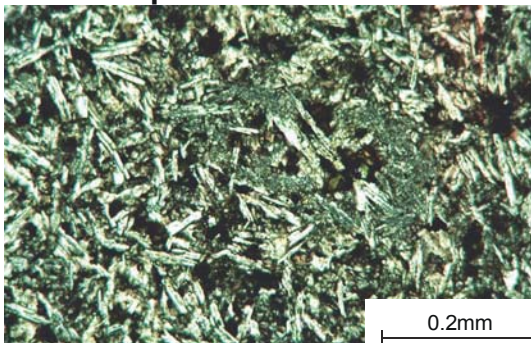


4. Séries de cristalização fracionada

A maioria dos magmas basálticos é considerada como originada de **fusão parcial do manto superior**. Como a primeira aproximação, a composição química e a mineralógica das rochas constituintes do manto superior é interpretada como relativamente homogêneas, sendo **3/4 de rocha peridotítica** de composição **utlramáfica**, que é composta de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e granada, e **1/4 de rocha eclogítica** de composição **máfica**, de clinopiroxênio e granada. Tal composição hipotética do manto superior é chamada por Ringwood como **pirolito**. As condições físicas da fusão parcial, tais como temperatura, pressão, etc., também são pouco variáveis. Portanto, os magmas formados diretamente pela fusão parcial, denominado de **magma primário**, possuem sua composição química relativamente pouco variável. Um forte **candidato do magma primário** é **magma basáltico**. Por outro lado, existe também a opinião de que este magma basáltico, aparentemente primário, já é produto de cristalização fracionada e, o magma primário de verdade é magma picurítico, que é mais máfico do que o magma basáltico.

Dentro das rochas basálticas, há certos grupos que contêm poucos fenocristais. Esta textura, denominada **afírica**, sugere que o referido magma passou o processo apenas **incipiente de cristalização fracionada** na crosta terrestre (Fig. 4.1). O fato indica que o magma gerado no manto superior ascendeu-se rapidamente dentro da crosta até a superfície da Terra em curto espaço de tempo. Portanto, a **composição química** deste basalto pode ser **próxima à do magma primário**.

A. Nicois paralelos



B. Nicois cruzados

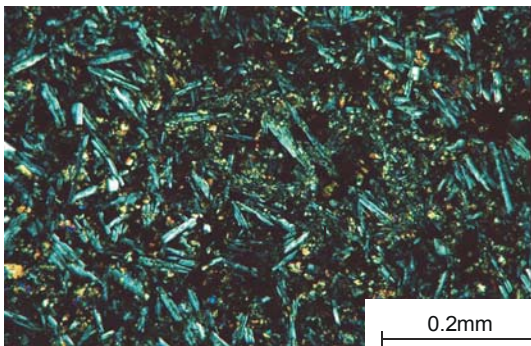


Fig. 4.1. Fotomicrografia da textura afírica do basalto andesítico encontrado na proximidade de Galópolis, RS: (A) nicois paralelos; (B) nicois cruzados.

Por outro lado, existem determinadas rochas basálticas que contêm **xenólitos de rochas ultramáficas** cuja composição mineralógica é caracterizada por alta abundância de olivina (Fig. 4.2). Estes xenólitos, chamados popularmente como **nódulos**, são considerados **fragmentos do manto** capturados pelo magma basáltico. As rochas ultramáficas do manto têm **peso específico maior** do que o magma e portanto os xenólitos, sobretudo de tamanho gran-



Fig. 4.2. Xenólito de composição lherzolítica proveniente do manto (cor clara), encontrado em álcali olivina basalto (cor escura) intrusivo no final do Terciário, no Cerro Redondo, Provincia de Santa Cruz, Argentina.

Tabela 4.1. Composição química das principais rochas ígneas, compilado por Miyashiro & Kushiro (1975) e Motoki (1986). A - basalto; B - gabro; C - andesito; D - diorito; E - riolito; F - granito; G - traquito; H - álcali sienito; I - álcali sienito com nefelina (pulaskito); J - nefelina sienito; K - fonolito.

Elem.(%)	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
SiO ₂	49.06	48.24	59.59	58.00	72.80	70.18	60.5	60.8	50.7	60.4	58.7
TiO ₂	1.36	0.97	0.77	0.76	0.33	0.39	0.16	0.74	0.70	0.46	0.18
Al ₂ O ₃	15.70	17.88	17.31	16.46	13.49	14.47	19.10	17.50	17.90	18.90	19.10
FeO	6.37	3.16	3.33	2.89	1.45	1.57	2.30	2.10	1.70	1.10	2.30
Fe ₂ O ₃	5.38	5.95	3.13	4.04	0.88	1.78	3.40	3.36	3.35	3.20	3.28
MnO	0.31	0.13	0.18	0.12	0.08	0.12	0.16	0.18	0.19	0.10	0.17
MgO	6.17	7.51	2.76	3.57	0.38	0.88	1.20	0.70	0.80	0.58	0.35
CaO	8.95	10.99	5.80	6.14	1.20	1.99	1.20	2.20	2.40	1.70	1.30
Na ₂ O	3.11	2.55	3.58	3.46	3.38	3.48	5.70	5.60	6.30	6.20	7.00
K ₂ O	1.52	0.89	2.04	2.10	4.46	4.11	6.00	6.30	6.10	6.60	6.40
H ₂ O	1.62	1.45	1.26	1.27	1.47	0.84	1.07	0.34	0.48	0.52	1.19
P ₂ O ₅	0.45	0.28	0.26	0.27	0.08	0.19	0.07	0.2	0.22	0.13	0.05

de, tendem a **afundar rapidamente** no magma, não chegando até a superfície. A **presença destes xenólitos** dentro de lava basáltica implica na **ascensão rápida do magma**, não havendo tempo para afundar os xenólitos. Considera-se que tal tipo de basalto possui sua composição **próxima à do magma primário**.

Após a geração, os magmas primários são submetidos ao processo de evolução química principalmente por meio de resfriamento e conseqüente cristalização dos minerais. Em modo muito grosso, os processos de evolução magmática são similares em qualquer região do mundo. Desta forma, **a composição química de rochas ígneas é relativamente limitada**. Como por exemplo, existem as rochas sedimentares e as metamórficas compostas quase inteiramente de sílica, tais como arenito e quartzito. Entretanto, não se encontram rochas ígneas de tal composição (Tabela 4.1). Durante o resfriamento, o magma evolui quimicamente de várias formas, de acordo com a composição química do magma primário, pressão, teor de fluidos, etc. Devido à diversidade dos fracionamentos magmáticos, as rochas ígneas formam **séries de cristalização fracionada**.

4.1. Magma primário basáltico

Acredita-se que **a composição química do magma primário é basáltica**, ou seja, **máfica**. Este conceito, ou seja, a hipótese de trabalho, não implica diretamente que o magma gerado primeiramente no manto é de composição basáltica. Dentro do manto, podem ocorrer vários fenômenos que podem modificar a composição do magma. Entretanto, quando **o magma sai do manto e entra na crosta**, a sua composição é **basáltica**.

O basalto é a rocha vulcânica mais freqüentemente encontrada no mundo. Seja de qualquer região do mundo, as rochas basálticas que ocorrem em grande escala possuem sua composição química similar, até certo nível (Tabela 4.2). Portanto, estima-se que a composição do magma primário é similar a das rochas basálticas africanas e/ou as rochas basálticas com xenólitos do manto. Porém, estima-se que os teores de SiO₂, Na₂O e K₂O são pouco inferiores, o de MgO é pouco superior e, a proporção FeO*/MgO é pouco inferior. A expressão **FeO*** corresponde ao **ferro total recalculado como FeO**. O teor de SiO₂ do magma primário é estimado como sendo um **pouco superior a 45%**, mas significativamente inferior a 50%, e a sua **temperatura** é de cerca de **1200 °C**. De fato, as rochas ígneas com teor de SiO₂ inferior a 45%, denominadas rochas ultrabásicas, são muito raras.

A composição do magma primário é obviamente diferente daquela da rocha do manto, que é ultramáfica. Durante a fusão parcial do manto, os elementos com **raio iônico grande**, tais como K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , etc., denominados **elementos incompatíveis**, são extraídos preferencialmente **para formar o magma**. Portanto, o magma possui maior teor de SiO_2 , Na_2O e K_2O , menor teor de FeO^* e MgO , e maior proporção de FeO^*/MgO do que a rocha original do manto. Isto é, o magma é mais félsico do que a rocha do manto. Por outro lado, a rocha do manto **remanescente da fusão parcial** é empobrecida nesses elementos. O manto constituído por uma típica rocha com esta característica química é denominado **manto depletado**.

Durante a **cristalização do magma** por meio de resfriamento, os elementos incompatíveis tendem a permanecer no líquido, e não, entrar nos minerais cristalizados. Os primeiros minerais cristalizados a partir do magma geralmente afundam em direção à base da câmara magmática, e portanto, os **elementos incompatíveis tendem a se concentrar no magma residual**. Desta forma, o magma é **enriquecido em SiO_2 , Na_2O e K_2O** , e **empobrecido em FeO^* e MgO** , ou seja, se torna mais félsico, e **aumenta na proporção FeO^*/MgO** . A evolução química do magma por meio de resfriamento e conseqüente cristalização é denominado **cristalização fracionada**. Este fenômeno é muito importante em discussões de composição química e mineralógica de rochas ígneas (Fig. 3.15). Tanto **na fusão parcial**, quanto na **cristalização fracionada**, a composição química do magmas evolui de **máfica para félsica**. Considerando a composição química do manto, ultramáfico, da crosta oceânica, máfica, e da crosta continental, félsica, se deduz que a crosta oceânica é gerada a partir da fusão parcial do manto, e a crosta continental é formada por meio dos complexos processos que envolvem a refusão da crosta continental antiga e da crosta oceânica. De qualquer forma, **todas as rochas da crosta**, tanto continental quanto oceânica, **passaram pelo menos uma vez a experiência de fusão**.

Tabela 4.2. Composição química média das principais rochas basálticas do mundo (% de peso), compilado por Miyashiro & Kushiro (1975).

Elemento	1	2	3	4	5
SiO_2	47.41	50.56	50.03	49.34	53.81
TiO_2	2.87	2.78	0.84	1.49	0.95
Al_2O_3	18.02	12.79	15.71	17.04	17.79
FeO	4.17	3.23	2.92	1.99	2.44
Fe_2O_3	5.8	11.24	8.83	6.82	6.60
MnO	0.16	0.22	0.27	0.17	0.19
MgO	4.79	5.40	7.35	7.19	5.87
CaO	8.65	10.29	11.95	11.72	8.79
Na_2O	3.99	2.55	1.47	2.73	2.76
K_2O	1.66	0.59	0.24	0.16	0.62
H_2O	1.40	-	-	1.27	-
P_2O_5	0.92	0.31	0.09	0.16	0.19
Total	99.84	99.96	99.70	100.08	100.01
FeO^*/MgO	1.99	2.62	1.56	1.20	1.50

- 1: Álcali olivina basalto de ilhas oceânicas e seamounts.
- 2: Basalto toleítico de Platô de Deccan, Índia.
- 3: Basalto toleítico da Região Izu-Hakone, Japão.
- 4: Basalto toleítico da cadeia meso-oceânica do Oceano Atlântico.
- 5: Basalto e andesito Ca-alcálicos da Região Izu-Hakone, Japão.

