoso, numa estrutura de granada, sendo incorporado em granada já existente. Associado a tal mudança de fase, há um aumento de densidade de cerca de 10%. A 650 km de profundidade, que corresponde a uma pressão de 200 kbar, aproximadamente, os silicatos sofrem rearranjos entre seus átomos, o que é acompanhado por um aumento no número de coordenação do silício, de quatro para seis. Assim, dá-se origem a minerais desconhecidos na crosta. Como um

TABELA 3.1.3 – MINERALOGIA DO MANTO PERIDOTÍTICO. APUD RINGWOOD, 1969 e WYLLIE, 1971, COM MODIFICAÇÃO

Profundidade (km)	Associações minerais e transformações	Minerais – percentagem em peso	Coordenação	Densidade à pressão zero
Até 80	Plagioclásio-peridotito Espinélio-peridotito			
	Olivina	55-65		
	Ortopiroxênio	21-27		
	Clinopiroxênio	11-14		
	Espinélio	1-3		
80-350	Granada-peridotito		Si-4	3,38
	Olivina	57	Mg, Fe, Ca	
	Ortopiroxênio	17	-6,8	
	Clinopiroxênio	12		
	Granada	14		
350-450	Piroxênio-granada Olivina-espinélio			
450-600	Espinélio	57	Si-4,6	3,66
	Granada	39		
	Jadeíta	4		
600-700	Espinélio → estrutura de Sr_2PBO_4 ou MgO + estrutura de ilmenita			
	Granada → estruturas de ilmenita + perovskita			
	Jadeíta → estrutura de cálcio-ferrita			
700-1.050	Solução sólida de ilmenita	36	Si, Mg, Fe	3,99
	Estrutura de plumabato de estrôncio	55	-6	-4,03
	Perovskita, $CaSiO_3$	6,5		
	Cálcio-ferrita, $NaAlSiO_4$	2,5		
1.050-1.150	Transformação para as fases mais densas do que mistura de óxidos isoquímica.			
1.150-2.900	Especulativo. Depende de sistemas análogos de germanatos, estudos de ondas sísmicas e experiências a ultrapressões com a cela de diamante		Si,-6 Mg, Fe 6	7% mais alta do que óxidos misturados

(11) Yoder, 1976.

(12) Ringwood, 1969, com modificações por Wyllie, 1971.

exemplo, citamos a transformação do espinélio (derivado por transformação da olivina), num mineral com a estrutura de plumbato de estrôncio ou numa mistura de óxido de magnésio, e um mineral com a estrutura de ilmenita. Uma outra transformação prevista (13) e agora confirmada por experiências (14), é a da granada, num mineral com estrutura de ilmenita, o que ocorre a 750 km de profundidade.

O modelo para profundidades superiores a 750 km, apresentado na tabela 3.1.3, pode ser comparado a resultados obtidos em experiências de laboratório (15). Estes demonstram que os silicatos ferromagnesianos decompõem-se, originando óxidos de ferro, de magnésio e de silício. A pressões e temperaturas ainda maiores, os óxidos de ferro ferroso podem decompor-se, formando óxidos férricos e ferro metálico. Se assim for, o que alguns acreditam ser um problema na evolução da Terra, ou seja, a formação simultânea da crosta altamente oxidada e um núcleo reduzido, a partir de uma mistura homogênea de ferro silicatos, estaria resolvido.

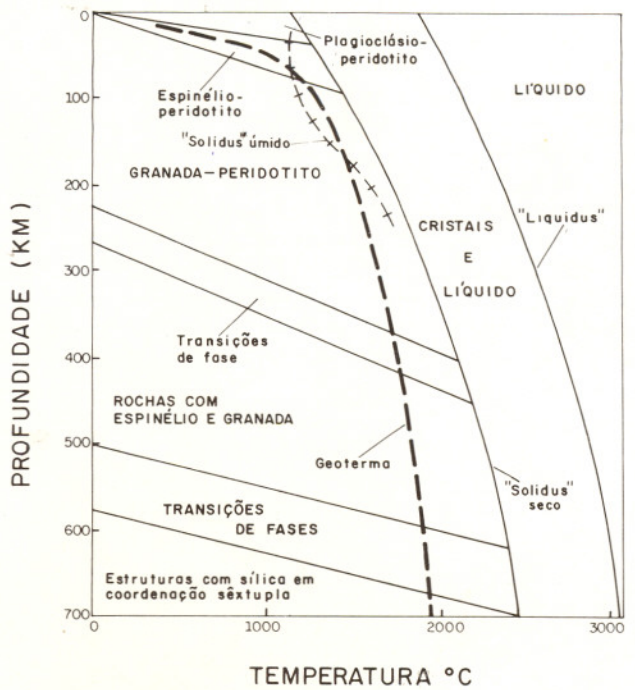


Fig. 3.1.3 – Diagrama P – T de fases para os peridotitos do manto, mostrando a geoterma (– – – –), o "solidus" e os "liquidus" secos dos peridotitos, e o "solidus" do manto úmido. Apud Wyllie, 1975, p. 60 e Ringwood, 1975, p. 155.

O Núcleo

Pouco se sabe sobre o núcleo, exceto que sua porção mais externa é líquida, e a mais interna, sólida. A sua massa, conhecida através da geofísica, corresponde a 32,4% da massa total da Terra. A pressão reinante no intervalo do limite entre o Manto Inferior e o núcleo é de 1,2 Mbar, enquando que entre os núcleos externo e interno é de 1,8 Mbar. As temperaturas reinantes no núcleo não são bem conhecidas, mas, certamente, são superiores a 3.000°C.

(13) Clark e outros, 1964; Ringwood, 1962.
(14) Liu, 1977.
(15) Basset e Ming, 1972.

A densidade do núcleo externo parece ser, pelo menos, 10% mais baixa do que a do ferro sob as prováveis condições de temperatura e pressão ali predominantes. Esse fato sugere que o núcleo contém um elemento de densidade mais baixa do que a do ferro. Os três candidatos mais prováveis são o oxigênio, o enxofre e o silício. Mason (16) admitiu que o manto e o núcleo estão em equilíbrio, fato que elimina a possibilidade do silício livre estar presente no núcleo, se este contém uma apreciável quantidade de óxido de ferro ferroso, necessitando, assim, da presença de oxigênio. Em sua opinião, as exigências geofísicas e geoquímicas seriam satisfeitas num modelo para o núcleo que contém enxofre. Ringwood (17), entretanto, concluiu que a maior parte do enxofre na Terra primordial perdeu-se por volatilização antes ou durante a acreção do material que veio formá-la ou durante a separação do núcleo do manto, numa etapa precoce da evolução da Terra já acrecionada. Isto implica em dizer-se que o manto e o núcleo não estão em equilíbrio químico atualmente, impossibilitando, assim, a presença do enxofre, no último. Portanto, Ringwood considerou o silício como o candidato mais forte.

A tabela 3.1.4 sumaria a composição provável do núcleo, segundo esses dois autores. Quanto aos demais elementos, Ringwood considera que os elementos-traço não-voláteis, tais como U, Th, Ba, Sr, Ta, Hf, e os lantanídeos migraram para o Manto Superior e a crosta, durante o evento termal que redundou em fusão parcial ou total do manto, e, na separação do núcleo, que ocorreu cerca de $4{,}55 \times 10^9$, anos atrás, durante a formação da Terra.

3.1.4 – COMPOSIÇÃO DO NÚCLEO, SEGUNDO MASON, 1966, E RINGWOOD, 1966

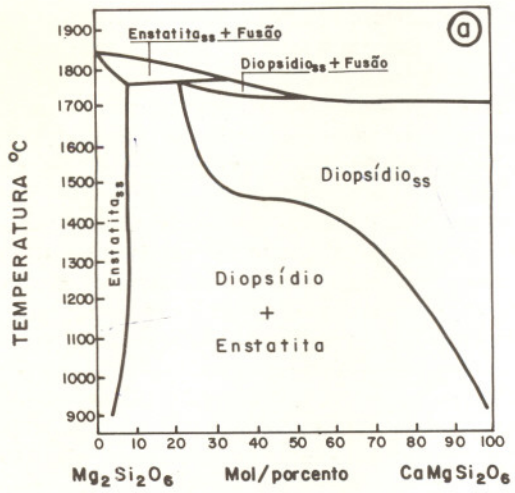
Elemento	Mason (1966)	Ringwood (1966)
Fe	86	84
Si	–	11
Mg	6.0	–
S	7.4	–
Ni	–	5.3
Co	0.4	–

PRESSÃO E TEMPERATURA NO MANTO

A geoterma é a curva que define a relação entre a temperatura e a profundidade, dentro da Terra. Determina-se a geoterma por diferentes processos. Um modelo (18) considera a transferência de calor produzido dentro da Terra por desintegração de elementos radioativos e também pela tendência natural da Terra, a sofrer um processo de arrefecimento. Adota como dados básicos as medidas do fluxo de calor na superfície da Terra, a distribuição dos diversos tipos de rocha dentro da Terra, cujas condutividades são conhecidas, e a distribuição em profundidade dos elementos radioativos, fontes de produção da calor dentro da Terra. Esse modelo foi contestado (19) com base na teoria de tectônica de placas (ver cap. 3.2) e por observações de vulcanologia, que mostram que convecção e transporte de calor à superfície por magmas são mecanismos termais bem mais importantes do que a condução.

(16) Mason, 1966.
(17) Ringwood, 1966.
(18) Clark e Ringwood, 1964.
(19) Verhoogen, 1973.

Além disso, ligado aos movimentos das placas, há transporte de calor, num sentido horizontal, causado pelo movimento mecânico das placas.



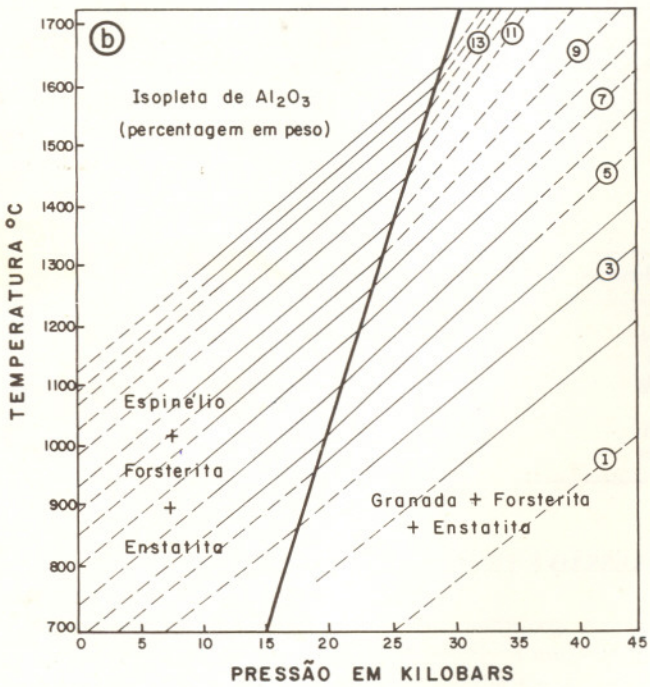


Fig. 3.1.4 – a) Relação de fases no sistema $Mg_2Si_2O_6$ – $CaMgSi_2O_6$ a 30 kbar de pressão, segundo Davis e Boyd, 1966. b) Teores de Al_2O_3 em enstatita, coexistindo com espinélio ou piropo no sistema $MgO - Al_2O_3 - SiO_2$. Apud MacGregor, 1974a, fig. 2

Há outras maneiras de determinar-se a geoterma. Os nódulos peridotíticos trazidos à superfície por determinadas rochas ígneas atestam a existência de plagioclásio-peridotito, espinélio-peridotito e granada-peridotito, no topo do manto. As experiências de laboratório definiram as condições de temperatura e pressão, associadas às transformações de fase, que produzem um tipo de peridotito a partir de outro. A figura 3.1.3 apresenta um diagrama de fase do tipo P – T, que localiza as curvas referentes a essas reações. Sabe-se também que, com exceção da zona de baixa velocidade e das regiões nas quais há um fluxo anormal de calor, o Manto Superior deve ser predominantemente sólido. Portanto, a geoterma deve cair a temperaturas inferiores àquelas determinadas para o "solidus" de peridotitos. A raridade dos nódulos do plagioclásio-peridotito atesta o fato de a geoteema sair rapidamente do campo de estabilidade do mesmo. Assim, a posição da geoterma é determinada de uma maneira qualitativa.

No capítulo 2.4, apresentaram-se os resultados da aplicação de geotermômetros e geobarômetros de piroxênios aplicados ao caso dos nódulos peridotíticos, especialmente aqueles encontrados em kimberlitos. Essas rochas são, predominantemente, encontradas nos continentes. Assim, as assembléias de nódulos podem ajudar a definir a geoterma referente às regiões continentais, mais especificamente aos escudos continentais. Acontece que, até profundidades de 100 a 150 km, há uma boa concordância entre os resultados obtidos dessa maneira e a geoterma teórica acima citada (fig. 3.1.5). Em profundidades superiores, pode haver uma divergência cuja origem foi discutida naquele capítulo.

Quanto à geoterma para regiões oceânicas, ainda não foi feito um trabalho semelhante àquele acima descrito. No entanto, desconfia-se de que os resultados possam vir a contestar a validade dessa geoterma. Os magmas portadores de nódulos, de maneira geral basaltos alcalinos, ocorrem, principalmente, em ilhas oceânicas isoladas, cuja origem se deve à ação diapírica. Portanto, o fluxo de calor deve ser influenciado por esse fenômeno, justamente como previsto na crítica ao modelo. Em contraste, a ascensão de kimberlitos, a partir de um determinado nível, parece envolver uma atividade talvez até explosiva de uma parcela muito pequena do magma (ver vol. 2), cuja influência sobre o regime termal no manto deve ser pequena.