4.2. Série Ca-alcalina e modelo de Bowen

Os minerais que se cristalizam no estágio inicial do resfriamento do magma primário basáltico, tais como olivina e plagioclásio cálsico, contêm **alto teor de MgO , FeO e CaO** . Portanto, o **magma residual** se torna empobrecido nestes componentes, e **enriquecido em sílica (SiO_2) e álcalis (Na_2O , K_2O)** por efeito relativo. Decorrente da evolução magmática pelo resfriamento, as rochas ígneas originadas de magmas em **estágio avançado de cristalização fracionada** possuem **baixo teor de minerais máficos**. Desta forma, o **índice de cor** é utilizado como um importante **indicador** semiquantitativa da **temperatura** do magma. Através da cristali-

zação fracionada, o **magma é fracionado de alto índice de cor para baixo índice de cor**, ou seja, de **melanocrática para leucocrática**.

A evolução química por meio de cristalização dos minerais de acordo com o esquema acima citada é denominada a **série Ca-alcalina**. Na cristalização fracionada desta série, o **primeiro mineral máfico que se cristaliza** é a **olivina magnesiânica** ($(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$), como crisolita (Fo_{70-90}) ou forsterita (Fo_{90-100}). Este mineral é altamente máfico no sentido químico e denso no sentido físico, e portanto, afunda rapidamente na base da câmara magmática, retirando magnésio e ferro do sistema. Através do **afundamento de olivina**, o **magma residual** se torna **mais félsico**, ou seja, menos máfico.

Quando o magma se resfria até a temperatura denominada **temperatura da reação**, ou seja, **temperatura cotéctica**, os grãos de **olivina** cristalizada **reagem** com a parte líquida do magma, denominada “**melt**”, **transformando-se em ortopiroxênio**. O ortopiroxênio comumente encontrado nas rochas basálticas com teor de SiO_2 entre **45~52%** possui Fe/Mg ligeiramente superior a 1 (En_{70-50}), denominado **hiperstênio** ($(\text{Mg,Fe})_2\text{Si}_2\text{O}_6$). Em **alta temperatura**, a **olivina magnesiânica** é físico-quimicamente **estável**, porém, em **baixa temperatura**, com SiO_2 suficiente, **torna instável**. Por isso, na **temperatura da reação**, a **olivina absorve a sílica presente no melt**, e se **transforma em ortopiroxênio**. Nas lâminas delgadas, observa-se que os fenocristais de olivina magnesiânica presentes em certas rochas basálticas são transformados em hiperstênio na sua margem ou ao longo das fraturas. Esta textura é denominada **borda de reação** (Fig. 4.3) ou **englobamento**. O sistema físico-químico que envolve a reação acima citada é denominado **fusão incongruente** (Fig. 4.4.). Desta forma, o mineral máfico cristalizado muda de olivina para ortopiroxênio.

Em **estágio mais avançado**, ou seja, de temperatura do magma mais baixa, a cristalização de **clinopiroxênio** ($\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$) assumi o lugar de **ortopiroxênio** e a composição do magma evoluem a ser para mais félsica. O clinopiroxênio comumente encontrado nas rochas basálticas e andesíticas é **augita** ($\text{Ca}(\text{Mg,Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$) com proporção Fe/Mg em torno de 1. Junto com a **elevação de SiO_2** , a proporção de **FeO^*/MgO** do magma e dos minerais cristalizados aumenta através do avanço de cristalização fracionada. Estes parâmetros são importantes **indicadores químicos** semiquantitativa da **temperatura** do magma.

Concomitantemente com a cristalização dos minerais máficos, ocorre também a **cristalização de plagioclásio**. Este mineral forma um sistema de solução sólida contínua entre albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). O **plagioclásio cálcico** (labradorita, An_{50-70} , bytonita An_{70-90}) é o **único mineral félsico** que se cristaliza nos **magmas basálticos**. Através da cristalização fracionada, o **plagioclásio evolui-se para ser mais sódico**, sendo labradorita (An_{50-70}). A **composição química de plagioclásio** também é um importante **indicador de temperatura do magma**.

Com a redução da temperatura magmática, cristaliza-se **anfibólio** no lugar de clinopiroxênio. O anfibólio comumente encontrado nas rochas andesíticas é **hornblenda** ($\text{Ca}(\text{Mg,Fe})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, etc.; a composição de hornblenda é muito complexa), com teor de ferro superior ao de magnésio. O mineral félsico que se cristaliza continua sendo **plagioclásio**, mas, sua composição se torna **mais sódica** (andesina, An_{30-50}). O teor de SiO_2 neste estágio está na faixa de **52~66%** (composição **intermediária**) e a rocha vulcânica correspondente é andesito.

Em **estágio mais avançado**, inicia-se a cristalização de **biotita**, chamada popularmente de mica preta, como mineral máfico principal. A biotita comumente encontrada nas rochas dacíticas e riolíticas é **annita** ($\text{K}(\text{Mg,Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_8(\text{OH})_4$, etc.; a composição de biotita é complexa), com teor de ferro muito superior ao de magnésio. Paralelamente, cristalizam-se os minerais félsicos, tais como **feldspato potássico** (KAlSi_3O_8) e **quartzo** (SiO_2), com eventual presença de **muscovita** (mica branca de alumínio). O **plagioclásio** cristalizado neste estágio é **sódico** (oligoclásio, An_{10-30}).

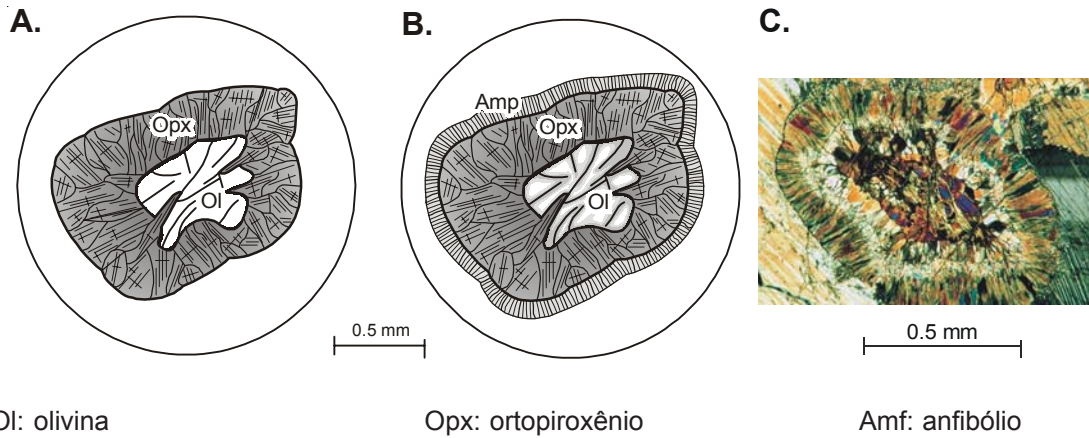
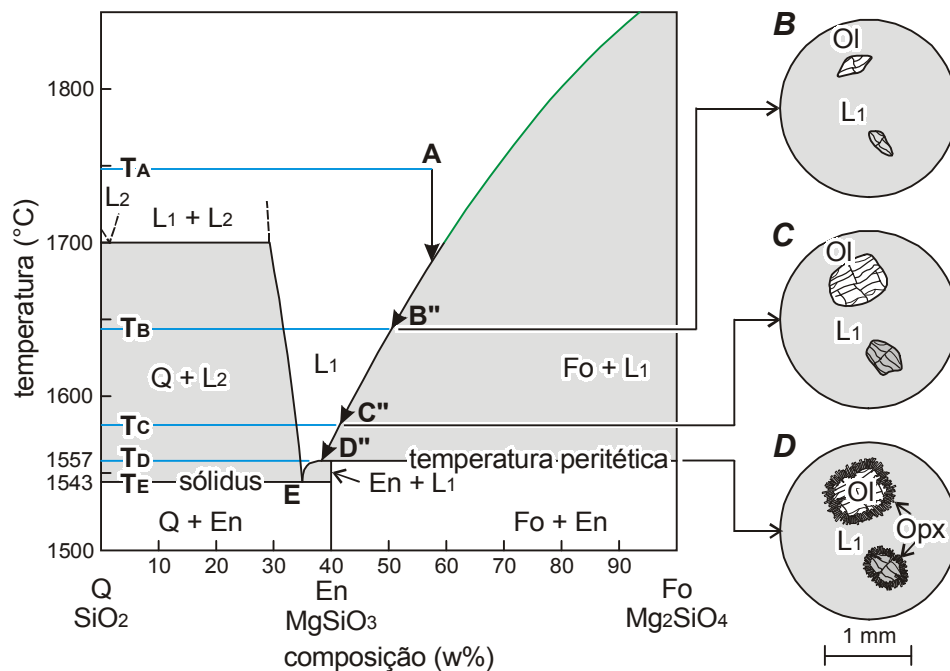


Fig. 4.3. Imagens microscópicas de: A) ilustração esquemática de borda de reação simples composta de ortopiroxênio (hiperstênio) em torno de um fenocristal de olivina magnesiana observado em rochas basálticas da série toleítica; B) ilustração esquemática de borda de reação bem desenvolvida composta de ortopiroxênio magnesiano e anfibólio magnesiano (tremolita - actinolita) em torno de olivina magnesiana parcialmente serpentinizada; C) fotomicroscopia do exemplo B, denominada textura quelíptica (nicóis cruzados).

A. Sistema de fusão incongruente

B. Borda de reação



Q: cristobalita ou quartzo (minerais de sílica)
Fo: forsterita (olivina de magnésio)
Opx: ortopiroxênio (hiperstênio)
L₁: líquido rico em magnésio

En: proto-enstatita ou enstatita (ortopiroxênio)
Ol: olivina rica em magnésio
E: ponto eutético
L₂: líquido rico em sílica

Fig. 4.4. Diagrama de fase do sistema fusão incongruente entre forsterita e quartzo no estado seco, segundo Bowen & Anderson, 1914, e sua relação com o processo de formação de borda de reação (B, C, D).