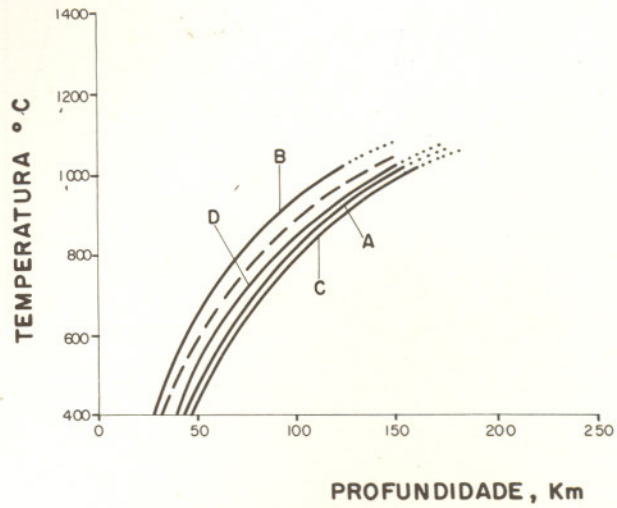


Fig. 3.1.5 – Geotermas medidas para determinações em piroxênios coexistentes em nódulos ultramáficos, comparados à Geoterma Continental de Clark e Ringwood, 1964 (– – – –). São omitidas as partes inflexionadas, discutidas no cap. 2.4. A, geoterma medida a partir do teor de Al_2O_3 na enstatita, sem correções. B, com correção para o efeito de Fe, segundo Wood e Banno, 1973. C, com correção, pela presença de Na, feita antes do cálculo da pressão. D, com correção, pela presença de Cr e Na, antes do cálculo da pressão. Temperaturas estimadas a partlr da fig. 3.1.5a, utilizando-se a razão Ca/(Ca + Mg), nos diopsídios.

O Significado da Zona de Baixa Velocidade

O traçado da geoterma possibilita uma explicação para a zona de baixa velocidade. Embora a curva da geoterma não atinja a do "solidus" do peridotito seco (fig. 3.1.4), o faz na

presença de uma pequena quantidade de água (ver a curva referente ao "solidus" úmido dessa figura). Assim, a zona de baixa velocidade pode ser o resultado da fusão incipiente do Manto Superior, quando este é ligeiramente hidratado. A fusão incipiente resulta na produção de pequenas quantidades de magma, estimadas em 0,3 a 3% do volume e que permanecem aprisionados nos interstícios intergranulares do manto.

A zona de baixa velocidade representa, assim, uma zona de fraqueza relativa, onde a parte superior do Manto Superior e a crosta acompanhante ficam desacopladas do restante do Manto Superior. Além disso, a zona de baixa velocidade representa um enorme reservatório do magma preso por sua incapacidade de se libertar (ver vol .2), mas que pode chegar a ser libertado durante episódios de diapirismo. Esse magma deve concentrar todos os componentes menos refratários e, provavelmente, os componentes voláteis presentes no manto.

O Papel das Camadas da Terra na Gênese dos Magmas

Tem sido demonstrado que as Crostas Oceânica e Continental, a parte superior do Manto Superior e, provavelmente, a zona de baixa velocidade e, ainda, a parte subjacente do Manto Superior podem desempenhar papéis importantes na gênese dos magmas. No vol. 2, discutem-se os argumentos que conduzem a tal afirmação. Por outro lado, é bem menos certo até que ponto as camadas inferiores da Terra contribuem para a gênese dos magmas. Na verdade, apenas os kimberlitos parecem advir de profundidades maiores do que 150 km. A grande maioria dos outros tipos de magma apresenta sinais de ter sofrido fases de equilíbrio em níveis internos bem mais rasos.

Recentemente, entretanto, têm surgido as primeiras sugestões de que o processo de diapirismo profundo pode trazer alguns vestígios químicos da ascensão e equilíbrio dos diápiros, com as partes mais profundas do manto. Anomalias de composição química são observadas em lavas da Islândia (20), das ilhas dos Açores (21) e das ilhas Galápagos (22).

Em outros casos, a evidência para a existência de diápiros ou plumas vem da geofísica, como é o caso das ilhas do Havaí, discutida no capítulo 1.2. Toda evidência tem sido contestada: no caso da Islândia, o próprio argumento químico é debatido (23); no das ilhas dos Açores, por análise do padrão de esforços tectônicos na região (24); e, no caso das ilhas Havaí, pela inadequação dos dados geofísicos (ver cap. 1.2). Porém, há de considerar-se a possibilidade de que os argumentos originais se mantêm válidos.

Há, ainda, uma outra fonte de informações, que conduz à desconfiança de que as camadas realmente profundas da Terra possam influenciar a composição dos magmas observados à superfície. Entre as poucas ocorrências de ferro metálico em rochas ígneas, algumas podem ser explicadas, por exemplo, por reações de redução agindo sobre óxidos e silicatos e promovidas por interação do magma com sedimentos extremamente ricos em matéria orgânica reduzida. Por outro lado, uma ocorrência de josefinita, uma liga de níquel (55 – 75%, em peso) e ferro (20 – 45%, em peso), aparentemente associada a um ofiolito, levanta a possibilidade de que o material do núcleo, modificado bastante durante sua ascensão à superfície, pode contribuir para a composição das rochas ígneas (25).

Como já salientado, nenhuma evidência acima citada é aceita por unanimidade, e, conseqüentemente, a questão do envolvimento das camadas inferiores da Terra, na gênese dos magmas, está em aberto, aguardando testes mais completos para essa hipótese.

(21) Schilling, 1975b.
(22) Schilling e Bonatti, 1975.
(23) O'Nions e outros, 1976.
(24) Ferrand e outros, 1980.
(25) Bird e Wethers, 1975; Bird e outros, 1974.

LEITURAS RECOMENDADAS

Um sumário muito interessante, escrito em linguagem acessível, encontra-se em:

Wyllie, P.J. – 1976 – The Earth's Mantle. Scientific American, 232 nº 3, pp 50 – 63.

Outras obras recomendadas são:

Wyllie, P.J. – 1971 – The Dynamic Earth: Textbook in Geosciences. John Wiley Nova Iorque. 416 pp. Recomendamos os Capítulos 3, 5, 6 e 7.

Ringwood, A.E. – 1975 – Composition and Petrology of the Earth's Mantle.
McGraw – Hill, New York, 618 pp.

Além dessas referências, recomenda-se, fortemente, a consulta dos relatórios anuais do Diretor da Instituição Carnegie, de Washington, especialmente do Laboratório de Geofísica e do Departamento de Magnetismo Terrestre. Em artigos geralmente curtos, é relatado o recente progresso realizado por diversos pesquisadores daquela instituição, atualmente uma das mais fortes em todo o Ocidente.

QUESTIONÁRIO

1) Discuta o problema da determinação das geotermas Oceânica e Continental.

2) Que se sabe sobre o limite crosta – manto?

3) Que se sabe sobre o limite manto – núcleo, e como é que experiências a pressões ultra-altas com a cela de diamante podem lançar alguma luz sobre esse problema?

4) O que é responsável pela existência de uma zona de baixa velocidade no Manto Superior, e qual a sua importância?

5) Quais são as prováveis limitações sobre o aparecimento de material derivado do núcleo à superfície terrestre?

Capítulo 3.2.

A Teoria das Placas

A Teoria e Observações Relevantes à Petrologia Ígnea

A imagem de uma Terra estática, composta de crosta, manto e núcleo, foi modificada radicalmente com o advento da teoria da tectônica de placas. Nessa teoria, a parte externa da Terra divide-se num certo número de segmentos litosféricos, compreendendo a crosta (Oceânica ou Continental) e o Manto Superior, até o limite superior da astenosfera, ou zona de baixa velocidade. Essas placas, com uma espessura de 100 km, aproximadamente, movimentam-se lateralmente, ao deslizarem sobre a astenosfera (fig. 3.2.1). As placas, conseqüentemente, movem-se umas em relação às outras (fig. 3.2.2).

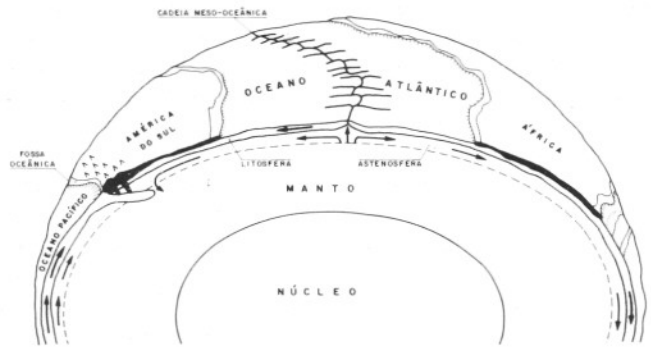


Fig. 3.2.1 – Representação esquemática de uma parte da Terra. Apud Wyllie, 1975, p. 51.

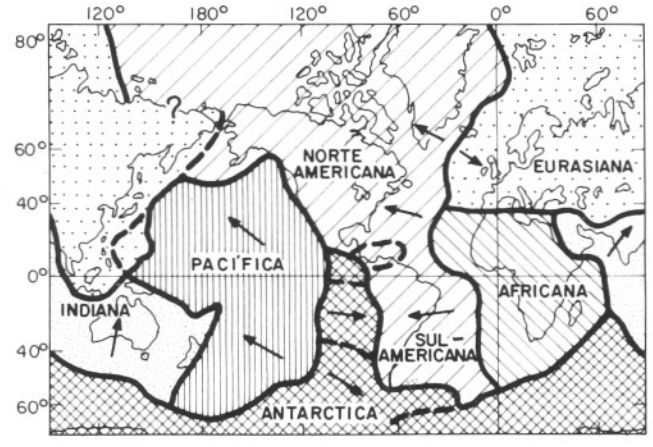


Fig. 3.2.2 – Distribuição de placas litosféricas rígidas na superfície da Terra. Apud Wyllie, 1976, p. 8, baseado em Isacks e outros, 1968 e Morgan, 1968.

As bordas das placas, onde se concentram terremotos e vulcanismo (fig. 3.2.3), podem ser do tipo divergente, como ocorre nas dorsais mesoceânicas ou vales "rift", nos continentes. Abaixo de uma dorsal oceânica, o material proveniente da astenosfera ou de níveis mais rasos ascende como diápiros e funde-se parcialmente, gerando lava, que é extravasada no vale central da dorsal, produzindo nova Crosta Oceânica. O processo nos vales "rift" dos continentes envolve a ascensão dos diápiros, deformação da crosta, para produzir domos e atenuação da espessura dela, separação parcial das placas com erupção de lavas e, também, fusão parcial da Crosta Continental, sob a influência de um regime de alto fluxo térmico.

Um segundo tipo de borda é o convergente, encontrado nas regiões das fossas oceânicas profundas. Para se compensar a geração da nova crosta nas dorsais oceânicas, é essencial, numa Terra de raio fixo, destruir um volume equivalente de crosta. Essa destruição ocorre nas áreas de convergência das placas. Uma placa vem de encontro a outra e move-se por baixo dela, sofrendo o processo chamado de subducção. Nessas zonas, onde duas placas oceânicas ou uma placa oceânica e outra continental se encontram, o material gerado nas dorsais mesoceânicas é levado de volta ao manto. Alternativamente, onde duas placas continentais colidem, ocorre um espessamento extremo da crosta.

Associado ao processo de destruição em zonas de subducção, a placa descendente pode sofrer fusão parcial, gerando numa colisão entre duas placas oceânicas rochas ígneas de composição intermediária, andesitos ou dioritos, de afinidade calcoalcalina, características desse ambiente. Numa colisão entre uma placa oceânica e outra, continental, os andesitos ou os dioritos são acompanhados por quantidade expressiva de material mais félsico, como granitos ou granodioritos e dacitos ou riolitos. Numa colisão entre os continentes, observam-se, também, conjuntos de produtos ígneos característicos.

A Teoria – Hipótese a Ser Testada ou Dogma Geológico?

A teoria de tectônica de placas acima descrita, junto a algumas observações relevantes à Petrologia Ígnea, representa uma linha de raciocínio que causou uma verdadeira revolução na Geologia, pois apresentou uma idéia unificadora numa ciência até então com rumos pouco definidos. Por exemplo, conseguiu esclarecer melhor a idéia da deriva continental formulada há muito (1), porém pouco aceita até a época da elaboração dessa nova teoria, o que se iniciou nos meados da década de sessenta (2). Desde então, sofreu algumas modificações com a aquisição de novos dados e ganhou muitos adeptos. No entanto, é necessário salientar-se que ainda está longe da perfeição, possuindo deficiências apontadas por alguns autores mais céptico s (3), esquecidas, entretanto, pelos adeptos para

(1) Wegener, 1912, encontrado em Wegener, 1929, traduzido para o inglês.

(2) Resumido no Scientific American, 1972; Willie, 1976a.

(3) Tais como, por exemplo, Meyerhof e Meyerhof, 1972 e Carey, 1958.

quem a teoria já se tornou dogma. Estes tentam estender a teoria até as épocas bem mais remotas da história da evolução da Terra, embora nesse caso haja um número crescente de vozes discordantes de acordo com o aumento de nosso conhecimento das condições vigentes naquelas épocas.

Quanto às teorias alternativas, salienta-se a da expansão da Terra, adiantada por Carey, cujas conseqüências produziram alguns dos mesmos efeitos observados hoje em dia. Nem na teoria da tectônica de placas nem na da expansão da Terra há um mecanismo que possa explicar a origem do fenômeno em termos adequadamente quantitativos e viáveis fisicamente. No caso da tectônica de placas, essa falta se deve à limitação do nosso conhecimento sobre natureza interna da Terra, sua evolução durante o tempo geológico, sobre os valores para parâmetros, tais como a viscosidade do manto, e assim por diante. No caso da teoria de expansão da Terra, é possível que a cosmologia atual, que aceita determinadas constantes, tais como a gravitacional, durante todo tempo e espaço, esteja errada. Essa posição quanto à constância das constantes já foi questionada por, entre outros, Dirac, porém suas idéias foram rebatidas por provas, que, embora limitadas, foram amplamente aceitas. Havendo inconstância temporal das constantes, uma teoria, tal como a da expansão, torna-se um forte candidato.

Por enquanto, expõe-se a teoria da tectônica de placas, ressaltando que ela possui seu lado compulsivo e seu lado duvidoso.

Terremotos

Há uma concentração de terremotos ao longo dos cinturões, como pode ser observado em diversos mapas (4) (ver fig. 3.2.3). Esses terremotos delineiam as bordas das placas rígidas, cuja sismicidade interna é reduzida em relação a suas bordas. A profundidade dos focos de terremotos fornece informações sobre a extensão das placas rígidas dentro da Terra. Estas têm, em média, uma espessura de cerca de 100 km e uma área de alguns milhares de km^2. Os terremotos de meia a grande profundidade (70 a, pelo menos 300 km) dispostos ao longo de planos inclinados – as chamadas zonas de Benioff, em homenagem ao seu descobridor –, delineiam as zonas de subducção, onde há destruição da litosfera, condicionada pela necessidade de se manter uma área constante da superfície da Terra. Os movimentos relativos das placas litosféricas adjacentes têm sido determinados pelo estudo dos mecanismos focais de terremotos, e a orientação média dos vetores de escorregamento para um dado cinturão de terremotos define a direção de movimento de algumas placas.

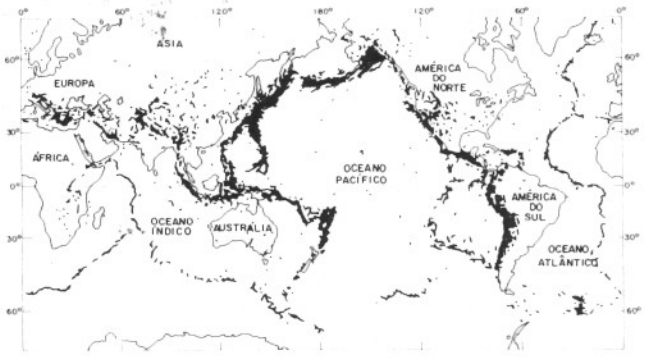


Fig. 3.2.3 – Distribuição de epicentros de terremotos registrados pelo U.S. Coastguard and Geodetic Survey, 1961 – 1967. Apud Barazangi e Dorman, 1969.

Os terremotos de meia a grande profundidade também se associam a cadeias de montanhas jovens onde não é evidente a existência atual das zonas de subducção e fossas oceânicas a elas ligadas. Focos de nível raso são encontrados em todos os ambientes de atividade tectônica, porém são os únicos associados às cadeias mesoceânicas e falhas do tipo transformal (ver mais adiante).

A tabela 3.2.1 resume as características de terremotos observadas em vários ambientes tectônicos.

É errado pensar-se que as partes internas das placas sejam assísmicas. Nos EUA, por exemplo, há bastante atividade sísmica, onde uma boa parte da qual corresponde a zonas antigas de fraqueza ou a suturas antigas de colisão, enquanto outra parte pode corresponder ao desenvolvimento de estruturas relativamente novas (5). A detecção de tal sismicidade, caracterizada, de modo geral, por eventos de baixa a média intensidade, depende, em parte, da disponibilidade de uma rede adequada de estações de observação.

TABELA 3.2.1 – TAXAS DE EXPANSÃO DO ASSOALHO OCEÂNICO, SEGUNDO LE PICHON, 1968, p. 93. OS NÚMEROS ENTRE PARÊNTESES FORAM COMPUTADOS DOS CENTROS DE ROTAÇÃO, DETERMINADOS A PARTIR DE TAXAS DE EXPANSÃO (VER REFERÊNCIA PARA EXPLANAÇÃO)

PACÍFICO			ATLÂNTICO			ÍNDICO		
Latitude	Longitude	Taxa (cm/ano)	Latitude	Longitude	Taxa (cm/ano)	Latitude	Longitude	Taxa (cm/ano)
48 N	127 W	2,9	60 N	29 W	0,95	19 N	40 E	1,0
17 S	113 W	6,0 (5,9)	28 N	44 W	1,25 (1,3)	13 N	50 E	1,0
40 S	112 W	5,1 (5,3)	22 N	45 W	1,4 (1,5)	7 N	60 E	1,5
45 S	112 W	5,1 (5,1)	25 S	13 W	2,25 (2,0)	5 N	62 E	1,5
48 S	113 W	4,7 (5,0)	28 S	13 W	1,95 (2,0)	22 S	69 E	2,2
51 S	117 W	4,9 (4,8)	30 S	14 W	2,0 (2,0)	30 S	76 E	2,4
58 S	149 W	3,9 (3,6)	38 S	17 W	2,0 (1,9)	43 S	93 E	3,0
58 S	149 W	3,7 (3,6)	41 S	18 W	1,65 (1,9)			
60 S	150 W	4,0 (3,4)	47 S	14 W	1,60 (1,6)			
63 S	167 W	2,3 (2,8)	50 S	8 W	1,53 (1,5)			
65 S	170 W	2,0 (2,6)						
65 S	174 W	2,8 (2,4)						

(4) Barazagi e Dorman, 1969, 1970; USGS, 1974.

(5) Hinze e outros, 1980.

Anomalias Magnéticas

A causa da deriva dos continentes é a expansão do assoalho oceânico por intrusão de material basáltico, ao longo das cadeias mesoceânicas. A evidência crítica para tal afirmação é a constatação da história de inversões do campo magnético da Terra, retido na Crosta Oceânica recém-formada, na forma de faixas de anomalias magnéticas. Esse conceito foi introduzido em 1963 e representou um dos agentes catalizadores para a rápida evolução da teoria (6).

Ao datar as rochas do assoalho oceânico e medir, ao mesmo tempo, a polarização magnética das rochas, observa-se uma disposição simétrica de faixas com polarização alternada ao redor das cristas mesoceânicas (fig. 3.2.4). Conjectura-se que cada faixa é o resultado de intrusão ou extrusão do material ígneo que adquire uma polarização correspondente àquela da época, e, posteriormente, a faixa magnetizada sofre intrusão de novo material, separando-se, assim, a faixa anterior em duas partes, uma de cada lado da nova intrusão ou extrusão. Os resultados em escala global até 1966, aproximadamente, são apresentados na fig. 3.2.5. Os resultados mais recentes adicionaram outras informações, como, por exemplo, na área das ilhas Sandwich do Sul, onde há uma pequena pequena dorsal cujas anomalias se estendem até 10 m.a. atrás, aproximadamente. No entanto, grandes áreas, tal como aquela a leste dos EUA, no oceano Atlântico, apresentam zonas sem polarização ou de magnetismo remanescente. As explicações para tais zonas tranqüilas são várias.

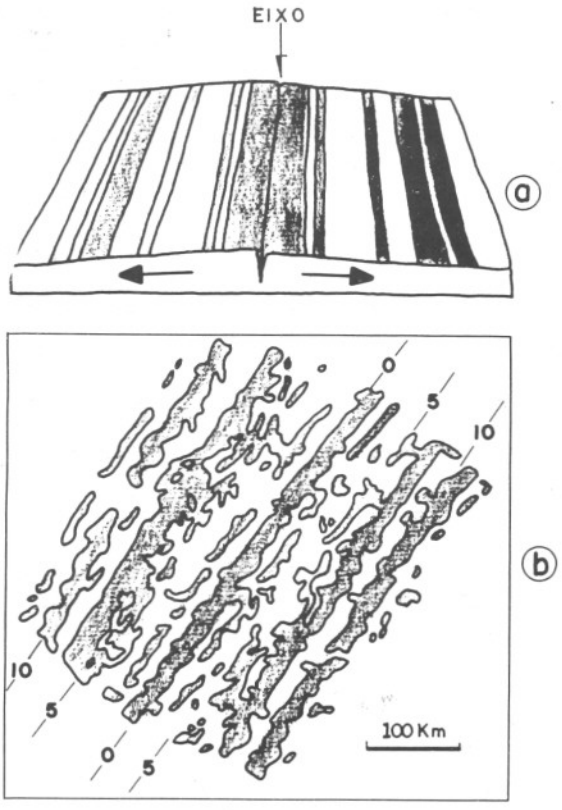


Fig. 3.2.4 – a) Diagrama-bloco mostrando a produção de um padrão perfeito de anomalias magnéticas na Crosta Oceânica. b) Anomalias observadas na crista Meso-atlântica, a sul da Islândia, com idades. A localidade está demarcada por R, na fig. 3.2.5. Apud Heirtzler e outros, 1966.

(6) Vine e Matthews, 1963; Morley e Larochelle, 1964.

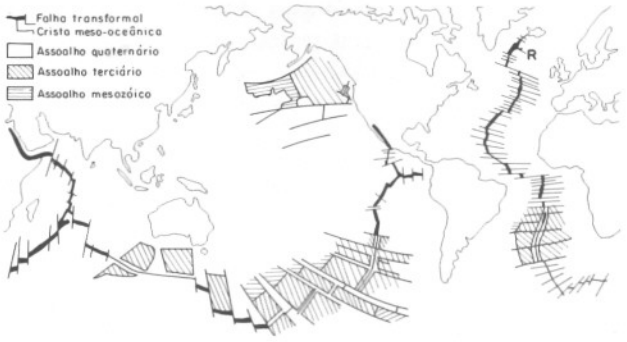


Fig. 3.2.5 – Idades da Crosta Oceânica – dados até 1966. Apud Le Pichon, 1968, e Fischer e outros, 1970.

Feições das Bordas de Placas – Cadeias Mesoceânicas

A oceanografia sofreu um grande desenvolvimento na década de 50. Com a acumulação de dados, os oceanógrafos observaram que nas cristas das cadeias oceânicas, uma porção de fenômenos ocorriam. Estas cadeias representam uma das feições fisiográficas mais importantes de nosso Planeta. Erguem-se cerca de 2 km acima do assoalho oceânico, com uma largura de diversos quilômetros na sua base. Algumas estendem-se por mais de 10.000 km, como, por exemplo, a cadeia Mesoatlântica, que divide o Atlântico, de norte a sul, contorna a porção sul da África e se prolonga pelo Índico, até sua junção com o complexo de cadeias ali existentes.

Essas grandes cadeias submarinas foram chamadas pelos geólogos da língua inglesa, de "ridges" ou "rises", de acordo com a sua morfologia, que difere, levemente, uma da outra. Um "ridge" exibe um vale mediano bem desenvolvido ao longo do seu topo, enquanto um "rise" não o possui. Hoje em dia, no entanto, esses termos são utilizados quase que indiscriminadamente. Sabe-se, porém, por motivo ainda desconhecido, que os vales medianos não se formam quando a velocidade de expansão ou separação das cadeias é relativamente elevada, como é o caso, por exemplo, da Cadeia do Este do Pacífico (tabela 3.2.1).

Outras características das regiões das cadeias oceânicas foram documentadas num curto espaço de tempo. Os geomagnetistas observaram que o campo magnético da Terra era excepcionalmente forte sobre o topo das cadeias oceânicas. Os sismologistas detectaram uma concentração de terremotos numa faixa estreita ao longo das cristas. Os geofísicos notaram que o fluxo térmico é bem mais alto ao longo das mesmas cristas, talvez pela combinação de condução de calor e seu transporte por um meio líquido quente (7). Finalmente, nos últimos anos, foram realizadas as primeiras investigações, de perto, de alguns segmentos das cristas, por veículos e robôs submersíveis. Essas explorações constataram, no vale da cadeia Mesoatlântica, atividade vulcânica não-violenta, que migra, de ponto a ponto, ao longo de curtos segmentos da cadeia (8). As investigações dos segmentos das cadeias que surgem do mar, como na Islândia, aumentam ainda mais o conhecimento da provável estrutura das cadeias oceânicas hoje, e o programa de sondagem em alto mar ("Deep Sea Drilling Project", ou

(7) Miyashiro, 1973.
(8) Projeto Famous, 1977 números de abril e maio, GSA Bulletin.

D.S.D.P) fornece subsídios para o conhecimento das estruturas fora das regiões das cadeias, que, porém, deveriam ter sido sua origem nesse local, de acordo com a teoria de placas. Cunhas da Crosta Oceânica findam, por ser empurradas ou obducionadas sobre partes de outras placas, durante o processo global de subducção, e agora se encontram expostas na superfície da Terra, como ofiolitos (ver caps. 1.2. e 2.1). As observações diretas, junto às informações indiretas fornecidas pela geofísica, dão uma idéia da natureza químico-mineralógica da Crosta Oceânica, discutida em outras seções desse livro.

Falhas Transformais

Por uma razão ainda não bem compreendida, as cadeias oceânicas apresentam-se divididas em segmentos, deslocados uns em relação aos outros, e a velocidade de separação dos segmentos parece variar de segmento para segmento (fig. 3.2.5 e tabela 3.2.2). As falhas que separam os segmentos podem parar subitamente ou mudar de forma e direção. Para elas, foi proposto o nome de Falha Transformal (9). Os modelados análogos de laboratório (10) sugeriram que essas falhas podem ser, na realidade, zonas de cisalhamento, em vez de falhas únicas. No entanto, como sempre é o caso quando se tenta relacionar os resultados obtidos com modelos em escala reduzida, é difícil avaliar-se suas implicações para a Terra real.

Numa região a nordeste da África, nas adjacências do mar Vermelho, encontra-se uma situação onde é possível amostrar material ígneo proveniente tanto do "rift" central da cadeia oceânica, como de estruturas transversais. No triângulo de Afar, o basalto de afinidade toleiítica preenche as falhas longitudinais da crista, numa situação que corresponde àquela que existe como resultado da tectônica extensional resultante da expansão dos assoalhos oceânicos. Nas falhas transformais, há erupção de basaltos de afinidade alcalina (11). Grandes zonas de fraturas no Atlântico Equatorial, também são caracterizadas por vulcanismo basáltico alcalino, como parece ser o caso do lineamento onde se situa a ilha Fernando de Noronha.