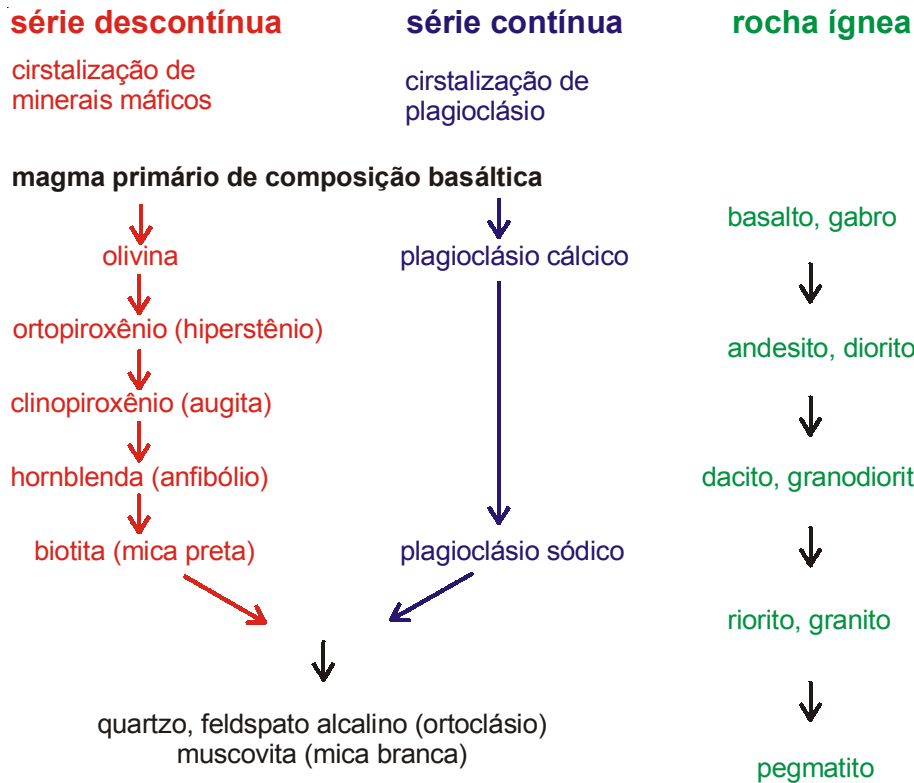


Fig. 4.5. Modelo de evolução magmática da série Ca-alcalina, segundo Bowen (1928).

Entretanto, no estágio final, cristalizam-se **feldspato potássico, quartzo e plagioclásio sódico** (andesina, An_{10-30}). O teor de SiO_2 neste estágio é alto, sendo **acima de 66%** (composição **ácida**). As rochas ácidas, tais como granito, granodiorito, riolito e dacito são específicas do Planeta Terra, sendo parte constituinte da crosta continental.

Em 1928, N.L. **Bowen** apresentou um **modelo de evolução magmática** conforme a explicação acima, com base nos ensaios físico-químicos e observações de rochas ígneas naturais. Segundo o modelo dele, todas as variedades de rochas ígneas são derivadas a partir de **um único magma primário** de composição **basáltico**. A variedade química de rochas ígneas é devida à diferenciação por meio de **cristalização fracionada** a partir do magma primário basáltico (Fig. 4.5.). Ele esclareceu a existência de reações físico-químicas entre o magma e os minerais cristalizados, denominada de **princípio de reação**, e propôs duas séries de reação em função do resfriamento magmático: **séries descontínua e contínua**.

A **série descontínua** é observada na cristalização dos **minerais máficos**. Conforme as explicações acima citadas, durante o resfriamento magmático **o mineral máfico em flutuação no magma se torna instável e reage com o magma (melt) para formar um outro mineral máfico, que é estável em temperatura mais baixa**. Ele considerou que a cristalização sequencial de olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita é devida a este fenômeno. A reação da olivina com o melt residual já foi comprovada através das observações de textura de englobamento, ou seja, borda de reação em lâminas delgadas e dos ensaios físicos no laboratório. Entretanto, a mesma reação entre outros minerais máficos ainda não foi confirmada.

A **série contínua** é observada na cristalização de **plagioclásio**. Durante o resfriamento magmático, este mineral é cristalizado em uma ampla faixa de estágios, variando sua composição química, de **cálcica para sódica**, formando **textura de zoneamento** (Fig. 4.6). Isto é, a parte central dos cristais de plagioclásio é relativamente cálcica, e a borda é sódica, com passa-

A. Regular

B. Oscilatório

C.

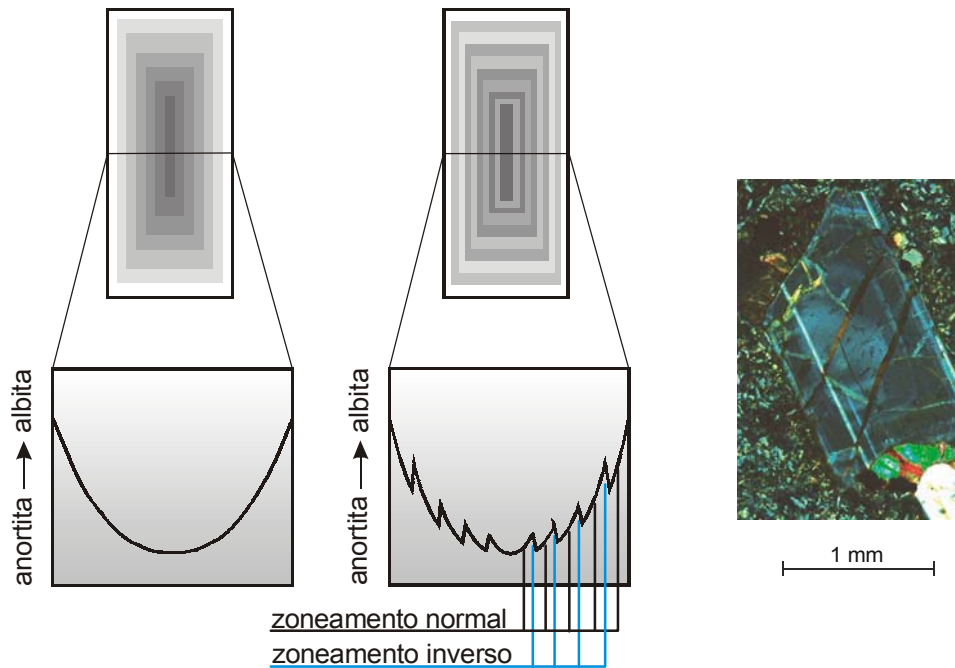


Fig. 4.6. Perfil composicional esquemático de: (A) zoneamento regular; (B) zoneamento oscilatório de plagioclásio; (C) fotomicrografia de zoneamento oscilatório de plagioclásio, encontrado em Galópolis, RS (nicóis cruzados).

A. Diagrama de fase de plagioclásio

B. Zoneamento

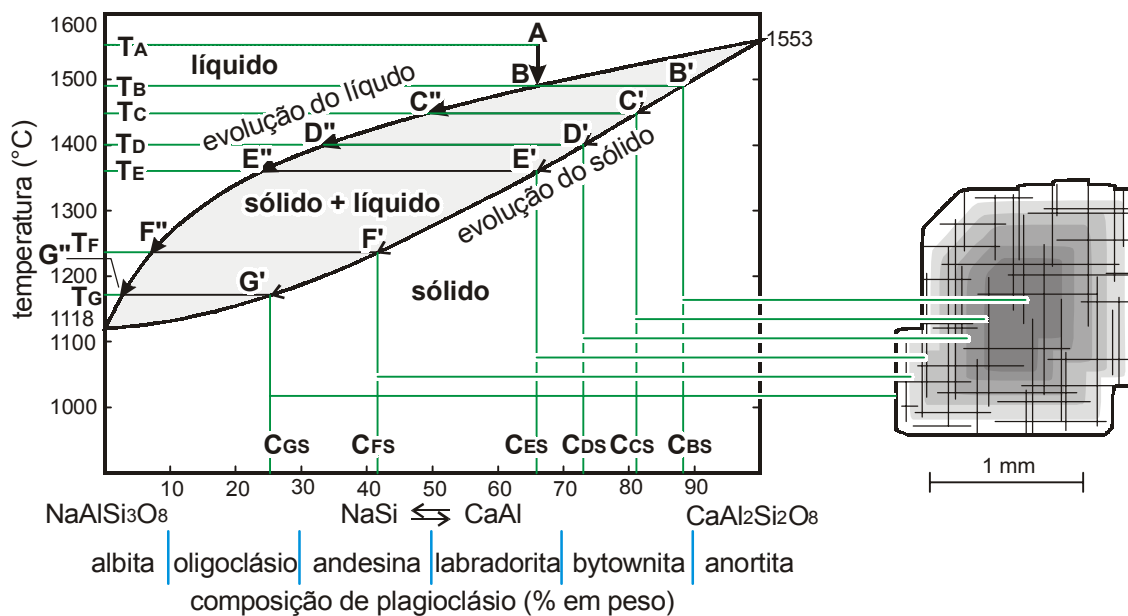


Fig. 4.7. Diagrama de fase do sistema solução-sólida (A) e zoneamento de plagioclásio (B). De acordo com o processo de resfriamento, a partir da temperatura T_B até T_G , a composição química do plagioclásio cristalizado muda de C_{BS} para C_{GS} . Devido a isso, o grão de plagioclásio cresce formando o núcleo cálcico e a borda sódica.

gem geralmente gradativa. Este fenômeno está de acordo com o princípio de sistema de **solução sólida** (Fig. 4.7).

Desta forma, Bowen tentou explicar as variedades químicas de rochas ígneas presentes no mundo inteiro por meio de **um único processo de evolução magmática**: por meio da cristalização fracionada, o magma primário basáltico (gabrítico) evolui-se para andesítico (diorítico), dacítico (granodiorítico) e riolítico (granítico), aumentando SiO_2 , Na_2O , K_2O e diminuindo MgO , FeO e CaO . De fato, nem todas as rochas ígneas seguem ao modelo de Bowen. Mesmo assim, o presente modelo é importante para interpretar a variação química das rochas eruptivas de vulcões da região de cordilheiras e arcos de ilhas. Hoje em dia, as rochas ígneas com composição de acordo com o modelo de Bowen são classificadas como uma das séries principais de evoluções magmáticas, denominada de **série Ca-alcalina** (Fig. 3.17).

No **magma residual**, junto com os elementos incompatíveis, ocorre a concentração de **materiais voláteis**, tais como H_2O , H_2S , CO_2 , B, Cl, F, etc. Com o auxílio das atividades físico-químicas dos materiais voláteis, sobretudo de H_2O , o magma **umenta fluidez** e pode manter o **estado líquido** mesmo em **baixa temperatura** como 500°C . Tal magma é denominado **magma pegmatítico**. No caso do **magma comum**, **ortomagma**, a temperatura mínima é de cerca de 600°C . Certos tipos de pegmatito demonstram textura de complexa interdigitação entre quartzo e feldspato potássico (microclina), denominada **textura gráfica** (Fig. 4.8). Essa textura é formada a partir da cristalização dos dois minerais no **ponto eutético** (Fig. 4.9). O magma pegmatítico contém, em alta concentração, vários **elementos incompatíveis** tais como U, Th, Zr, REE (elementos terras raras), Be, Bi, Li, etc., formando eventualmente depósitos minerais. O resfriamento de magma pegmatítico forma a rocha constituída por **cristais muito grandes**, de escala centimétrica a decimétrica, denominada **pegmatito**. Os principais minerais constituintes são **feldspato potássico** (microclina, KAlSi_3O_8), **quartzo** (SiO_2), **plagioclásio** altamente **sódico** (albita, An_{0-10}) e pequena quantidade de **biotita** e **moscovita**. O índice de cor é geralmente inferior a 5, freqüentemente próximo ao zero, sendo **altamente leucocrático**. O **aplitó** também é uma rocha originada de **magma granítico residual**, com granulometria de 1 a 3 mm, composta de **feldspato potássico e outros minerais**, ocorrendo na forma de diques de largura decimétrica.