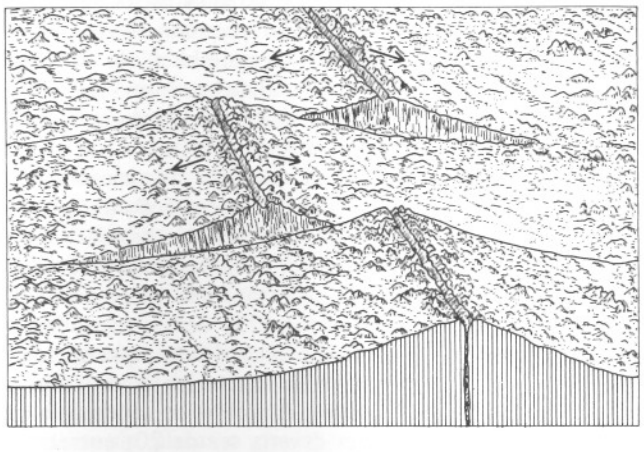


Fig. 3.2.6 – Segmentos de uma cadeia oceânica sofrendo deslocamento por falhas transformais. Diagrama-bloco, apud Menard, 1969, p. 84.

(9) Wilson, 1965.
(10) Courtillot e outros, 1974.
(11) Barberi e outros, 1974

Essa relação entre as afinidades do material ígneo para com seu ambiente de erupção é bastante interessante. O exemplo citado é apenas um dos muitos que serão definidos no capítulo seguinte.

Cabe salientar-se que as falhas transformais não se restringem apenas às cadeias mesoceânicas e adjacências do assoalho oceânico. Ocorrem, também, nos continentes, onde a falha de Santo André, na Califórnia, EUA, é um belo exemplo. Esse tipo de falha transcorrente representa um outro tipo de margem de placas dentro de um meio já continental. Pode-se representar um tipo de colisão no qual o ângulo de incidência resultante entre duas placas é um pequeno ângulo agudo, e não um ângulo quase reto, como se observa em muitos ambientes. Talvez, os grandes lineamentos de Patos e de Pernambuco, no Nordeste brasileiro, representem margens intracratônicas transformais de um tipo semelhante.

Fossas e Zonas de Subducção

Como já foi dito, a criação da nova Crosta Oceânica nas cadeias mesoceânicas exige que, em outro lugar, haja uma destruição de material, se a área da superfície da Terra for mantida constante. Essa conclusão é uma das mais controvertidas na teoria da tectônica de placas, uma vez que foi refutada com base em dados sísmicos mais antigos, porém apoiada por dados sísmicos e petrológicos mais novos. As grandes fossas oceânicas, onde o fundo dos oceanos pode atingir até quase 11 km de profundidade, paralelizam extensos cordões de vulcões, dos quais o Círculo do Fogo, ao redor do oceano Pacífico, é o mais famoso (Japão, ilhas Kurilas e península de Kamchatka, na Rússia, ilhas Aleutas e península do Alaska, oeste dos EUA, América Central, oeste da América do Sul, onde sofre uma interrupção, e Nova Zelândia, Tonga-Kermadec, Indonésia e outras ilhas do centro-oeste do Pacífico, numa extensão de quase 50.000 km).

Os cordões de vulcões representam uma segunda zona de alta densidade de vulcanismo. Os produtos magmáticos são caracterizados por tipos particulares de rochas ígneas, não encontradas em outros ambientes tectônicos. Desse ponto de vista, os processos de gênese e evolução dos magmas nos cordões de vulcões devem ser diferentes daqueles que operam nos outros ambientes tectônicos. Por uma extensão desse raciocínio, o ambiente deve possuir características particulares.

A destruição de uma placa inicia-se quando ela é forçada a descer por baixo de outra. Tal processo tem seu início ao longo das fossas oceânicas e deve estar acompanhado por grandes deformações de todas as rochas que compõem a placa litosférica: sedimentos, rochas eruptivas e intrusões da Crosta Oceânica, e as partes do Manto Superior nela incluídas. Existe, ainda, a possibilidade de que, durante a construção dos edifícios vulcânicos formados durante as fases precoces de desenvolvimento desse ambiente, os processos de destruição por intemperismo e erosão possam proporcionar outros sedimentos mais novos e de origem essencialmente vulcanos-sedimentar à esteira que alimenta a zona de subducção.

Associada às zonas de subducção, encontra-se a atividade sísmica, que define a superfície superior da placa subduccionada. Essa superfície varia desde um plano relativamente simples até algo bem mais complexo, como é o caso dos segmentos do oeste do continente Sul-americano. Tal complexidade é sempre uma fonte de debate, resolvida apenas pela acumulação de uma maior quantidade de dados mais precisos e uma análise cada

vez mais aperfeiçoada (12). A análise mais recente do caso citado sugere que a zona de Benioff possui dois ramos descendentes, separados por um deslocamento horizontal, em uma profundidade que parece corresponder àquela da zona de baixa velocidade.

Além do fenômeno de subducção, pode ocorrer o de obducção, onde uma cunha da placa subduccionada é separada dela e empurrada por cima da placa superior. Uma analogia adequada seria aquela de uma talhadeira cortando madeira – ao aprofundar-se a ponta da talhadeira, as lascas sobem por cima dela. A obducção deve ser responsável pelo posicionamento dos ofiolitos (13).

Por trás dos arcos vulcânicos, nas áreas de colisão entre duas placas oceânicas (14), encontram-se as bacias marginais ou de extensão. Mesmo nas regiões de colisão entre uma placa essencialmente oceânica e outra no estado protocontinental, como ocorre, por exemplo, a noroeste da península da Antártica (15), esse fenômeno é observado. Nesse caso, pode haver a geração de produtos de vulcanismo, que são singulares (16), porém que também se enquadram no retrato geral de tal ambiente (17). Naquele caso, magmatismo gera produtos praticamente indistinguíveis daqueles encontrados nos assoalhos oceânicos das cadeias mesoceânicas (18). Destaca-se como um lugar onde fatalmente ocorre a deposição de pacotes de sedimento, junto aos derrames subaéreos e submarinos. Ao mesmo tempo, as falhas que definem as margens das bacias representam zonas de fraqueza em potencial, quando da mudança do regime tectônico de tensional para compressional.

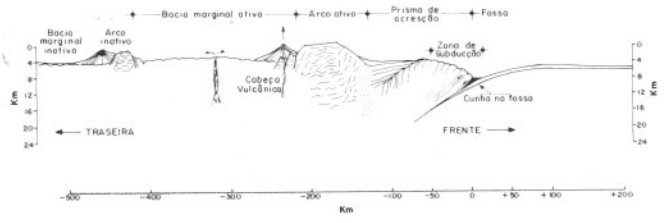


Fig. 3.2.7 – Corte de um sistema de arco de ilhas típico. Apud Karig e Sharman, 1975, p. 379.

Junções Triplas

Em determinados lugares, três placas possuem um ponto em comum, o que é denominado de junção tripla (19). As junções podem ser compostas de combinações de cadeia (R = "ridge"), fossa (T = "trench") ou falha transformal (F = "fault"). Assim, surgem configurações, tais como RRR, RRT, RRF, e assim por diante. É necessário salientar o fato de que determinadas configurações se tornam instáveis, com a eliminação de um dos componentes ativos. Por exemplo, no caso da abertura do oceano Atlântico Sul, na altura do nordeste do Brasil, o início deu-se a partir de uma junção tripla desenvolvida na Crosta Continental, na forma de três vales "rift". Um desses tornou-se extinto, não havendo uma separação mais expressiva. Hoje, esse "rift" morto é representado pela fossa da Benué, no oeste da África. Os outros dois ramos continuaram ativos, evoluindo de "rifts" continentais (como o de hoje, a leste da África) a proto-oceanos (como o Mar Vermelho) e, finalmente, desenvolvendo oceanos abertos (20).

O Mecanismo de Movimentação das Placas

Assunto bastante debatido e com apenas alguns dados mais concretos a seu respeito, o consenso atual considera que as forças motoras para a tectônica de placas envolvem, de alguma forma, o fenômeno de convecção no manto. Embora se saiba que uma rocha aquecida dentro do manto da Terra deve sofrer, ao mesmo tempo, expansão e redução de sua densidade, os processos que podem promover essa situação são desconhecidos. Uma rocha submetida a esse processo é capaz de ascender lentamente, deslizando, de uma maneira plástica, através das rochas ao seu redor, mais densas e menos quentes. O movimento de convecção em células assim promovido é tão lento que mesmo o ponteiro das horas de um relógio move-se um sem número de vezes mais rápido. A porção do manto superaquecido em movimento ascensional, ao atingir a base da litosfera, encontra uma camada mais rígida, que é a placa, e pode passar a se movimentar horizontalmente, arrastando consigo a placa litosférica sobrejacente. Nos locais onde as correntes de convecção convergem, um limbo descendente de uma célula de convecção é então produzido (21). Ainda não se pode determinar os limites das células de convecção, se estão restritas apenas à astenosfera ou se envolvem os níveis mais profundos do manto. Alguns pesquisadores acham que até as camadas mais internas da Terra fatalmente estão envolvidas no processo (22).

Uma outra interpretação é a de que o limbo ascendente da célula de convecção produz um arqueamento da crosta da Terra, formando-se, assim, domos. A força da gravidade agindo sobre massas de material extremamente grandes promoveria um deslizamento de material, mesmo quando o ângulo do plano de deslizamento fosse muito pequeno. Nesse ponto, enfrenta-se o problema milenar da galinha e do ovo: é o processo de domeamento, que estabelece um regime de extensão, fornecendo assim, as zonas de fraqueza que permitem a intrusão e extrusão dos magmas basálticos nas cadeias mesoceânicas? Ou é a força de intrusão dos mesmos que ajuda o desenvolvimento do processo de separação das placas?

Uma outra hipótese invoca a existência de um número de pontos na superfície da Terra, onde há focalização do calor interno da Terra numa área relativamente pequena. Esses pontos quentes ou plumas termais (23) devem ascender do limite entre o Manto Inferior e o núcleo. Conseqüentemente, haverá um deslizamento por baixo, muito lento, do resto do manto. Quando foi levantada essa hipótese, considerou-se que o número de pontos quentes deveria ser de 20; entretanto, algumas publicações mais recentes apelam para um número bem maior. As plumas quentes, tendo sua origem nas partes mais profundas da Terra, no entanto se manifestam através de

(12) Hasegawa e Sacks, 1979.
(13) Coleman, 1971, 1977.
(14) Karig, 1971.
(15) Resumo de trabalhos em Baker e Roobol, 1975.
(16) Hawkes, 1961; McReath, 1975.
(17) Hawkesworh e outros, 1977.
(18) Hawkins, 1976.
(19) McKenzie e Morgan, 1969.
(20) Burke e outros, 1971.
(21) Resumo de Wyllie, 1976.
(22) Van Bemmelen, 1968.
(23) Morgan, 1971.

fenômenos observados numa camada superior da Terra considerada como sendo móvel, que compreende as placas litosféricas. As plumas quentes são fixas ou movimentam-se por sua própria conta? Cada suposição provoca um argumento e um contra-argumento. Enquanto isso, como comentado no capítulo anterior, as evidências concretas são poucas e as hipóteses, muitas.

Petrologia Ignea e a Teoria das Placas

Uma das funções da Petrologia Ígnea, como parte da ciência da Geologia, é prover seus próprios subsídios para a avaliação da teoria da tectônica de placas. Cabe salientar que se trata de uma teoria cujas bases se encontram em dados da curta época em que o mundo geológico está estudando a dinâmica da Terra, e cuja extensão, às épocas mais remotas, precisa de uma reflexão mais profunda. Portanto, resume-se, aqui, apenas os dados mais concretos sobre as rochas vulcânicas recentes, sua relação aparente com os ambientes tectônicos em que se encontram, e assim por diante.

Primeiro, uma das observações mais importantes é que, nas áreas de arcos de ilhas e das margens continentais, expõe-se um tipo de rocha que se encontra exclusivamente nesses ambientes. Portanto, deduz-se que os processos de gênese dos magmas nesses ambientes devem sofrer uma influência forte ligada ao ambiente. Segundo, nas cadeias oceânicas atuais há características singulares, porém não exclusivas desse ambiente.

O tipo de rocha ígnea encontrada é, de maneira geral, basáltica e subalcalina naquelas cadeias com uma velocidade baixa de separação, chegando a ser mais alcalina nas áreas onde há uma taxa mais elevada de separação das placas. As rochas assemelhadas ou, pelo menos, as rochas que podem possuir um progenitor similar encontram-se em outros ambientes tectônicos – em arcos de ilhas, num estado jovem de evolução, em ambientes aparentemente ligados à separação das placas continentais, em bacias extensionais atrás de arcos de ilhas, e assim por diante. Além disso, as rochas cujas características gerais são semelhantes, porém cujos pormenores assumem para alguns autores um significado especial, encontram-se em ilhas oceânicas isoladas e em ambientes continentais de extensão, cuja relação com o processo de separação de placas continentais, entretanto, ainda é debatida.

Há, ainda, outras associações características, porém aparentemente não exclusivas entre as características químicas e mineralógicas dos produtos de magmatismo e o ambiente tectônico no qual essas rochas se encontram. Discute-se esse assunto no capítulo seguinte.

Há certas evidências compulsivas, provenientes do campo da Petrologia Ígnea, portanto, que mostram ser possível correlacionar o ambiente tectônico segundo a teoria de tectônica de placas e produtos ígneos. No entanto, para se explicar tal correlação de modo a satisfazer a comunidade de petrólogos é tarefa bem mais complexa.

Até que ponto, no tempo geológico, podemos estender a validade dessa teoria? Aqui, torna-se necessária uma análise global da situação atual e, depois, uma análise das hipóteses atuais sobre as possíveis diferenças entre essa situação e as mais antigas.

Algumas das conclusões apresentadas por HESS, em 1962, (24), continuam válidas até hoje, com poucas modificações. Aqui destacam-se os fatores mais importantes, uma vez que alguns desses já foram discutidos, e introduzem-se modificações, onde parecem necessárias, à luz de novos estudos citados neste e em outros capítulos.

I) O manto parece estar num estado de convecção, com uma velocidade de cerca de 1 cm/ano.

II) As células de convecção têm seus limites ascendentes abaixo das cadeias oceânicas. As perturbações mais localizadas, os pontos ou plumas quentes, surgem dentro das bacias oceânicas e também abaixo dos continentes.

III) As células de convecção e pontos quentes têm alguma relação com o fluxo térmico mais alto observado nessas regiões.

IV) O material fundido, proveniente do manto, vem à superfície nessas regiões, muitas vezes bastante modificado em relação à sua composição, à época de geração dentro do manto.

V) As cadeias oceânicas têm uma vida de 200 a 300 m.a., idade que corresponde à vida de uma célula de convecção. O único sobrevivente do último ciclo de células de convecção (a não ser o atual) é a cadeia do este do Pacífico.

VI) Todo o oceano é virtualmente substituído por novo material, a cada 300 ou 400 m.a. A pouca espessura de sedimentos sobre o assoalho oceânico e a ausência, nele, de rochas mais velhas do que o Cretáceo são relacionadas com esse fenômeno.

VII) Quanto aos limbos ascendentes das células de convecção, quando estes agem por baixo de continentes, são capazes de fragmentá-los e afastar as partes uma da outra.

VIII) Os limbos descendentes das células de convecção correspondentes às zonas de subducção, onde ocorre a destruição ou reciclagem do material da Crosta Oceânica em colisões entre duas placas oceânicas ou uma oceânica e outra continental, e o espessamento da Crosta em colisões continente-continente. Ocorre, também, o fenômeno de obducção.

IX) A localização das zonas de subducção pode sofrer mudanças, estas talvez responsáveis pela estrutura dupla de um grande número de arcos desenvolvidos seja na crosta oceânica, seja nos continentes. As mudanças de localização ocorrem em intervalos de 30 m.a., aproximadamente.

Os fenômenos atuais devem ser intimamente relacionados a fatores, tais como a espessura e rigidez das placas litosféricas; o número de distribuição de células de convecção; a viscosidade do manto, que, por sua vez, está relacionada à temperatura interna da Terra e, portanto, à distribuição atual dos isótopos radioativos produtores de calor no seu interior; o estado atual de equilíbrio químico mantido através das grandes descontinuidades internas, e assim por diante. Portanto, é oportuno resumir os nossos conhecimentos atuais sobre a evolução da Terra e possíveis mudanças dos regimes tectônicos relacionados a essa evolução.

A Evolução da Terra e Mudanças de Regime Tectônico (25)

Os restos mais antigos da Crosta da Terra datam do intervalo de 3 a 4 b.a., aproximadamente. Em muitos lugares, a crosta exposta já é siálica, enquanto, em outros, máfica. As

(24) Hess, 1962, resumido por Cox, 1973.

(25) Resumo baseado em Anhausser e outros, 1969; Glikson, 1972, 1978, 1979; Anhausser, 1973; artigos em Windley (ed.), 1976.

características dos produtos magmáticos são bastante singulares, compreendendo pacotes aparentemente espessos de vulcânicas (atualmente metavulcânicas), que formam os cinturões de rochas verdes ("greenstone belts") e incluem rochas eruptivas, de composição peridotítica – os komatiitos. Associados a esses cinturões, encontram-se batólitos gregários de tonalito e granito de afinidade potássica.

Não é possível, ainda, deduzir-se com qualquer certeza o ambiente tectônico prevalecente nessas épocas remotas. A presença dos komatiitos sugere que as condições vigentes foram diferentes, uma vez que essas rochas são extremamente raras em épocas paleozóicas e mais recentes (volume 2[1]) e, talvez, sejam relacionadas a processos de fusão parcial, extremamente avançada, do Manto Superior, em ambientes onde há uma expansão rápida e súbita da crosta existente. Em modelos que insistem na prevalência da tectônica de placas segundo padrões atuais, o ambiente de formação de cinturões de xistos verdes é interpretado, diversamente, como de assoalho oceânico (26), de arcos de ilhas (27) ou de bacias extensionais, atrás dos arcos de ilhas (28). A diversidade de opinião é resultante da seleção e ênfase de determinadas características, tais como a geoquímica das rochas, inclusive as intrusivas, as relações geológicas, e assim por diante. Salienta-se, aqui, o fato de que o aparecimento dos magmas aparentemente primitivos e correlacionáveis com a Crosta Oceânica atual, em áreas que apresentam crosta siálica, é freqüente e, assim, recomenda-se cautela na interpretação ambiental baseada apenas em correlações e comparações químicas, sem levar em conta os fatos geológicos.

Assim como no caso da interpretação do ambiente de deposição das rochas verdes, há debate sobre as espessuras de unidades litosféricas existentes, os fluxos de calor vigentes, o estado de diferenciação química no interior da Terra, etc. Há aqueles autores que apelam para um gradiente térmico mais acentuado, ligado a uma capa litosférica mais fina, superposta a um manto, no qual a distribuição de elementos é diferente da atual (29).

Já no Proterozóico, é possível que a Crosta Continental tenha atingido sua atual espessura (talvez no Proterozóico Médio) (30). Ainda no Proterozóico Inferior, encontram-se os cinturões de rochas verdes, que, contudo, apresentam um componente komatiítico menos expressivo. Ciclos tectônicos foram identificados no limite entre o Arqueano e o Proterozóico Inferior, no intervalo de 2,7 a 2,5 b.a., aproximadamente, durante o Proterozóico, nos intervalos de 2,2 a 1,8, e de 1,2 a 1 b.a., aproximadamente, e, no intervalo que define o final do Precambriano e início do Paleozóico, entre 650 e 500 m.a., aproximadamente. Durante o Proterozóico, havia o desenvolvimento de pacotes expressivos de rochas vulcânicas freqüentemente ligadas à atividade dentro dos continentes, e de rochas intrusivas, especialmente granitos e, no Proterozóico Inferior, atividades ígneas com algumas intrusões máficas/ultramáficas de maior porte, posicionadas na Crosta Continental. Não obstante, é apenas no final do Precambriano e no início do Paleozóico que se encontra incontestável evidência da existência de ofiolitos semelhantes aos mais jovens, de idades mesozóicas e terciárias. Ou os processos tectônicos vigentes durante o Proterozóico foram diferentes, ou a evidência necessária para comprovar a ação da tectônica de placas ainda não foi encontrada ou até foi eliminada pelos próprios processos tectônicos.

Durante o Paleozóico, encontram-se muitas evidências que sugerem que a tectônica vigente se assemelhava à de hoje. Ciclos em torno de 450 ma., 400 m.a., 350 m.a., 250 m.a., 180 m.a., 90 m.a., 15 m.a. atrás, com duração de algumas dezenas de m.a., estão registrados nas rochas de vários lugares do mundo, embora todas as orogenias não sejam encontradas no mesmo lugar. Já nessas orogenias, encontra-se semelhança de composição entre os produtos de magmatismo e as rochas magmáticas atuais encontradas em vários ambientes. Assim, relacionam-se os ambientes mais antigos aos de hoje, através dessas semelhanças.

No capítulo seguinte, será discutida mais profundamente a relação entre os ambientes tectônicos e características dos produtos magmáticos neles encontrados.

(26) Glikson, 1972.

(27) Burke e outros, 1976 (incluem uma relação de artigos onde se formula a mesma hipótese).

(28) Tarney e outros, 1976.

(29) Burke e outros, Lambert, Smith, Rama Murthy, em Windley (1976).

(30) Naqvi, 1976.

LEITURAS RECOMENDADAS

Um artigo bastante recente, que fornece uma revisão importante sobre a gênese dos magmas dentro dos conceitos da teoria de placas, é

Wyllie, P.J. – 1981 – Plate Tectonics and Magma Genesis. Geol. Runds., 70 pp. 128 – 153.

Em linguagem mais acessível, sobre a teoria das placas, há

Continents Adrift – Leituras da revista Scientific American, com edições em inglês e espanhol. 1976. Freeman and Co., São Francisco.

Wyllie, P.J. – 1976 – The way the Earth works. Wiley, Nova Iorque, 296 pp.

Como coletâneas de interesse, temos

Bird, J.M. e Isacks, B, (editores) – 1972 – Plate Tectonics (artigos selecionados do "Journal of Geophysical Research"). American Geophysical Union, Washington: 951 pp.

Tarling, D.H. e Runcorm, S. (editores) – 1973 – Implications of Continental Drift to the Earth Sciences. Academic Press, Londres. 2 Vol.

Outros textos são

Le Pichon, X., Francheteau, J. e Bonnin, J. – 1973 –

Plate Tectonics. Vol. 6 em "Developments in Geotectonics. Elsevier, 300 pp.
Cox. A. (Editor) – 1973 – Plate Tectonics and Geomagnetic Reversals.
Freeman, São Francisco: 702 pp.
Sobre os aspectos de tectônica no Brasil, temos
Continental Margins of the Atlantic Type. Anais Acad. Bras. Ciências. 48 (suplemento): 386 pp.
Selected references on Geodynamics for the Brasilian Territory, 1974 – 1979.
Comissão Brasileira de Geodinâmica (CNPq), 203 pp. (Uma bibliografia com resumos curtos).

QUESTIONÁRIO

1) Que problemas você encontra nos fundamentos da teoria de placas?

2) Que métodos são usados para se estimar a taxa de expansão do fundo do oceano?

3) Que contribuição a petrologia experimental deu para a teoria de placas?

4) Qual é a contribuição da petrologia clássica (observação e classificação) à tectônica de placas?

5) Que influência a teoria de placas exerceu sobre a petrologia ígnea? Quais são as principais contribuições advindas do reexame dos conceitos da geração de magmas, exposto pela teoria?

Capítulo 3.3

Suítes, Séries, Parentesco, Associações, Províncias

No decorrer dos últimos 100 anos, aproximadamente, foram introduzidos vários termos na Petrologia Ígnea, com a finalidade de salientar certas características das rochas ígneas. Num centro vulcânico, por exemplo, pode-se encontrar uma diversidade de rochas aparentemente relacionadas entre si, o mesmo acontecendo em regiões geográficas mais amplas. Sentiu-se, portanto, a necessidade de introduzir termos descritivos de tal observação. Infelizmente, desde sua introdução, cada um desses termos vem sofrendo modificações em sua utilização e significado. Hoje em dia, verifica-se um certo descuido na aplicação desses termos, a ponto de alguns deles se tornarem quase que sinônimos, o que não era intenção de seus proponentes.

Suíte

O termo refere-se a uma coleção de rochas que possuem algo em comum, um conceito que acarreta uma grande flexibilidade. Quando introduzido por Harker, em 1909, o "fator comum" salientado era a composição mineralógica. Ele reconheceu, com base nas informações então existentes, que parecia haver uma diferença fundamental entre as rochas encontradas na bacia do oceano Pacífico e aquelas do Atlântico, e denominou as duas categorias como as suítes Pacífica e Atlântica. Posteriormente, demonstrou-se que inexistia tal diferença fundamental, pelo menos ao nível geográfico visualizado. No entanto, o termo continua sendo utilizado, no sentido definido no início do parágrafo, aplicando-se especialmente aos produtos magmáticos de um vulcão ou de uma área geográfica mais ampla.

Série

Esse termo parece ser empregado atualmente, quando se refere, numa escala global, a rochas que possuem fatores em comum, como, por exemplo, composição mineralógica. Hoje em dia, há uma tendência de se qualificar cada denominação num sentido ambiental, como, por exemplo, a série calcoalcalina de arcos de ilhas, toleiítos dos assoalhos oceânicos,etc. O termo vem substituir parentesco ("kindred") definido por Tyrell, em substituição ao termo suíte. Reconhecendo que a distribuição geográfica dos vários tipos de rocha é mais complexa do que foi proposta por Harker, Tyrell procurou reforçar o fato de determinados padrões mineralógicos se repetirem em muitas áreas da Terra. Num único centro vulcânico, a consistência freqüentemente observada desses padrões sugere, fortemente, que os diferentes tipos de rocha derivam de um progenitor comum. Muito embora o vocábulo já tenha caído em desuso, o conceito básico continua sendo uma das pedras fundamentais da Petrologia ígnea moderna.

Associação

Desprovido de uma especificação literária, o termo veio a ser aplicado em geologia de diversas maneiras. Em um sentido, pode-se separar em clãs aquelas rochas que tendem a ocorrer como plutões (os granodioritos e granitos) daquelas que tendem a ocorrer como vulcânicas (os basaltos). Assim, tem-se as associações plutônica e vulcânica (1). Num outro sentido, pode-se chamar de "associação" qualquer conjunto de rochas que tendem a ocorrer juntas. Um exemplo desse tipo seria a associação de basaltos que apresentam estruturas em almofada e que sofreram, muitas vezes, os efeitos de metassomatismo sódico, tendo sido transformados em espilitos, gabros alterados, peridotitos, muitas vezes alterados por serpentinização; e sedimentos tais como "chert". A constância da associação foi salientada, pela primeira vez, por Steinmann (2), e, em sua homenagem, o conjunto espilito-serpentinito-"chert", encontrado, principalmente, em ofiolitos, foi denominado de Trindade de Steinmann.

Hoje em dia, em Petrologia Ígnea, o termo é empregado quase que no mesmo sentido de suíte ou série.

Província

O vocábulo refere-se a uma região geográfica onde, durante um determinado espaço de tempo, se produziu material ígneo, predominantemente de uma mesma série. Como exemplo, temos a Província Terciária alcalina dos estados do Rio Grande do Norte e Paraíba, caracterizada, durante algum tempo, pela intrusão de rochas basálticas e alcalinas. Igualmente, há uma outra província alcalina, mesozóica, nos estados de São Paulo e Minas Gerais.