Certos livros de geotecnia opinam que os minerais cristalizados em estágio inicial da série de Bowen são frágeis à alteração intempérica e os em estágio final são mais resistentes,

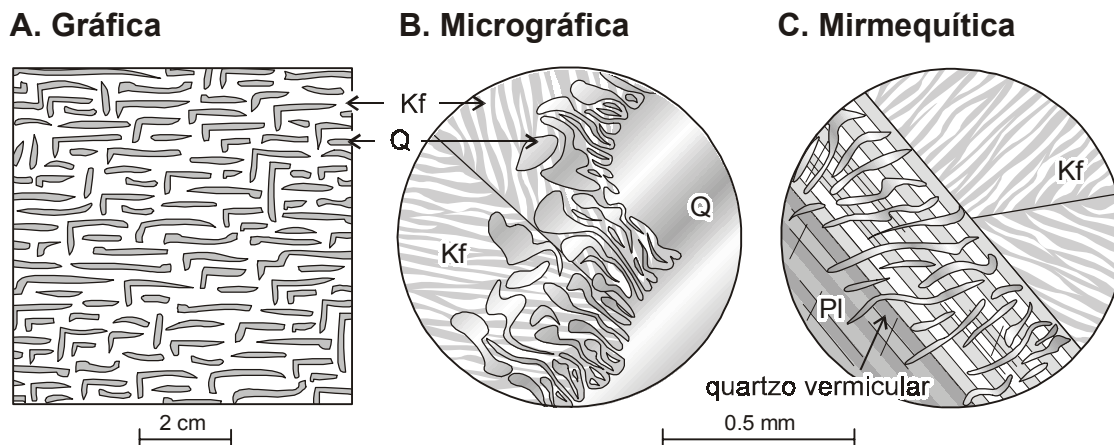
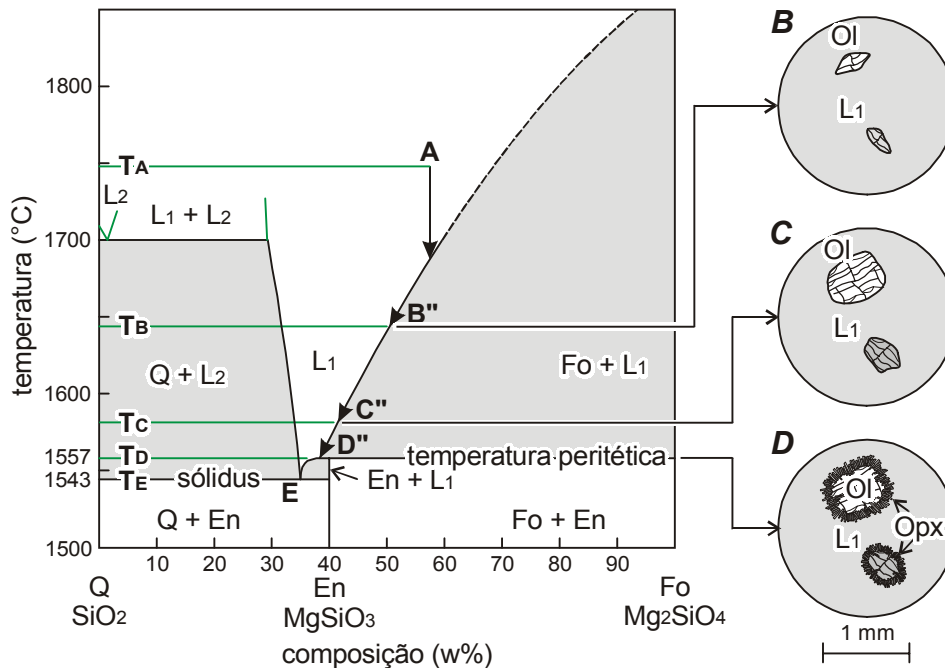


Fig. 4.8. Texturas relacionadas à cristalização simultânea no ponto eutético: (A) visão macroscópica da textura gráfica; (B) visão microscópica da textura micrográfica; (C) e textura mirmequítica. Os grãos pequenos de quartzo de forma vermicular, observados na (B) e (C), são ligados tridimensionalmente, apresentando extinção simultânea em nicois cruzados.

A. Sistema de fusão incongruente

B. Borda de reação



L: líquido

Pl: plagioclásio

Cpx: clinopiroxênio (augita)

Mt: magnetita

Fig. 4.9. Diagrama de fase do sistema eutético entre diopsídio e anortita no estado seco. (A) Diagrama segundo Osborn & Tait, 1952, e (B) Relação com o processo de formação de textura porfírica de rochas máficas com a massa fundamental ofítica. Na área de diopsídio + anortita, coexistem as duas fases sólidas. O diopsídio e a anortita do diagrama de fase representam respectivamente a augita e plagioclásio cálcico. De acordo com o resfriamento a partir da temperatura T_B até T_E , a composição e a temperatura do líquido residual muda ao longo do líquido a partir do ponto B'' até E . Até o ponto eutético, a anortita é o único sólido cristalizado. No ponto eutético E , o líquido restante consolida-se integralmente cristalizando simultaneamente o diopsídio e a anortita.

tentando relacionar a fragilidade intempérica com a temperatura de cristalização. De fato, a olivina é frágil e quartzo é resistente. Entretanto, esta opinião não é baseada nas pesquisas petrológicas e mineralógicas. Como por exemplo, a biotita se cristaliza no estágio posterior ao da augita, porém, é muito mais frágil. O zircão que se cristaliza em temperatura muito alta é um dos mais resistentes, sendo em contrapartida, a nefelina que se cristaliza no último estágio da série alcalina é a mais frágil. A **resistência** depende da **estrutura cristalina** e **composição química** de cada mineral, e **não**, da **temperatura** de cristalização.

4.3. Série alcalina e não alcalina

O **modelo de Bowen** é baseado nos seguintes **três princípios**: 1) **único magma primário** de composição basáltica; 2) evolução química por única série de **cristalização fracionada**; 3) série descontínua por **fusão incongruente** (Tabela 4.3). Bowen considerou que todas as variedades químicas de rochas ígneas do mundo, com apenas poucas exceções, são formadas de acordo com o modelo dele, inclusive imenso volume de rochas graníticas das regiões continentais. Certamente, um grande número de ocorrências mundiais de rochas ígneas presente nas regiões continentais estão concordantes com o modelo de Bowen, isto é, da série Ca-alcalina. Entretanto, de fato, existem certas rochas ígneas cuja composição química **não está de acordo**

Tabela 4.3. Três principais problemas do modelo de Bowen.

Argumento de Bowen	Fator afirmativo	Fator negativo	Conclusão
único magma primário basáltico	similaridade relativa de composição química de rochas basálticas	existência de magmas primários saturado em sílica (Bowen) e subsaturado em sílica (Kennedy)	séries não alcalina (Bowen) e alcalina (Kennedy)
única série de cristalização fracionada	evolução química observada em vulcões de rochas basálticas	cristalização fracionada do magma saturado em ambientes oxidante (Bowen) e redutor (Fenner)	séries Ca-alcalina (Bowen) e toleítica (Fenner)
evolução química de rochas ígneas apenas por cristalização fracionada	evolução química observada em vulcões de rochas basálticas	grande volume de rochas graníticas na região continental	possível existência do magma primário andesítico

com a teoria de Bowen. Este fenômeno é devido principalmente à existência de: 1) **mais de um tipo químico de magma primário**; 2) **mais de um processo de cristalização fracionada**. De fato, existem vários tipos de magmas primários e diversas séries de cristalização fracionada.

Uma contestação tradicional ao modelo de Bowen foi de **Kennedy (1933)**, que propôs a existência de **dois tipos de magmas primários basálticos**: 1) magma primário **toleítico** ou magma primário não alcalino; 2) magma primário **álcali olivina basáltico** ou magma primário alcalino. A expressão “**toleítica**” utilizada por Kennedy corresponde exclusivamente à **composição química** de caráter **não alcalino**. Ele distinguiu quimicamente o **magma primário basáltico não alcalino do mesmo alcalino**. A **diferença química** entre os dois é **pequena** (Tabela 4.1. A, B), porém, a **direção da evolução magmática** por meio da cristalização fracionada de cada um é **muito diferente** (Tabela 4.1. E, K). Este fato é devido à grande **estabilidade termodinâmica de feldspatos e olivina magnesianas**.

Feldspatos, plagioclásio e feldspato alcalino, são os minerais **encontrados em quase todas as rochas ígneas**, sendo os minerais físico-quimicamente **mais estáveis** durante o processo de **cristalização magmática** na profundidade correspondente à **crosta terrestre**. Os feldspatos formam um sistema de **solução-sólida** com três principais componentes terminais (Fig. 4.10): **feldspato potássico** (KAlSi_3O_8 ; sanidina, ortoclásio e microclina), **albita** ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$; albita de alta temperatura e de baixa temperatura) e **anortita** ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_6$). A **albita e a anortita** formam a **solução-sólida contínua**, denominada de **plagioclásio**. Em **alta temperatura**, o **feldspato potássico e a albita** formam a **solução-sólida** de uma **fase contínua**, denominada de **feldspato alcalino**, porém, em **baixa temperatura**,

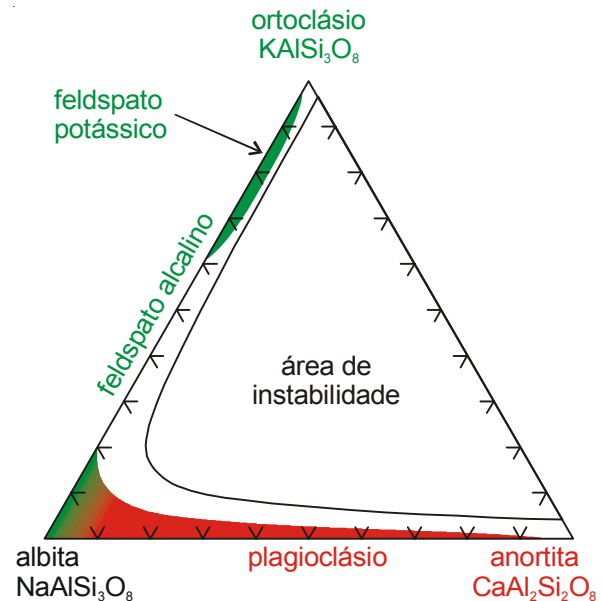


Fig. 4.10. Composição química de feldspatos no diagrama triangular de Or (ortoclásio, feldspato potássico em geral) - Ab (albita, feldspato sódico em geral) - An (anortita, feldspato cálcico em geral), em porcentagem de peso. Os componentes ao longo da aresta Or - Ab são chamados de feldspato alcalino e os ao longo da aresta Ab - An, de plagioclásio. A maioria dos feldspatos naturais é projetada nas áreas sombreadas.