Tendências ("trends"), Linhagens, Consangüinidade

As semelhanças entre as rochas de uma mesma suíte (ou séries) – mineralógicas e químicas – levaram ao reconhecimento da possibilidade de que as mesmas realmente estejam relacionadas por processos magmáticos de derivação, a partir de um determinado magma progenitor. Por exemplo, em vulcões situados em arcos de ilhas ou nas margens dos continentes, encontram-se andesitos e dacitos com afinidades destacadas dos demais, quanto às suas composições mineralógicas e químicas. É possível demonstrar-se que, pelo menos teoricamente, os dois tipos de rocha estão relacionadas pelo mecanismo de fracionamento cristalino (ver cap. 2.5.) e,

(1) Kennedy e Anderson, 1938.
(2) Steinmann, 1927.

portanto, possuem uma **linhagem**, o dacito aparentando ser derivado do andesito. Num diagrama de variação do tipo Harker, onde se plotam duas variáveis, sendo uma o teor de um elemento qualquer, e, outra, o teor de SiO_2, observa-se uma área de pontos, através da qual se pode definir um vetor no sentido matemático. De posse de outras informações, é possível interpretar tal vetor, em termos de subtração, isto é, fracionamento de minerais a partir do andesito. Esse processo pode produzir o dacito. O vetor desenvolvido tem sido chamado de "tendência" ("trend") ou "linhagem" ("Line of descent").

Aproveitando-se do mesmo exemplo, por vezes encontram-se nos mesmos arcos rochas de composição basáltica. Havendo a possibilidade de demonstrar uma ligação petrogenética entre, por exemplo, os basaltos e os andesitos, pode-se falar dos basaltos como sendo os **progenitores** da suíte (ou série). O uso desse termo não implica que os basaltos representem os magmas gerados na fonte por fusão parcial, porque, como já visto no capítulo 1.2, é bastante improvável que qualquer magma consiga chegar à superfície da Terra, partindo do seu ponto de geração, sem sofrer modificações substanciais em sua composição. O magma que não sofre é raro e este pode ser chamado de **primário**, sendo o termo aplicado a um magma pouco modificado em relação à sua composição inicial no ponto de sua geração.

Quanto ao vocábulo **primitivo**, sua utilização é extremamente subjetiva, uma vez que o nosso conhecimento da evolução das camadas internas da Terra durante o tempo geológico é incompleto. Os autores que o empregam querem sugerir um magma primário derivado de uma região do manto que nada ou pouco sofreu, desde a época da formação da Terra. Dentro de um modelo de tectônica de placas, que cogita a reciclagem da Crosta Oceânica ou, pelo menos, uma grande parte dela e que pode permitir também a interação de material das camadas mais profundas da Terra através das plumas quentes, o conceito de "primitivo" talvez perca a validade. Isto porque a reciclagem tende a manter uma composição aproximadamente constante do Manto Superior, enquanto que as plumas tendem a introduzir quantidades desconhecidas de material novo, partindo de um reservatório quase que infinito.

As principais séries de Rochas Ígneas

Ao longo dos últimos 50 anos, foram introduzidos diversos termos para se diferenciar as várias séries observadas. As principais séries são: toleiítica, calcoalcalina e alcalina. Alguns termos chegaram a ser abusados. Tal é o caso de "toleiíto", vocábulo aplicado a muitas rochas que são distintas do toleiíto original de Tholey, na Europa (3). A substituição desse termo por "subalcalino" não foi adotada universalmente, talvez pela força do hábito.

Uma tendência recente que acompanhou o desenvolvimento da teoria da tectônica de placas é a de subclassificar cada série, de acordo com seu suposto ambiente de geração. Os toleiítos incluem-se entre as rochas abundantes e são distribuídos em muitos dos ambientes tectônicos hoje reconhecidos: a cristas mesoceânicas, falhas transformais, focos de plumas quentes, representados por ilhas oceânicas, arcos de ilhas e margens continentais, tanto nos arcos vulcânicos principais como nas bacias de extensão pós-arcos, e ambientes continentais associados à fragmentação de continentes. Em alguns casos, é possível encontrar-se características discriminantes que possibilitam a distinção entre os toleiítos de um ambiente e de outro. Por exemplo, os toleiítos espilíticos extravasados sobre a Crosta Continental são quimicamente distintos dos derramados sobre a Crosta Oceânica (4). Por outro lado, em outros casos, há pouca diferença, como observado em toleiítos das cristas mesoceânicas e das bacias extensionais (5).

No caso da série alcalina, alguns autores (6) reconheceram a necessidade de fazer uma subdivisão dela, uma vez que a diversidade de rochas nela compreendida é grande. Aqui parece válido separar-se a série em um ramal, fracamente alcalino, com membros basálticos pouco subsaturados em relação à sílica, e membros félsicos supersaturados e até peralcalinos. Um segundo ramal inclui basaltos bastante subsaturados com respeito à sílica, a nefelina podendo estar presente na norma, e também, na moda, restrita à matriz, no caso das vulcânicas. Os diferenciados podem chegar à saturação ou a uma ligeira supersaturação, com quartzo presente na norma. Não obstante, o quartzo modal aparece na matriz das vulcânicas. Um outro ramal é fortemente alcalino, com todos os membros subsaturados, podendo ser subdividido ainda em sub-ramais sódico e potássico. Tanto no ramal fracamente alcalino, como no fortemente alcalino, os membros mais félsicos podem desenvolver peralcalinidade (ver volume 2). Os lamprófiros, que são rochas porfiríticas contendo fenocristais abundantes de minerais ferromagnesianos, inclusive anfibólios e micas, numa matriz que contém feldspato, ocorrem, tipicamente, como diques. Cortam, freqüentemente, intrusões graníticas, com as quais parecem ter uma ligação genética, e enquadram-se na categoria de fortemente alcalina a subsaturada.

Há debates sobre o estado dos komatiítos. Podem eles ser considerados como constituindo uma série a parte? O mesmo acontece com os kimberlitos. O termo "série" tende a incluir o conceito de linhagem, onde as rochas da série se relacionam umas às outras, não tão-somente por semelhança mineralógica, como também por processos de gênese e evolução de magmas que agem sobre um magma progenitor, cuja composição em cada centro magmático não varia muito. Nesse aspecto, os kimberlitos ainda parecem desprovidos de uma ligação direta com qualquer outro tipo de magma, embora eles possam ocorrer em associação geográfica com rochas fortemente alcalinas e potássicas (ver Vol. 2). No caso dos komatiitos, enquanto alguns autores os consideram separados de qualquer outra série, outros tentam encontrar uma ligação entre eles e os toleiítos com alto teor de magnésio. No entanto, sua ocorrência mais expressiva limita-se, aparentemente, a uma única época geológica, e por esta razão preferimos considerá-los separadamente.

O caso dos carbonatitos é mais complexo. Eles, freqüentemente, formam uma parte de intrusões compostas, onde ocorrem, também, membros da série fortemente alcalina e sódica, exibindo, portanto, uma associação geográfica com rochas silicáticas muito mais íntima do que a dos kimberlitos. Por outro lado, embora nos últimos anos tenham surgido indícios de que os carbonatitos e rochas fortemente alcalinas possam possuir uma relação genética, ainda falta um mecanismo que seja globalmente ou até parcialmente aceito pelos petrologistas, que explique tal relação satisfatoriamente (ver vol. 2). Por enquanto, chamamos a atenção para a associação geográfica íntima entre os carbonatitos e as rochas fortemente

(3) Chayes, 1966.

(4) Hermann e outros, 1974.
(5) Hawkesworth e outros, 1977.
(6) Como, por exemplo, Baker e McReath, 1972.

alcalinas e sódicas, porém, na discussão de suas gêneses, consideramo-las à parte.

Há ainda o problema dos anortositos, rochas intrusivas aparentemente sem equivalentes extrusivos, cuja expressão mais forte ocorre no Proterozóico. Sua afiliação é difícil de precisar-se, uma vez que apresentam características mineralógicas inéditas (ver Vol. 2). Entretanto, muitos autores já consideraram a possibilidade de que o magma progenitor dos anortositos e rochas relacionadas é diorítico (andesítico) ou quartzo-diorítico (andesítico ácido) e, mais recentemente, com base em argumentos geoquímicos, o problema da gênese dos anortositos foi colocado dentro do âmbito da gênese da série calcoalcalina (7). Portanto, consideram-se nesse capítulo os anortositos nesse sentido, tratando-os, na parte 4, tanto como representante das rochas ultrabásicas (ver Vol. 2), como membros da série calcoalcalina (ver Vol. 2).

Na tabela 3.3.1, resumem-se algumas das características principais das diversas série ígneas. Citam-se as características gerais de cada série ou ramal, incluindo-se feições mineralógicas e químicas. De modo geral, são estas as características consideradas como importantes pela maioria dos petrologistas, hoje em dia. Cabe salientar-se a diferença entre subsaturação com respeito à sílica e à alcalinidade. Freqüentemente, as duas características são observadas numa mesma rocha. No entanto, a subsaturação é um conceito que se baseia na composição normativa e se refere à ausência de quartzo e hiperstênio normativos. Pode-se propor uma escala de subsaturação onde aquelas composições que carecem de feldspatóides são consideradas como apenas subsaturadas, enquanto que aquelas que apresentam feldspatóides (e até silicatos de sódio ou potássio) são consideradas como fortemente subsaturadas. No entanto, os minerais normativos podem estar ausentes na composição modal da rocha. Quanto à alcalinidade, esta define-se pela presença ou ausência de determinados minerais na moda. Por exemplo, a presença de titanaugita em basaltos é considerada como sinal de alcalinidade. A estabilidade de olivina na assembléia mineral formada a baixa pressão é um indicador freqüentemente citado, da alcalinidade da rocha, embora essa característica seja mais ligada à subsaturação ou não da rocha. Quando fenocristais de olivina retêm uma morfologia própria e não apresentam sinais de reação com a matriz e quando a olivina aparece na matriz de basaltos, estes são considerados como alcalinos. É interessante observar que os fenocristais de olivina que apresentam uma morfologia mais perfeita, com preservação de vértices nítidos, ocorrem, mais freqüentemente, em rochas fortemente subsaturadas, enquanto que naquelas que são apenas subsaturadas, os vértices podem apresentar-se arredondados.

Ainda na tabela 3.3.1, apresentam-se as subdivisões tectônicas ou químicas das séries, definindo-se algumas das características químicas consideradas importantes. As fontes dessas informações encontram-se nos capítulos da parte 4. Relacionam-se, finalmente, alguns exemplos bem documentados, como a relação entre o tipo magmático e o ambiente tectônico nas rochas magmáticas recentes.

Já foi salientado que, no caso dos toleiitos, há uma falta de especificidade ambiental desse tipo de magma. É possível separar categorias que diferem nos seus pormenores, essas diferenças manifestando-se, principalmente, no que se refere aos padrões de distribuição apresentados pelos elementos-traço e, por vezes, pelos isótopos. Por outro lado, a série calcoalcalina parece ambiente específico, sendo encontrada apenas em zonas de colisão de placas, como nos arcos de ilhas e margens continentais. Há uma sugestão (8) de que, nos dois ambientes referidos, há pequenas diferenças entre um e outro, com respeito a sutilezas de composição mineralógica e também dos padrões de distribuição dos elementos-traço (ver Vol. 2). As rochas alcalinas, em todas suas manifestações, também apresentam uma certa especificidade. As fracamente alcalinas parecem ocorrer, principalmente, em ilhas oceânicas pouco afastadas das cristas mesoceânicas e, também, em vales "rifts" dos continentes. O ramal peralcalino supersaturado também se encontra em vales "rift" e ilhas oceânicas, podendo ocorrer associado geograficamente, tanto a suítes fracamente alcalinas como a suítes mais fortemente subsaturadas (9). Granitos peralcalinos e vulcânicas afins também atingem uma certa expressão em áreas ligadas à fragmentação dos continentes, seja isto incipiente, como ocorrem na Nigéria (10), seja concretizada, como ocorre com a província álcali-cálcica da costa sul do Estado de Pernambuco (11).

Os kimberlitos aparentam possuir uma ligação muito forte com áreas cratônicas, especialmente onde ocorrem uma ou duas linhas de fraqueza, impostas na Crosta Continental (12), porém também podem ocorrer em áreas continentais que margeiam os escudos estáveis e que já sofreram episódios deformatórios (os cinturões móveis). Há apenas uns poucos exemplos conhecidos, que fogem a essa regra.

É em regiões onde a Crosta Continental parece ter sofrido uma separação extremamente brusca (13) ou determinadas zonas de tectônica de compressão (ver vol. 2) que se encontram magmas com composições extremas, às vezes manifestando certas afinidades químicas dos komatiitos arqueanos, porém que faltam, na sua maioria, as texturas típicas dessas rochas.

Atualmente, portanto, há certas séries cuja ocorrência parece ser ambiente-específica, e outras, não-específicas, tanto consideradas em termos gerais como particulares. Examinaremos o fenômeno de falta de especificidade em relação ao modelo de tectônica de placas. É de se esperar, segundo a teoria, que a Crosta Oceânica esteja sendo destruída e reciclada de maneira contínua (ver cap. 3.2). Apenas uma fração minúscula está preservada na forma de ofiolitos obduccionados sobre o material continental (14). O que ocorre com ilhas oceânicas, ou montes submersos, ainda não se sabe. Sente-se que essas massas maiores de material devem causar problemas mecânicos nas zonas de subducção. No entanto, uma vez que a subducção de cristas mesoceânicas é considerada possível, o que está provavelmente acontecendo hoje a oeste dos Estados Unidos, parece provável que até as feições maiores da Crosta Oceânica podem ser destruídas pela subducção. Assim sendo, o problema da falta de especificidade muda de feição, uma vez que os produtos dos ambientes antigos, puramente oceânicos, poderiam ter sido eliminados quase que completamente da face da Terra. Ainda não se sabe até que ponto estão preservados os produtos de colisões em ambientes oceânicos; porém, seguindo o raciocínio acima, parece provável que

(7) Duchense e Demaiffe, 1978.

(8) Jakes e White, 1972;
(9) Schminke, 1969.
(10) Black e Girod, 1970.
(11) Sial e outros, 1980.
(12) Dawson, 1970.
(13) Clarke, 1970.
(14) Coleman, 1977.

apenas as margens continentais, e talvez as bacias pós-arcos (15), permaneçam como testemunhas das colisões.

Assim, é de se esperar que, durante a vigência do regime de tectônica de placas, as rochas ígneas preservadas à superfície da Terra sejam predominantemente continentais, variando desde material desenvolvido em bacias marginais a anorogênicos, produzido dentro dos continentes. Poder ser incluídas, também, pequenas fatias da crosta obduccionada.

É necessário salientar-se que as condições anormais podem trazer como resultado, produtos anormais. Por exemplo, em muitas ilhas oceânicas, constata-se uma tendência geral de os primeiros produtos serem de afinidade toleiítica. O material de afinidade alcalina é formado posteriormente. Contudo, nas Ilhas Canárias há um exemplo de uma inversão dessa seqüência. Na ilha de Lanzarote, o ciclo histórico de erupções é caracterizado por olivina-basaltos de afinidade toleiítica (16) após uma seqüência que talvez se iniciou com toleiitos, na forma de intrusões acamadas (17) e, na ilha vizinha de Fuerteventura, inclui uma enxame de diques – evidência típica de um ambiente de extensão, sem forças compressionais. Posteriormente, veio um ciclo dominado por material alcalino e, depois, houve a volta a características toleiíticas, representadas por composições hiperstênio-normativas. O que é que representa esse fenômeno, uma vez que vem de encontro às observações em outras ilhas oceânicas e também contra a zonação observada nas bacias oceânicas, onde há um aumento progressivo de alcalinidade, à medida que nos afastamos das cristas oceânicas? Talvez, trate-se de um episódio magmático completamente novo, no que diz respeito à fusão parcial do Manto Superior. Um segundo exemplo serve para confirmar esse quadro do imprevisível. As ilhas de Baffin, na região Ártica do Canadá e da Groenlândia, segundo a tectônica de placas, separaram-se durante o Terciário. A separação foi acompanhada pela erupção dos basaltos e estes apresentam características desde continentais, semelhantes em muitos aspectos aos basaltos dos platôs, até oceânicas (18). Nesse caso, são as características com respeito aos elementos incompatíveis, inclusive as terras raras e as razões isotópicas dos estrôncios que fortalecem a semelhança (19). Aliás, a erupção de material parecido com basalto do fundo dos oceanos, porém em ambientes essencialmente continentais, já foi observada em outros lugares (20).

Assim, uma adesão rígida ao conceito de que a especialização tectônica é marcada por particularidades composicionais e a crença na consistência da natureza são justificáveis, porém podem ser perigosas, se aceitas sem critérios.

A Evolução do Magmatismo ao Longo do Tempo Geológico

O registro magmático ao longo do tempo geológico não é completo e sofre, também, de heterogeneidade de atenção. Por exemplo, os granitos pouco deformados, de idade arqueana, proterozóica e fanerozóica, receberam bastante atenção. Todavia, os ortognaisses de quase todas as idades têm sido tratados sumariamente, com poucas exceções. O magmatismo do Proterozóico Médio ainda é pouco conhecido. Além disso, os problemas de modificação das assembléias minerais e das composições químicas, por processos posteriores à deposição das rochas magmáticas mais velhas, fazem com que uma comparação rígida se torne impossível.

No Arqueano as rochas magmáticas parcialmente metamorfizadas são encontradas nos cinturões de xisto verdes, compostos de extrusivas associadas a plutões félsicos. Nas extrusivas, distinguem-se sucessões predominantemente máficas, ultramáficas e félsicas mais antigas, por um lado, e sucessões de basaltos e riolito, com componentes ultramáficos pouco expressivos, por outro lado. Os plutões variam desde tonalitos sódicos a granitos potássicos (21). Os estudos químicos tendem a apontar semelhanças entre a primeira sucessão e o material dos assoalhos oceânicos atuais, e entre a segunda sucessão e os produtos de arcos de ilhas modernos. A evidência de campo aponta a ausência de um embasamento siálico para a sucessão mais antiga, que, por sua vez, é encontrada, como enxames de xenólitos, dentro das intrusões de tonalito mais antiga. Estas parecem derivadas por fusão parcial das vulcânicas mais antigas. A sucessão basalto-riolito parece freqüentemente desenvolvida em cima de crosta já siálica, e a fusão parcial das raízes dessa segunda seqüência dá origem aos granitos ou granodioritos de afinidade mais potássica. As vulcânicas alcalinas são raramente encontradas em níveis estratigráficos superiores da segunda seqüência. Os diques considerados como alcalinos (22) e certas vulcânicas (23) apresentam apenas teores elevados de sódio, sem os teores mais altos de Ti e P, que acompanham a alcalinidade em rochas modernas.

Uma outra manifestação magmática ocorre em terrenos gnáissicos de alto grau metamórfico, que, por sua vez, apresentam evidência forte de terem sido formados com pouco ou nenhum retrabalhamento a partir de tonalitos. São os anortositos arqueanos, que apresentam assembléias minerais singulares, sugestivas de uma origem à baixa pressão e na presença de água (ver Vol. 2). Finalmente, no Brasil, há alguns exemplos aparentemente diferentes de atividade intrusiva, sendo estes os complexos máficos/ultramáficos de Goiás, cujo significado ainda é debatido.

Já no Proterozóico, há uma transição para magmatismo de caráter essencialmente continental, embora esta Era seja também caracterizada pelo aparecimento de anortositos do tipo adirondackiano. Cabe salientar-se que, nas faixas de dobramento, bastante metamorfizadas, podem existir rochas metaígneas ainda por ser identificadas. Tipos toleiíticos são abundantes, do Proterozóico Inferior ao Superior. Ocorrem como intrusões de grande porte, como diques, e como efusões. Os diferenciados ácidos começam a assumir uma importância relativa a partir do Proterozóico Médio, e as variedades peralcalinas também estão presentes no Proterozóico Superior (24). Os tipos alcalinos são abundantes, todavia os primeiros kimberlitos conhecidos datam do Proterozóico, como é também o caso dos carbonatitos (ver Vol. 2). Ao que parece, a partir de dois bilhões de anos, aproximadamente, já tenha sido estabelecido, nos continentes, regime semelhante àqueles de hoje. No entanto, evidência definitiva de zonas de

(15) Tarney e outros, 1976.
(16) Ibarrola, 1969.
(17) Fuster e outros, 1969; resumo em Carmichael e outros, 1974.
(18) Clarke, 1970; Clarke e Upton, 1971.
(19) O'Nions e Clarke, 1972.
(20) Button, 1975.
(21) Resumo, com extensa bibliografia, por Glikson, 1972, 1978, 1979.
(22) Rivalenti, 1976.
(23) Gunn, 1976.
(24) McReath e outros, 1981.

colisão, na forma de séries tipicamente calcoalcalinas e de ofiolitos obduccionados, aparece apenas no final do Proterozóico.

Em resumo, há evidências nas rochas ígneas de que as condições vigentes no Arqueano eram diferentes das de hoje e que, a partir do Proterozóico Médio, a Crosta Continental comportou-se especialmente sob tensão, como a atual, e que os produtos magmáticos apresentam certas semelhanças aos de hoje em ambientes similares. O registro de colisões, por outro lado, é escasso. Teria sido eliminado pelos próprios processos tectônicos, ou nunca teria existido, porque os processos tectônicos eram diferentes? Esta é uma pergunta fundamental no atual debate sobre a evolução da Terra.

Leituras Recomendadas

Sobre a evolução dos conceitos definidos nesse capítulo, Barth (1962, pp. 169 et seq.) apresenta alguns subsídios de ordem histórica, e Carmichael e outros (1974, pp. 39-50) traçam a evolução de cada termo e discutem as implicações genéticas contidas na utilização de cada termo.

Sobre a relação entre a gênese de magmas e os processos internos na Terra, Wyllie (1979, 1981) discute vários aspectos do problema. Sobre a história tectônica da Terra e a conseqüente evolução dos processos de gênese de magma, os artigos por Glikson (1976), Windley (1976), Burke, Dewey e Kidd (1976) representam pontos de partida.

QUESTIONÁRIO

1) Dê sua opinião sobre a lógica de procurar uma relação entre ambientes tectônicos, processos de gênese e evolução de magmas, e a natureza química e mineralógica dos produtos magmáticos na superfície da Terra.

2) Faça uma pesquisa bibliográfica, utilizando qualquer texto publicado após 1976 ou artigos em revistas, tais como Precambrian Research, Bulletin of the Geological Society of America, Tectonophysics, Earth and Planetary Science Letters, Earth Science Reviews ou qualquer outra revista estrangeira ou nacional, para avaliar o estado atual de pensamento sobre a evolução tectônica da Terra, desde sua formação e comparar seus resultados com a matéria exposta neste capítulo.

3) Utilizando referências indicadas na tabela 3.3.1A, verifique quais as diferenças entre os diversos tipos de toleiitos e entre os toleiitos e rochas calcoalcalinas de arcos de ilhas. Alguns dos resultados estão citados em capítulos posteriores, nesse texto. Se sua biblioteca não possui algumas das referências, é possível obtê-las através de esquemas de cooperação entre bibliotecas brasileiras. Procure-se informar, em sua biblioteca, sobre o COMUT (IBICT) ou qualquer outro sistema em operação.

TABELA 3.3.1 – A SÉRIE KOMATÍTICA (NOTA-SE QUE AS DEFINIÇÕES QUÍMICAS SÃO CONTESTADAS POR JAHN E OUTROS, 1980

SÉRIE	CARACTERÍSTICAS MINERALÓGICAS E QUÍMICAS	OCORRÊNCIA NO CAMPO	SIGNIFICADO TECTÔNICO	EXEMPLOS
Komatito	Komatito peridotítico, fenocristais abundantes de olivina e clinopiroxênio, freqüentemente pseudomorfisados, alongados e ocos na textura "spinifex"; komatito basáltico, variolitos bastante abundantes, "spinifex" de clinopiroxênio. Quimicamente, komatito peridotítico com elevado teor de MgO, série caracterizada por $Al_2O_3 > 0,8$, baixos teores de Ti e K, Fe/Mg geralmente baixo; elevados teores de elementos tais como Ni, Cr, incompatíveis com teores baixos.	Derrames, "sills", estrutura em almofada em ambos os tipos; freqüentemente encontrados como xenólitos dentro de granitos.	Duvidoso; predominância no Arqueano; exemplos mais recentes em ambientes aparentemente especiais.	Barbeton, África austral (1); Goiás (2).

(1) Viljoen e Viljoen, 1969.
(2) Danni e outros, 1980; Sabóia, 1979; Teixeira e Danni, 1979; Kishida, 1979.