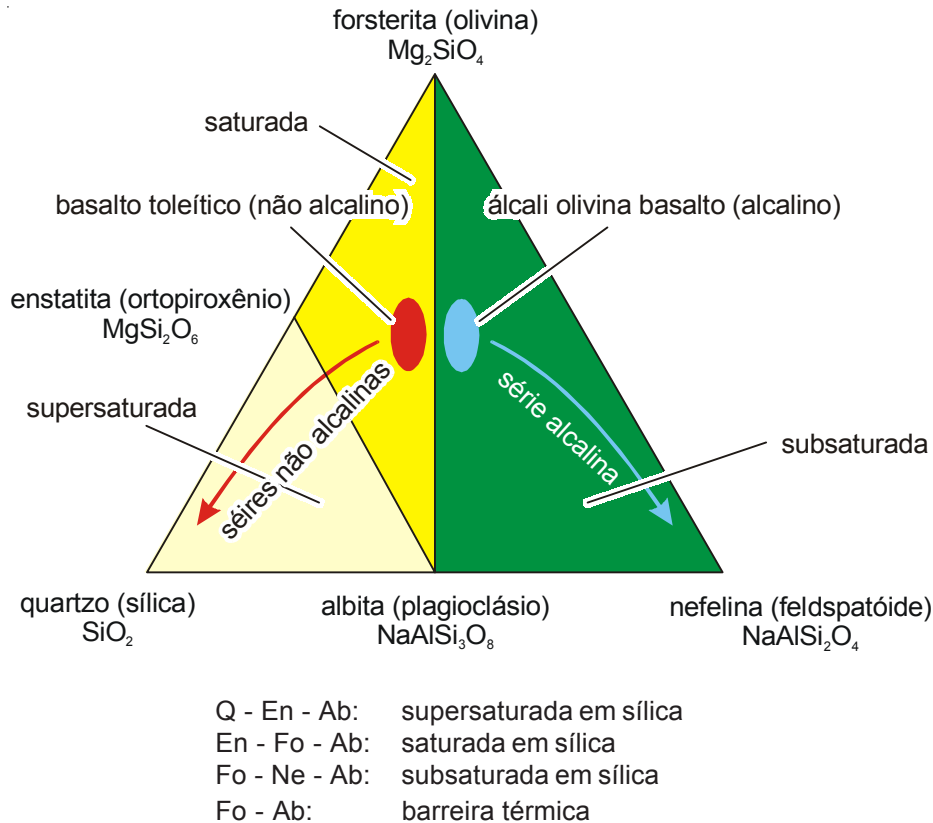


Fig. 4.11. Ilustração esquemática da evolução química do magma primário basáltico de composição toleítica (área sombreada do lado esquerdo) e de álcali olivina basáltico (área sombreada do lado direito), no diagrama Q - Fo - Ne, em porcentagem de peso. Nota-se que os dois magmas primários possuem suas composições químicas similares, porém, os magmas fracionados são quimicamente muito diferentes.

não se misturam bem, separando-se **em duas fases**, isto é, **feldspato potássico e plagioclásio sódico**.

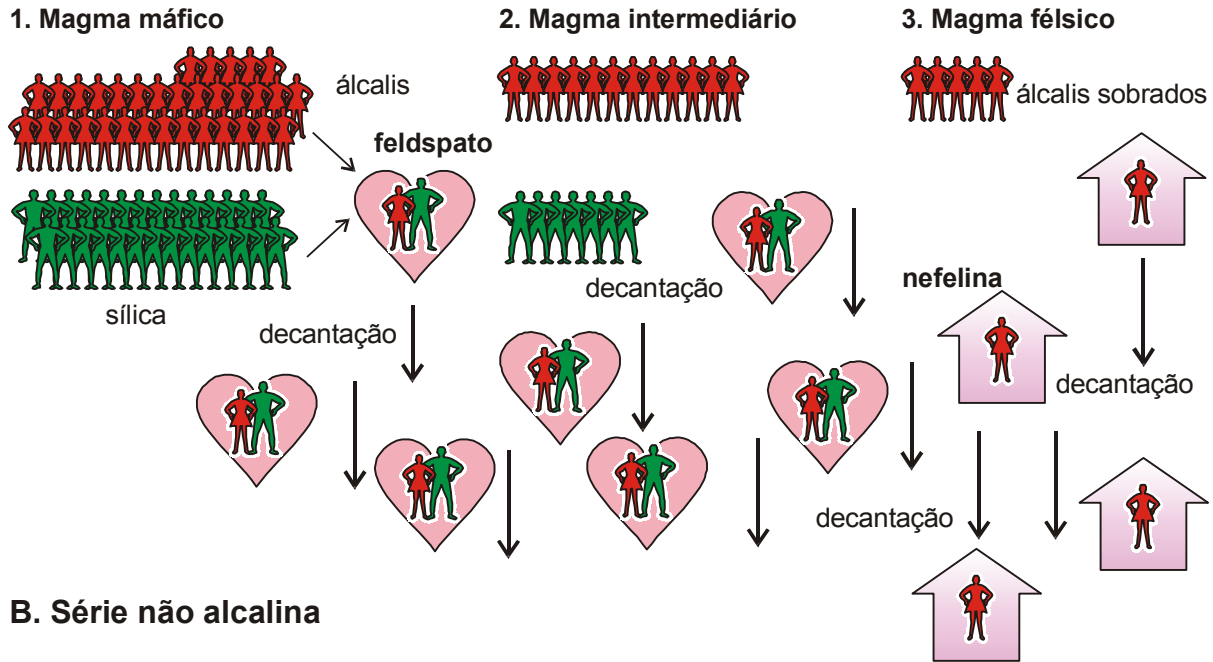
Durante o resfriamento na crosta, o magma que contem K_2O , Na_2O , CaO , Al_2O_3 e SiO_2 **cristaliza preferencialmente os feldspatos**. Por outro lado, olivina magnesiana é o mineral encontrado somente em rochas ígneas máficas e ultramáficas, sendo o mineral máfico fisico-quimicamente **mais estável**. Portanto, o magma que contem MgO e SiO_2 **cristaliza preferencialmente a olivina**. Desta forma, os **primeiros minerais a serem cristalizados a partir do magma primário basáltico** são **olivina** magnesiana e **plagioclásio** cálcico.

A composição química dos magmas primários é próxima à mistura de olivina magnesiana e plagioclásio cálcico. Sob o ponto de vista de **equilíbrio de K_2O , Na_2O e CaO , v.s. SiO_2** , existem os magmas que possuem **excesso de SiO_2** para formar a olivina magnesiana e o plagioclásio cálcico, denominados de magmas **saturados em sílica**. Por outro lado, existem também os que têm **SiO_2 insuficiente**, ou seja, possuem excesso de álcalis, chamados de magmas **subsaturados em sílica**. O primeiro tipo corresponde ao **magma primário toleítico** (não alcalino) e o segundo tipo, ao **magma primário álcali olivina basáltico** (alcalino).

Devido à sua alta densidade, a **olivina** e o **plagioclásio** cristalizados a partir dos magmas primários **afundam-se** na base da câmara magmática, sendo **retirados do sistema**. Este fenômeno é chamado de **cristalização fracionada**. Por causa do efeito relativo, o líquido residual do **magma toleítico** (não alcalino) **se torna mais saturado** em sílica, e o **magma álcali olivina basáltico** (alcalino) **se torna mais subsaturado**. Isto é, através da cristalização fracionada, a

A. Série alcalina

magma primário álcali olivina basáltico
(alcalino, subsaturado em sílica)



B. Série não alcalina

magma primário toleítico
(não alcalino, saturado em sílica)

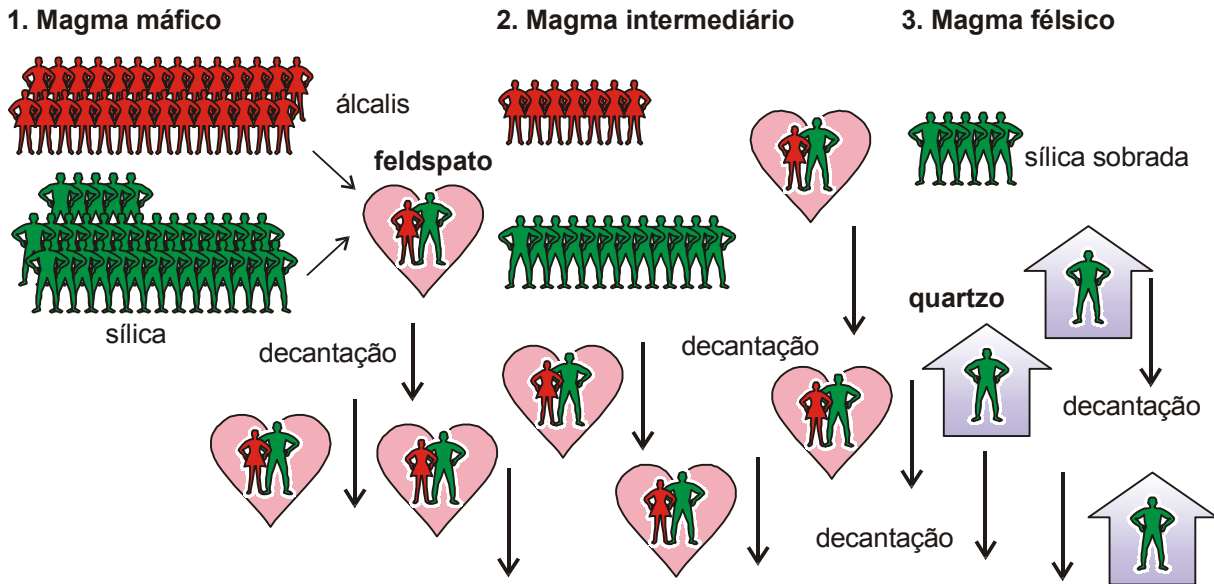


Fig. 4.12. Relação entre sílica e álcalis durante a cristalização fracionada da série: A) alcalina e B) não alcalina. Nota-se que no início do processo de cristalização fracionada, as composições químicas dos magmas referentes às duas séries são similares (A1, B1). Entretanto, através da retirada de feldspatos por meio de cristalização e decantação deste mineral, a diferença composicional dos líquidos residuais aumentam (A2, B2). No final do processo, os álcalis sobrados da série alcalina e a sílica sobrada da séries não alcalinas cristalizam respectivamente feldspatóides, representados por nefelina, e minerais de sílica, representados por quartzo (A3, B3).

composição química dos **líquidos residuais tende a se afastar da composição da mistura de olivina magnesiânica e plagioclásio cálcico**. Portanto, um magma saturado em sílica não se fraciona em uma composição subsaturada e, um magma subsaturado não se fraciona em uma composição saturada (Fig. 4.11; 4.12). Isto é, os magmas saturados e subsaturados são divididos em dois campos e a divisão destes é denominada **barreira térmica** (Fig. 3.23.). Confirma-se que a barreira térmica é originada da estabilidade termodinâmica de feldspatos.

Durante o resfriamento do **magma primário toleítico** de sentido químico (**não alcalino**), CaO, MgO e FeO são utilizados para cristalizar olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e plagioclásio cálcico. No estágio final, K₂O e Na₂O são consumidos para cristalizar feldspatos alcalinos, plagioclásio sódico e biotita. Finalmente, a **SiO₂ excedente** é cristalizada na forma de **quartzo**, ou **outros minerais de sílica**, tais como calcedônia e opala. Desta forma, as rochas ígneas relacionadas a cristalização fracionada do magma primário toleítico formam uma sequência de **basalto (gabro) - andesito (diorito) - dacito (granodiorito) - riolito (granito)**, denominada de **séries não alcalinas**. A série de Bowen é uma das séries não alcalinas. A maioria das rochas ígneas presentes no mundo pertence às séries não alcalinas. Rochas graníticas da região continental, basálticas do fundo do oceano, vulcânicas do arco de ilhas, etc., são exemplos típicos.