TABELA 3.3.1-A – RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS DAS SÉRIES PRINCIPAIS DE ROCHAS ÍGNEAS

SÉRIES	CARACTERÍSTICAS GERAIS	SUBDIVISÃO TECTÔNICA OU DE COMPOSIÇÃO	CARACTERÍSTICAS PARTICULARES – QUÍMICO-MINERALÓGICAS	OCORRÊNCIA GLOBAL E NO CAMPO	EXEMPLOS
Toleiíto	Basaltos, hiperstênios normativos, com ou sem olivina; moda: olivina, plagioclásio cálcico, augita. Série, hiperstênio modal raro exceto em certos andesitos e dacitos; quimicamente, enriquecimento de ferro em relação a magnésio de basalto a andesito, e de álcalis em relação a ferro de andesito a riolito.	Cristas meso-oceânicas.	Os basaltos predominam desde tipos transicionais aos alcalinos, ligeiramente subsaturados, até ligeiramente supersaturados; dois tipos principais, um com alto Al_2O_3 precipitando primeiro plagioclásio, outro com alto MgO precipitando olivina; subalcalinos, com baixos teores de elementos incompatíveis, exceto nas variedades transicionais e alcalinas; terras raras com padrões achatados até com deficiência dos elementos leves, pouco enriquecidos relativos aos condritos; razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, média de 0,7035 aprox.; rochas intermediárias e félsicas raras, termos ultramáficos formados por acumulação mais abundantes.	Derrames, diques em enxames, intrusões, inclusive as acamadas; autóctonos ou a alóctonos em ofiolitos?	Vários (1). Ofiolito do complexo da Baía das Ilhas, Terra Nova (2).
		Continentais (dos platôs, "flood", etc.).	Basaltos predominam, com afinidades ligeiramente alcalinas a supersaturadas mineralogicamente, embora quimicamente são mais frequentemente saturados com hiperstênio na norma até supersaturados mais ricos nos elementos incompatíveis do que os das cristas, com terras raras leves mais enriquecidas, e freqüentemente com $^{87}Sr/^{86}Sr$ mais altas; em intrusões acamadas da mesma afinidade, termos diferenciados como anortositos, dioritos e granófiros podem chegar a volumes expressivos: vulcânicas félsicas também ocorrem como componentes expressivos.	Grandes platôs basálticos, doleritos em "sills", intrusões acamadas de grande a pequeno porte.	Basaltos da bacia do Paraná (3); intrusão do Bushveld da África do Sul (4).
		Ilhas oceânicas.	Afinidades com os toleiítos das cristas meso-oceânicas quanto à composição de elementos maiores e razões isotópicas $^{87}Sr/^{86}Sr$, e aos basaltos continentais quanto ao conteúdo de elementos incompatíveis. Diferenciados, geralmente subordinados aos basaltos, podendo chegar a volumes significantes em determinadas ilhas.	Derrames, camadas piroclásticas finas, intrusões intra e subvulcânicas.	Kilauea e Mauna Kea, Havaí (5).
		Arcos de ilhas, margens de continentes e proto-continentes.	O andesito basáltico parece predominar em escala global, embora basalto, andesito basáltico, andesito ou dacito podem predominar em determinados vulcões. Como fenocristais nos basaltos, olivina em reação, plagioclásio cálcico e augita; nos andesitos, xenocristais de olivina, plagioclásio cálcico, pigeonita em variedades mais máficas e hiperstênio nas mais félsicas; óxidos podem aparecer nos dacitos, que possuem outras características semelhantes aos andesitos félsicos; quimicamente, pobre em elementos incompatíveis, padrões das terras raras comparáveis aos das cristas, $^{87}Sr/^{86}Sr$ semelhantes a ligeiramente superiores às das cristas.	Idem; toleiítos freqüentemente entre os primeiros produtos de atividade ígnea em arcos de ilhas, podendo apresentar "facies" submarinhas.	Arco de Tonga – Kermadec, oceano Pacífico do Sudoeste (6).
		Bacias extensionais dos pós-arcos – ambientes oceânicos.	Toleiítos praticamente idênticos aos das cristas meso-oceânicas.	Derrames submarinhos e subaéreos, intrusões subvulcânicas.	Idem (7).
		Ambientes proto-continentais e continentais.	Variam desde praticamente idênticos aos toleiítos das cristas meso-oceânicas até híbridos, entre os das cristas e os dos continentes.	Derrames, intrusões subvulcânicas.	Estreito de Bransfield, Antártida (8).
Calcoalcalina	Nos produtos expostos na superfície, o andesito é a rocha mais abundante; em intrusões em áreas orogenéticas, o tonalito e o granodiorito são abundantes; na série, de basalto a riolito, não há um enriquecimento severo de ferro em relação ao magnésio; mineralogicamente, os plagioclásios apresentam zonação marcante, desde núcleos extremamente cálcicos em todos os termos até dacito; a hornblenda ocorre com freqüência e a biotita pode aparecer raramente em termos félsicos extrusivos, como fenocristal, mais freqüentemente na base fundamental; nas intrusivas, ela é comum.	Arcos de ilhas.	O andesito, com augita e hiperstênio, parece mais abundante, com andesitos portadores de hornblenda em segundo plano; basaltos praticamente indistinguíveis de toleiítos das cristas, exceto quando o anfibólio está presente; no entanto, quimicamente são mais empobrecidos em elementos, tais como Ni e Cr, e mais enriquecidos em elementos incompatíveis; tendem a apresentar, também, razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ um pouco mais elevadas; termos félsicos podem apresentar características que acusam a participação de sedimentos na sua gênese – como altas razões $^{87}Sr/^{86}Sr$, razões anormais de isótopos de chumbo, etc.	Derrames, piroclásticas, intrusões subvulcânicas inclusive com cumulados máficos.	Antilhas menores (9).
		Margens continentais, inclusive protocontinentes, tais como Japão, Nova Zelândia, etc.	Três conjuntos mineralógicos nas assembléias fenocristalinas dos andesitos, inlcusive de pressão baixa e seca (plagioclásio mais clino e ortopiroxênio), de pressão baixa e úmida (plagioclásio anfibólio e óxidos), e de pressão alta e seca (xenocristais de quartzo, feldspato sódico, granada); andesitos félsicos e dacitos ou equivalentes intrusivos bastante abundantes; similares aos arcos de ilhas em outros aspectos.	Vulcânicas e subvulcânicas; grandes batolitos.	Cadeia das Cascatas e vizinhanças (EUA) (10); batólito (Peru-Chile) (11).

(1) Engel e outros, 1965; Melson e outros, 1968; Nicholls e Islam, 1971; Miyashiro e outros, 1969; resumo em Carmichael e outros, 1974, pp. 374-378.
(2) Resumo em Coleman, 1977.
(3) Amaral e outros, 1966; Leinz, 1949; Sartori e outros, 1975; Szubert e outros, 1978.
(4) Resumos em Wager e Brown, 1967; Stanton, 1972; Carmichael e outros, 1974.
(5) MacDonald e Katsura, 1964; Jackson e Wright, 1970; resumo em Carmichael e outros, 1974.
(6) Brothers, 1970; Brothers e Martin, 1970; Brothers e Searle, 1970; Baker e outros, 1970; Bauer, 1970; Bryan, 1971; Engel e Engel, 1969; Karig, 1970; Bryan e Ewart, 1970; Ewart e outros, 1973 *a* e *b*; Oversby e Ewart, 1972; Ewart, 1976; Meulenbachs e Hoering, 1972.
(7) Reay e outros, 1974; Hawkins, 1976.
(8) Hawkes, 1961; McReath, 1975; Gonzalez-Ferran e Katsui, 1971; Tarney e outros, 1980.
(9) Baker, 1968; Wager, 1962; Lewis, 1971; Reay, 1974; Cawthorn e outros, 1973; Siggurdson e outros, 1973; Arculus e Wills, 1980; Baker e Holland, 1973.
(10) Resumo em Carmichael e outros, p. 567-568; Larsen e outros, 1937, 1938; Larsen, 1948; Larsen e Cross, 1956; Larsen e Schmidt, 1958; Sen e outros, 1959; Larsen e Draisin, 1950; Taubenek, 1957; Towell e outros, 1965; Williams, 1934; Zartman, 1974; Church e Tilton, 1973; Frey e outros, 1978; Church, 1976.
(11) McNutt e outros, 1975; Lopes-Escobar e outros, 1977; Myers, 1975 *a* e *b*; Pichler e Zeil, 1972; Pitcher e Bussel, 1977; Taylor, 1976; Cobbing e Pitcher, 1972; Dostal e outros, 1977 *a* e *b*.

TABELA 3.3.1-A – RESUMO DAS CARACTERÍSTICAS DAS SÉRIES PRINCIPAIS DE ROCHAS ÍGNEAS

(continuação)

SÉRIES	CARACTERÍSTICAS GERAIS	SUBDIVISÃO TECTÔNICA OU DE COMPOSIÇÃO	CARACTERÍSTICAS PARTICULARES – QUÍMICO-MINERALÓGICAS	OCORRÊNCIA GLOBAL E NO CAMPO	EXEMPLOS
Alcalina	Com algumas exceções, subsaturação com respeito à sílica, sem quartzo ou hiperstênio na norma; na série, pouco ou nenhum enriquecimento em ferro em relação ao magnésio, tendo tendência ao enriquecimento contínuo em álcalis; de modo geral, bastante enriquecida nos elementos incompatíveis, comparada às séries anteriores; conteúdos de Ti e P geralmente mais altos; $^{88}Sr/^{86}Sr$ freqüentemente mais alta; mineralogicamente, olivina estável, sem bordas de reação, em vulcânicas, aparece na matriz, em termos máficos a intermediários; salita e/ou titanaugito o clinopiroxênio mais importante em termos máficos, augita subcálcica, podendo também aparecer; em diferenciados, piroxênios ou anfibólios alcalinos; plagioclásio, mais sódico, atingindo, normalmente, labradorita sódica, nos termos máficos; ortopiroxênio ausente da assembléia de minerais desenvolvidos sob baixa pressão.	Fracamente alcalina.	Basaltos, ligeiramente subsaturados, sem nefelina abundante na norma, hiperstênio-normativos, passando para diferenciados, saturados ou supersaturados, por vezes peralcalinos; na moda, os feldspatóides podem ocorrer na matriz, porém não freqüentemente, em termos basálticos; a titanaugita é o clinopiroxênio típico nos basaltos; terras raras leves ligeiramente enriquecidos em relação às pesadas nos termos máficos, porém padrões de distribuição ainda pouco mais enriquecidos do que nas séries anteriores.	Ilhas oceânicas pouco afastadas das cristas meso-oceânicas; ambientes continentais; em certos arcos, há variedades mais potássicos (absarokitos, etc.) e em outros arcos, variedades mais sódicos (usa-se, aqui, "arco" para significar arcos desenvolvidos nos oceanos e nos continentes); vulcânicas e subvulcânicas.	Ilha de Páscoa (1); Nova Guiné (2).
		Alcalina.	Hiperstênio ausente na norma; feldspatóides geralmente presentes na norma em basaltos, porém raros na moda, exceto na matriz; ortopiroxênio ausente do conjunto mineralógico de baixa pressão, porém raramente observado como xenocristal representativo do conjunto de alta pressão; diferenciados geralmente subsaturados, porém não fortemente, podendo apresentar, também, supersaturação; elementos incompatíveis bastante enriquecidos; caracteristicamente, observam-se termos até ultramáficos nas vulcânicas, estes derivados por acumulação de cristais.	Ilhas oceânicas moderadamente afastadas das cristas meso-oceânicas; arcos desenvolvidos em protocontinentes e continentes; ambientes continentais; vulcânicas, subvulcânicas, intrusões mais profundas.	Ilhas de Gough, Santa Helena e Tristão da Cunha, oceano Atlântico (3); Japão (4).
		Fortemente alcalina – ramal sódicos.	Feldspatóides presentes na moda, desde os termos máficos até os diferenciados; quimicamente, elementos incompatíveis bastante enriquecidos; freqüentemente em situações continentais, associada a carbonatitos; também, podem atingir peralcalinidade, quando minerais exóticos (eudialita) de Ti-Zr aparecem.	Ilhas oceânicas bastante afastadas das cristas meso-oceânicas; talvez associadas a falhas profundas; "rifts" continentais; derrames, intrusões subvulcânicas e mais profundas.	Fernando de Noronha (5); "rifts" da África Oriental (6).
		Carbonatitos	Rochas compostas, predominantemente, de carbonato, de origem ígnea; determinados elementos – Zr, Nb, terras raras – excepcionalmente concentrados; razões isotópicas semelhantes àquelas apresentadas pelas rochas ígneas silicáticas.		Jacupiranga (7); Oldoinyo Lengai, Quenia (8).
		Ramal potássico	Plagioclásio geralmente ausente; leucita às vezes presentes na norma e na moda; outros sítios de potássio são micas e k-feldspato; algumas variedades apenas fracamente subsaturadas até hiperstênio – normativas, porém contêm leucita; geralmente, muito enriquecidos nos elementos incompatíveis, mesmo em termos máficos.	"Rifts" continentais e algumas províncias de significado tectônico ainda duvidoso.	África (6).
		Lamprófiros.	Rochas extremamente porfiríticas com fenocristais máficos em matrizes que contêm feldspatos.	Freqüentemente como diques, cortando granitos, com os quais não há evidência de uma ligação petrogenética; também, em províncias ligadas a kimberlitos, e também encontrados em províncias de vulcanismo potássico.	(9).
Kimberlitos	Micaperidotitos, geralmente serpentinizados.		Os "Ultramáficos" contêm mica abundante, a rocha então se assemelhando aos lamprófiros; "basálticos" com pouca mica; "alnoíticos", melilita-lamprófiros; por vezes portadores de diamantes; combinam as características típicas de rochas ultramáficas (Ni, Cr, altos) com elevados teores de elementos incompatíveis.	Pequenas intrusões circulares, gradando para diques em profundidade; ocorrem em áreas de escudos estáveis ou em cinturões móveis ao redor dos escudos; ocorrências em outros ambientes, extremamente raras; outras manifestações no campo, como, por exemplo, possíveis efusivas, também raras; geralmente, ocorrem numa interseção entre duas linhas de fraqueza na crosta, os diques ocupando as fraturas e a intrusão circular, a interseção.	África do Sul (10); Brasil (11).

(*) A alcalinidade possui implicações apenas quanto à relação ($Na_2O + K_2O$) "versus" um parâmetro, geralmente SiO_2, numa classificação química; em termos mineralógicos, muitos autores enfatizam que a alcalinidade deve ser acompanhada pela presença de minerais alcalinos, tais como piroxênios e anfibólios alcalinos – é insuficiente uma rocha apresentar apenas feldspato alcalino, sem plagioclásio, para ser considerada alcalina. No entanto, algumas classificações tendem a considerar, também, o fato de alcalinidade estar acompanhada por subsaturação com respeito à sílica, em muitos casos. Por exemplo, os olivina-basaltos alcalinos devem conter um feldspatóide na norma. Essas generalizações são deficientes quando se chega a consdierar algumas rochas, mais raras. Por exemplo, os wyomingitos contêm leucita modal abundante, porém, na norma, podem ser ligeiramente supersaturados. Sem dúvida, são fortemente alcalinos [$(Na_2O + K_2O)/SiO_2 = 0,25$)], quando comparados a um basalto toleiítico [$(Na_2O + K_2O)/SiO_2 = 0,06$)]. Portanto, consideramos esses exemplos na categoria de fortemente alcalinos. Por outro lado, os absarokitos, referidos como sendo fracamente alcalinos, contêm uma quantidade menor de álcalis [$(Na_2O + K_2O/SiO_2 = 0,1$)] do que os wyomingitos, embora sejam mais alcalinos do que os basaltos calcoalcalinos dos mesmos arcos [$(Na_2O + K_2O/SiO_2 = 0,06$)]. Portanto, esses exemplos são considerados como fracamente alcalinos. Salienta-se que outros exemplos de absrokitos de áreas continentais podem ser mais alcalinos e, também, subsaturados.

(1) Baker e outros, 1974.
(2) Jakes e White, 1969.
(3) Resumo em Baker, 1973 e Carmichael e outros, 1974; Le Maitre, 1960, 1962; Baker e outros, 1964; Tilley e Muir, 1964; Baker e outros, 1967; Baker, 1969.
(4) Kuno, 1966.
(5) Almeida, 1955; Gunn e Watkins, 1976.
(6) Resumo em King, 1970; Bell e Powell, 1969, 1970.
(7) Melcher, 1965.
(8) Dawson, 1962, 1964.
(9) Resumos em Turner e Verhoogen, 1960 e Carmichael e outros, 1974.
(10) Dawson, 1970.
(11) Svisero e outros, 1977, 1979.