Por outro lado, no estágio final da cristalização fracionada do **magma primário álcali olivina basáltico (alcalino)** evolui-se para enriquecer em K₂O e Na₂O relativo a SiO₂. No estágio final, a maioria de SiO₂ é consumida para formar feldspatos e minerais máficos. Desta forma, o líquido final se torna **rico em K₂O e Na₂O e pobre em SiO₂**. Estes componentes são cristalizados na forma de **feldspatóides**, representados por **nefelina**.

No século XIX, o termo feldspatóide era utilizado para representar quaisquer minerais félsicos quimicamente similares a feldspato, sendo compostos de sílica, álcalis e alumina, porém, cristalograficamente diferentes. Entretanto, no sentido da petrologia moderna, os feldspatóides correspondem exclusivamente aos minerais félsicos que contêm **alto teor de álcalis** (K₂O e Na₂O) e **baixo teor de SiO₂** em relação a feldspatos, tais como **nefelina** (NaAlSi₃O₈), **leucita** (KAlSi₂O₆) e **kaliofilita** (KAlSiO₄). Neste sentido, a petalita não deve ser considerada como um feldspatóide. Os feldspatóides são minerais raros, caracterizantes de **rochas alcalinas típicas**.

As rochas ígneas originadas da cristalização fracionada do magma primário álcali olivina basáltico formam a **sequência de álcali olivina basalto (álcali olivina gabro) - tefrito (nefelina monzonito) - fonolito (nefelina sienito)**, ou de **álcali olivina basalto (álcali olivina gabro) - haviito (monzodiorito) - mugeaurito (monzonito) - traquito (álcali sienito)**. Essas sequências são denominadas da **série alcalina** (Tabela 4.4). O **diagrama SiO₂ v.s. K₂O+Na₂O** em porcentagem de peso demonstra a diferença química das rochas das séries alcalina e não alcalina (Fig. 3.27). Normalmente, as rochas das séries não alcalinas e as da série alcalina ocorrem em regiões tecnicamente diferentes, formando províncias petrográficas individuais. Nas **ilhas oceânicas**, encontram-se **álcali olivina basalto** na forma de lavas. Na região litorânea dos Estados do Rio de Janeiro e São Paulo, encontram-se rochas nefelina sieníticas na forma de stocks. A intrusão

Tabela 4.4. Comparação entre a série alcalina e as séries não alcalinas

série	magma primário	mineral característico	área de ocorrência
alcalina	álcali olivina basalto, subsaturado em sílica	nefelina, alto teor de olivina, ausência de quartzo e ortopiroxênio	rifte continental, hot-spot, zona de subducção retro-arco
não alcalinas	basalto toleítico não alcalino, saturado em sílica	quartzo e ortopiroxênio (hiperstênio), sem nefelina, baixo teor de olivina	zona de subducção, hot-spot, cadeia meso-oceânica

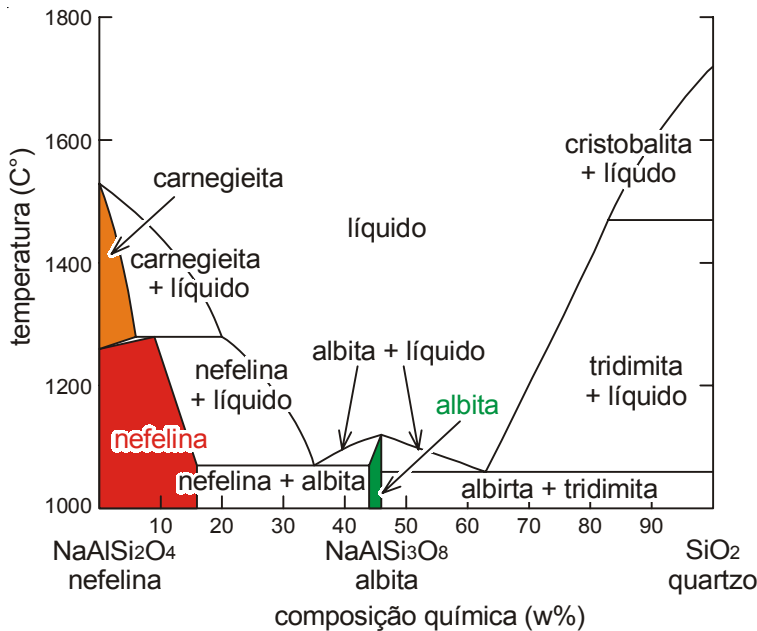


Fig. 4.13. Diagrama de fase do sistema nefelina ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_4$) - albíta ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) - quartzo (SiO_2) em porcentagem de peso, segundo Miyashiro & Kushiro (1977). A carnegieita corresponde a fase de alta temperatura de nefelina e, a tridimita e cristobalita, às fases de alta temperatura de quartzo. A barreira térmica de albíta está presente na crista central do diagrama.

destes corpos sieníticos ocorreu na época da formação de **rifte continental**, relacionada à separação do Supercontinente Pangea no início do Cretáceo.

Conforme a explicação anterior, os feldspatos são minerais termodinamicamente mais estáveis em rochas ígneas. Durante o resfriamento de magmas basálticos, este mineral se cristaliza prioritariamente, consumindo sílica, álcalis e alumina. Portanto, a evolução magmática por meio da cristalização fracionada ocorre sempre para que a composição química do magma residual se afaste da composição dos feldspatos. Desta forma, **minerais de sílica**, como **quartzo**, e **feldspatóides**, como **nefelina**, **não podem ocorrer dentro da mesma rocha ígnea** em equilíbrio. Os feldspatos possuem a composição intermediária entre sílica e feldspatóides, e portanto, podem coexistir tanto com minerais de sílica quanto com feldspatóides. Para um magma de composição $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, a cristalização de albíta (um feldspato; $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) é mais estável do que a de quartzo (SiO_2) e nefelina (um feldspatóide; $\text{NaAlSi}_3\text{O}_4$) separados (Fig. 4.13). Isto é, a **barreira térmica** de feldspatos **separa** as composições **saturada e subsaturada** em sílica. Devido à mesma razão, os **feldspatóides** e **ortopiroxênio** são **incompatíveis**. Isto é, as rochas originadas dos magmas da **série alcalina** **não possuem minerais de sílica e ortopiroxênio**, como quartzo e hiperstênio.

Por outro lado, a cristalização de enstatita (um ortopiroxênio; $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) é mais estável do que forsterita (olivina magnesiânica; Mg_2SiO_4) e quartzo separados, portanto, os **minerais de sílica e olivina magnesiânica** também são **incompatíveis** em equilíbrio. A **incompatibilidade termodinâmica entre quartzo e olivina magnesiânica** não é devida à barreira térmica, mas sim, à **fusão incongruente**. Entretanto, a olivina de ferro (fayalita; Fe_2SiO_4) é compatível com quartzo. Desta forma, **a enstatita subdivide a composição saturada em duas subcategorias: supersaturada** (rica em sílica, lado de quartzo); **saturada** (pobre em sílica, lado de olivina).

Yoder & Tilly (1962) visualizou a relação entre a composição química das rochas **subsaturadas, saturadas e supersaturadas**, utilizando o diagrama tetraédrico de **diopsídio (di) - olivina (ol) - nefelina (ne) - quartzo (Q)**, denominado de **sistema simplificado de magmas basálticos** (Fig. 3.23). Os teores relativos dos minerais citados neste diagrama não são da moda (quantidade volumétrica dos minerais constituintes reais), mas sim, da **norma CIPW**. A norma é a composição mineralógica hipotética das rochas ígneas, que é calculada a partir de suas compo-

sições químicas completas segundo a fórmula matemática definida por Cross, Iddings, Pirsson e Washington (1902).

Neste diagrama, tanto o magma primário toleítico (não alcalino) quanto álcali olivina basáltico situam-se na proximidade do plano triangular olivina (ol) - plagioclásio (ab+an) - diopsídio (di). A olivina (ol), o plagioclásio (ab+an) e o diopsídio (di) apresentados neste diagrama correspondem respectivamente às somas normativas de forsterita (fo) e fayalita (fa), de albita (ab) e anortita (an), e de diopsídio (di) e hedenbergita (hd), representando respectivamente olivina magnesiana, plagioclásio cálcico e clinopiroxênio. O hiperstênio (hy), situado na linha entre a olivina e o quartzo, corresponde à soma normativa de enstatita (en) e ferrossilita (fs). Este componente representa ortopiroxênios. O quartzo (Q) e a nefelina (ne) representam respectivamente todos os minerais de sílica e feldspatóides.

O **magma primário toleítico, não alcalino**, situa-se na proximidade do plano triangular acima citado, **dentro do tetraedro hiperstênio (hy) - plagioclásio (ab+an) - olivina (ol) - diopsídio (di)**, e o **magma primário álcali olivina basáltico** situa-se também na proximidade do plano triangular, porém, **dentro do tetraedro nefelina (ne) - plagioclásio (ab+an) - olivina (ol) - diopsídio (di)**. Os três minerais, **olivina magnesiana, plagioclásio e clinopiroxênio**, que constituem o divisor central, são os **primeiros a serem cristalizados** a partir dos magmas primários basálticos. Através da retirada desses minerais por meio da **cristalização fracionada**, os magmas residuais se **evoluem em direções opostas** afastando-se do plano triangular, isto é, este triângulo funciona como **barreira térmica**. Os magmas subsaturados em sílica, tal como de álcali olivina basalto, se encaixam no tetraedro (esquerdo) composto de nefelina (ne), plagioclásio (ab+an), olivina (ol) e diopsídio (di), e os magmas saturados em sílica, tais como os toleíticos, ou seja, não alcalino, no tetraedro (direito) composto de quartzo (Q), plagioclásio (ab+an), olivina (ol) e diopsídio (di). Esta divisão é baseada na incompatibilidade entre quartzo e nefelina. Por outro lado, com base na incompatibilidade entre quartzo e olivina magnesiana, o segundo tetraedro (Q - ab+an - ol - ne) é subdividido pelo plano triangular composto de hiperstênio (hy), plagioclásio (ab+an) e diopsídio (di).

Desta forma, Yoder & Tilly (1962) dividiram composições químicas de magmas em três domínios tetraédricos: 1) **domínio subsaturado em sílica, nefelina (ne) - plagioclásio (ab+an) - olivina (ol) - diopsídio (di)**, ou seja, **com nefelina normativa**; 2) **domínio saturado em sílica, hiperstênio (hy) - plagioclásio (ab+an) - olivina (ol) - diopsídio (di)**, ou seja, **com olivina e hiperstênio normativos**; 3) **domínio supersaturado em sílica, quartzo (Q) - hiperstênio (hy) - plagioclásio (ab+an) - diopsídio (di)**, ou seja, **com quartzo normativo**.

Rochas da série alcalina, tais como álcali olivina basalto, são, a princípio, projetadas no domínio subsaturado, rochas basálticas das séries não alcalinas no domínio saturado, e rochas félsicas da séries não alcalinas no domínio supersaturado. O magma álcali olivina basáltico possui nefelina normativa, entretanto, nem todas as rochas com nefelina normativa contém este mineral como constituinte real (modal). Normalmente, o estado termodinâmico de rochas ígneas, sobretudo as de granulometria grossa, está próximo ao equilíbrio físico-químico, porém, não perfeitamente. Portanto, apesar de possuir a potencialidade química de cristalizar feldspatóides, certas rochas que se situam na proximidade da barreira térmica não contém nefelina modal. A nefelina modal aparece nas rochas da série alcalina mais fracionadas. Devido à barreira térmica, os magmas primários toleítico (não alcalino) e álcali olivina basáltico, apesar da pequena diferença química, se evoluem em direções opostas, fracionando-se em magmas félsicos com composições químicas completamente diferentes.

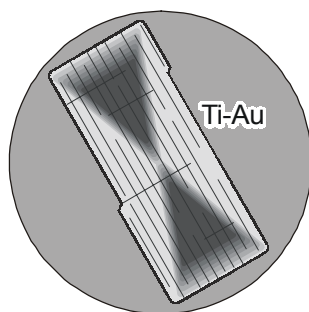
Na realidade, comportamentos químicos de magmas naturais não são tão simples. Como por exemplo, certos magmas que se situam na proximidade da barreira térmica dentro do domínio saturado demonstram evolução magmática da série alcalina. O fato é devido à projeção

incorreta da composição de plagioclásio. Neste diagrama, o plagioclásio é localizado exatamente em cima da linha entre quartzo (SiO_2) e nefelina ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Entretanto, o que se situa exatamente neste ponto é a albita ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$), que é um componente final de plagioclásio. Porém, a anortita ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$), que é outro componente final, não se localiza nesta linha. O plagioclásio cristalizado a partir dos magmas primários é cálcico, com alto teor de componente de anortita, entretanto, este diagrama tetraédrico não está capacitado para representar a composição de anortita. Apesar dos pequenos problemas, o presente diagrama representa bem a essência do conceito de saturação em sílica, ou seja, saturação de álcali-sílica.

O basalto de composição toleítica e alcali olivina basáltica não são fáceis de serem distinguidos por observação macroscópica. O basalto que tem fenocristais de olivina tende a ser álcali olivina basalto, porém, há poucos exemplos de basalto não alcalino com fenocristais de olivina e de álcali olivina basalto sem fenocristais de olivina. A expressão “alcali olivina” indica a composição química de caráter alcalino, e não necessariamente a presença de fenocristal de olivina. Eventualmente, álcali olivina basalto possuem xenólitos de rocha do manto, tais como dunito e lherzorit (Fig. 4.2.). Este fenômeno é muito raro em basalto toleítico. A composição química de alcali olivina basalto de textura afírica tende a ser de composição tipicamente basáltica, com SiO_2 em torno de 48%. Por outro lado, a composição de basalto toleítico de textura afírica tende a ser com SiO_2 mais alto, em torno de 52%, correspondendo ao limite entre basalto e andesito. Portanto, a densidade de álcali olivina basalto tende a ser maior do que a de basalto toleítico.

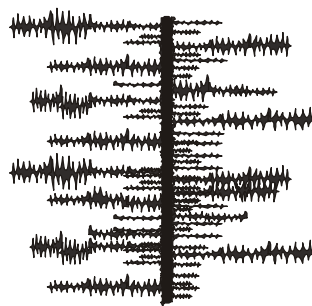
Em observação microscópica, o basalto que contem nefelina é certamente álcali olivina basalto. Porém, há muitos casos que álcali olivina basalto apresenta-se sem nefelina modal. O basalto que contem ortopiroxênio, normalmente hiperstênio, é certamente basalto toleítico. Em alguns casos, álcali olivina basalto tem fenocristais de titano-augita. Este clinopiroxênio é caracterizada por textura hour-glass, ou seja, relógio de vidro (Fig. 4.14A) e cor de extinção anômala, geralmente de coloração azul escuro. Na massa fundamental, pode-se observar titano-magnetita, caracterizada pelo hábito dendrítico (Fig. 4.14B). Tanto titano-augita, quanto titano-magnetita, são atribuídas ao teor alto de TiO_2 em comparação com o de SiO_2 , porém, este é apenas uma característica secundária. As rochas basálticas pouco fracionado, derivadas do magma álcali olivina basáltico, têm feldspato alcalino.

A. Textura hour-glass



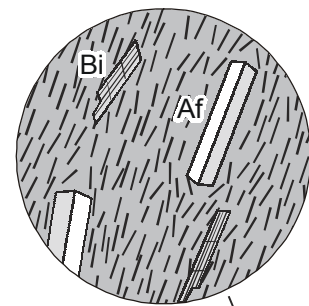
1 mm

B. Textura dendrítica



1 mm

C. Textura traquítica



micrórito de
feldspato alcalino

Tu-Ag: titanoaugita

Bi: biotita

Af: feldspato alcalino

Fig. 4.14. Ilustração esquemática das texturas indicativas de álcali olivina basalto: (A) textura hour-glass, ou seja, relógio de vidro de titano-augita, em nicois cruzados; (B) textura dendrítica de titanomagnetita presente em álcali olivina basalto, em nicois paralelos; (C) textura traquítica de fonolito, em nicois cruzados.

As rochas félsicas da série alcalina, tal como fonolito, possuem orientação de feldspatos alcalinas, denominada textura traquítica (Fig. 4.14C). A textura similar, caracterizada por orientação de plagioclásio, é observada em determinadas rochas basálticas da série alcalina. O basalto com tal textura, denominado basalto traquítico, é chamado eventualmente por alguns geólogos como basalto alcalino. Entretanto, a orientação de plagioclásio, na realidade, representa o fluxo magmático, e não, a composição química, sendo assim, comum também em rochas toleíticas. Além disso, a expressão “basalto alcalino” não é muito recomendada devido à sua definição ambígua.

Com a exceção de presença de nefelina, quartzo ou ortopiroxênio, as características ópticas acima citadas são apenas indícios de alcali olivina basalto e basalto toleítico. Portanto, a exata definição deve ser tomada pela análise química.

A **diferenciação composicional entre os magmas primários toleítico e alcali olivina basáltico** é interpretada como devida à **diferença de pressão**, ou seja, **profundidade**, da fusão parcial do manto. O **lherzolito encontrado em kimberlito como xenólito**, chamado popularmente de **nódulo**, é interpretado como a rocha peridotítica representativa do manto. Os ensaios de **fusão artificial** desta rocha ou dos materiais artificiais simuladores da rocha peridotítica do manto mostram que o **primeiro líquido** da fusão parcial na pressão de **1Gp**, ou seja de 10kb, é **saturada em sílica** e na pressão cerca de **3Gp**, 30 kb, é **subsaturada em sílica**. O fato indica que o **magma primário toleítico** é gerado à cerca de **1Gp**, ou seja de 10kb, de pressão, que corresponde a **30km** de profundidade (na proximidade do ponto A da Fig. 4.15). Enquanto que, o **magma primário álcali olivina basáltico** é formado em locais mais profundos, à c, **100km** de profundidade (na proximidade do ponto B da Fig. 4.15).

Entretanto, os fenômenos naturais são pouco mais complicados. Conforme a explicação acima citada, em **pressão de 3Gp**, o **primeiro líquido** da fusão parcial é **álcali olivina basáltica**. Entretanto, de acordo com o **aumento da proporção da fusão parcial**, a composição do líquido muda para ser **toleítica**. Isto é, mesmo sendo de profundidade grande, o magma gerado pode ser toleítico, ou seja não alcalino, quando a fusão é de proporção maior. No caso da **fusão em proporção maior ainda**, a composição do magma torna **komatiítica**, uma rocha ultramáfica.

Todos os argumentos acima citados são baseados em uma

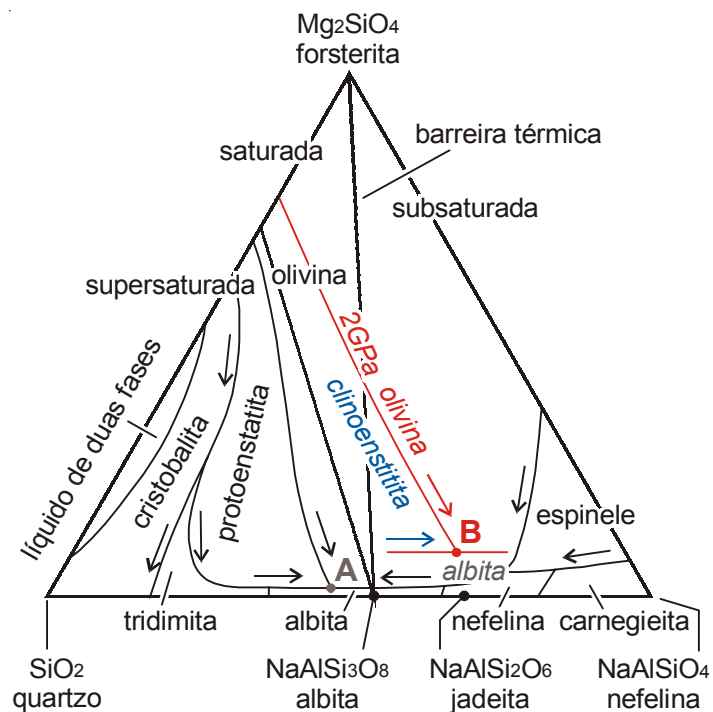


Fig. 4.15. Diagrama de fase triangular quartzo (SiO_2) - nefelina (NaAlSiO_4) - forsterita (Mg_2SiO_4) em porcentagem de peso, nas pressões de 0.1GPa (1kb, linhas, curvas e setas cheias pretas) e 2 GPa (20 kb, linhas tracejadas e setas cinzas, *letras itálicas*), compilado a partir de Shairer & Yoder (1961) e Kushiro (1968). Pontos A e B representam as composições eutéticas respectivamente em: 0.1GPa, ou seja, 3 km de profundidade; 2 GPa, ou seja, 60 km de profundidade.

hipótese, isto é, o magma primário é gerado a partir da fusão parcial do manto peridotítico. Entretanto, na **fusão parcial do manto eclogítico, mesmo em profundidade grande** a composição do **magma primário é toleítica**. Além disso, o teor de SiO_2 é relativamente **elevada**, sendo em torno de **52%**, que corresponde ao limite **entre basalto e andesito**. Tal tipo de magmatismo ocorre freqüentemente em hot-spots.

Entretanto, existem opiniões de que as profundidades acima apresentadas nem sempre correspondem diretamente aos locais de geração do magma. Como por exemplo, um magma primário gerado a 100 km de profundidade a partir de fusão parcial do manto peridotítico é de composição álcali olivina basáltico. Este magma pode subir lentamente no manto mantendo o equilíbrio com a rocha encaixante. Neste caso, a composição do magma muda de acordo com a condição físico-química. Quando este magma chega até a profundidade de 30km, a sua composição torna toleítica, sendo igual ao do magma primário toleítico gerado nesta profundidade.

Por outro lado, quando o manto contem **minerais hidratados**, como flogopita, um tipo de mica ($\text{K}(\text{Mg},\text{Fe})_3\text{Al}_2\text{Si}_8(\text{OH})_4$), ou seja, em **sistema úmido**, o magma gerado torna-se significativamente **félsico** (baixo teor de ferro e magnésio) e **ácido** (alto teor de SiO_2). Desta forma, o magma primário gerado mesmo em grande profundidade pode ter sua composição relativamente félsica. Além disso, há possibilidade de formação de magma primário andesítico a partir da fusão parcial do manto.

Nas explicações anteriores, a origem do magma primário basáltico foi atribuída à fusão parcial do manto de composição peridotítica. Entretanto, o manto não é composto puramente de rochas peridotíticas. Acredita-se que o **manto superior** é constituído por 3/4 de **peridotito** (ultramáfico) e 1/4 de **eclodito** (máfico), sendo esta rocha hipotética denominada **pirolito**. Esta estimativa é baseada nos estudos de rochas basálticas presentes na superfície da Terra, ou seja, nas **partes do manto que sofreram fusão parcial**. Obviamente, existem outras partes do manto que **não sofreram fusão parcial** e a composição destas partes **não estão em consideração**. Portanto, a proporção entre peridotito e eclogito proposta pelo modelo de pirolito **não representa exatamente a composição do manto**. Apesar deste problema, considera-se que o **manto superior da Terra atual é constituída principalmente de peridotito**, especificamente lherzolito, e **eclogito** e, os magmas basálticos são formados a partir da fusão parcial destas rochas. A **temperatura de fusão parcial do eclogito** é significativamente **mais baixa do que a do peridotito**. Portanto, quanto a **temperatura do magma é insuficiente, o manto se fundi somente na parte do eclogito**, deixando a parte do peridotito sem fusão. Quando ocorre tal fusão seletiva do manto eclogítico, **mesmo que o magma seja gerado em grande profundidade, a composição do magma primário é toleítica**, e não, álcali olivina basáltica.

As rochas ígneas da **série alcalina**, que são derivadas teoricamente do magma primário de composição toleítica, encontram-se em **cordilheiras, arco de ilhas** e regiões de **continente estável**. Sob o ponto de vista da tectônica de placas, os magmatismos acima citados são relacionadas às atividades de **zonas de subducção**. Por outro lado, as rochas ígneas da **série alcalina**, derivadas teoricamente do magma primário álcali olivina basáltico, são encontradas em **rifes continentais e ilhas oceânicas**, sendo relacionadas ao magmatismo de **hot-spots**.

Existe um conceito tradicional, desde Harker (1908), de que as **rochas não alcalinas** ocorrem em ambiente de **tectonismo convergente** e as **rochas alcalinas**, de **tectonismo divergente**. Apesar de haver esta **tendência geral**, de fato, existem um grande número de **exceções**. Como por exemplo, nas cadeias meso-oceânicas, encontra-se o magmatismo de maior escala do Planeta Terra. As lavas aí encontradas são compostas de um tipo de basalto toleítico, denominado MORB. No estágio inicial da separação continental, ocorrem erupções de lavas basálticas constituídas predominantemente por basalto toleítico. Os grandes derrames de lava do início do Cretáceo que se encontram nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, chamados de Basalto do Paraná,

A. Basalto toleítico**B. Álcali olivina basalto**

Fig. 4.16. Basalto toleítico e álcali olivina basalto: (A) lavas de basalto toleítico do Paraná, do início do Cretáceo, Serra do Rio do Rastro, SC; (B) lava de álcali olivina basalto, Volcán Matru, Mendoza, Argentina, Quaternário. As lavas de basalto toleítico do Paraná tem composição intermediária entre basalto e

são exemplos deste (Fig. 4.16A). As duas ocorrências acima citadas são magmatismos de escala muito grande que ocorreram durante a atuação de tectonismo tipicamente divergente. Por outro lado, na região de retro-arco encontra-se as lavas de álcali olivina basalto relacionado à subducção da placa, isto é, de tectonismo convergente. O álcali olivina basalto do final de Terciário a Quaternário que cobre grande área da Patagônia austral é um exemplo típico (Fig. 4.16B). No meio das placas oceânicas, onde não há um movimento relativo à tectônica de placas, ocorrem ilhas vulcânicas constituídas por lavas tanto de basalto toleítico quanto de álcali olivina basalto. Os fatos acima citados confirmam que **não é possível afirmar a correlação perfeita entre as séries de cristalização fracionada com ambientes tectônicos**.

4.4. Séries Ca-alcalina e toleítica

Uma outra contestação tradicional ao modelo de Bowen foi de Fenner (1929). Ele interpretou a **seqüência de basalto - ferro basalto - islandito - dacito** como a série normal de cristalização fracionada do magma primário de composição toleítica. O **ferro basalto** é o basalto com **alta proporção Fe/Mg** nos minerais máficos, como ferro-hiperstênio, ferro-augita, etc. O **islandito** é uma rocha andesítica com minerais máficos de **alta proporção Fe/Mg**, e é caracterizado por **ausência ou escassez de hornblenda**. Fenner denominou esta série de cristalização fracionada de magma primário basáltico não alcalino de **série toleítica**, e considerou que a série toleítica é a principal série do mundo. A maioria das rochas ígneas das regiões continentais é da série Ca-alcalina, ou seja, de Bowen, entretanto, o **basalto** que constitui a **crosta oceânica**, chamado de **MORB**, é da **série toleítica**, ou seja, de Fenner. Mesmo nas ocorrências das regiões continentais, as rochas basálticas de erupções de lava de grande escala, tais como cadeias meso-oceânicas e **platôs de lavas** (Paraná, Deccan, Abissínia, etc.) estão de acordo com a série toleítica. As rochas constituintes de **grandes corpos complexos intrusivos gabróicos**, tais como Skaergaard (Groenlândia), Bushveld (África do Sul) e Stillwater (Estados Unidos da América), mostram a **seqüência de gabro - ferro gabro - granófiro**, que segue à **série toleítica**. Por outro lado, rochas basálticas e andesíticas da **série Ca-alcalina** são encontradas comumente na forma de **corpos** magmáticos relativamente **pequenos** de **faixas orogênicas**.

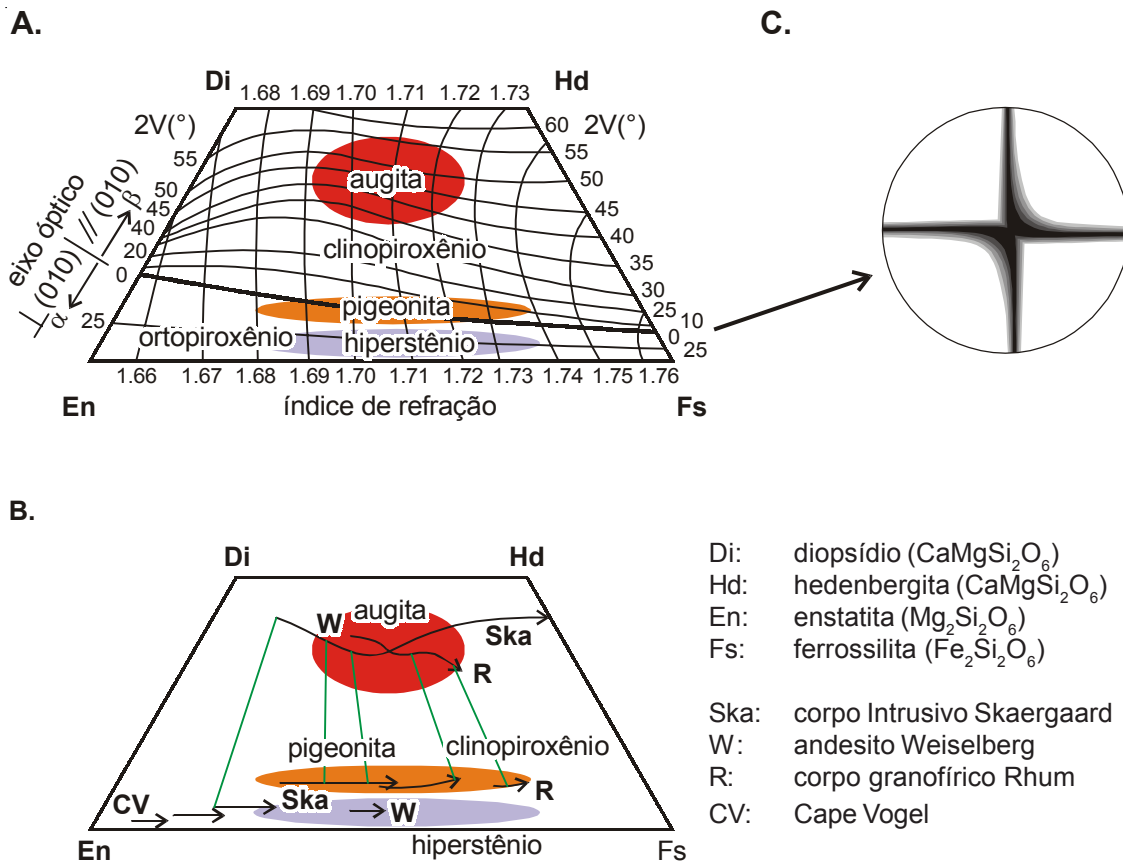


Fig. 4.17. Composição química, índice de refração e ângulo dos eixos ópticas 2V de pigeonita no diagrama diopsídio (Di; $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$) - hedenbergita (Hd; $\text{CaFeSi}_2\text{O}_6$) - enstatita (En; $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) - ferrossilita (Fs; $\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) em porcentagem molecular (A); piroxênios cristalizado a partir de magma (B), segundo Miyashiro & Kushiro (1975) e; C) ilustração esquemática da figura de interferência de pigeonita (C). As linhas tracejadas da parte B indicam a cristalização simultânea entre o clinopiroxênio e o ortopiroxênio. As áreas assombradas indicam as composições de piroxênios em questão, augita (clinopiroxênio), pigeonita (clinopiroxênio) e hiperstênio (ortopiroxênio).

Além de Fenner, Kuno (1950) observou rochas basálticas que ocorre nos vulcões do Japão e anotou que existem duas séries de cristalização fracionada: 1) **série de hiperstênio**, caracterizada pela **ausência de pigeonita e presença de hiperstênio** na massa fundamental e **abundância de minerais hidratados** como hornblenda e biotita; 2) **série de pigeonita**, caracterizada pela **presença de pigeonita** na massa fundamental e ausência ou **escassez de minerais hidratados**. A **série de hiperstênio** de Kuno corresponde à série **Ca-alcalina** de Bowen, e a **série de pigeonita**, série **toleítica** de Fenner. Pigeonita é um clinopiroxênio caracterizado quimicamente por baixo teor de CaO (Fig. 4.17A; B) e opticamente por baixo ângulo 2V, portanto, apresenta no conoscópio a figura de interferência similar à de minerais uniaxiais (Fig. 4.17C).

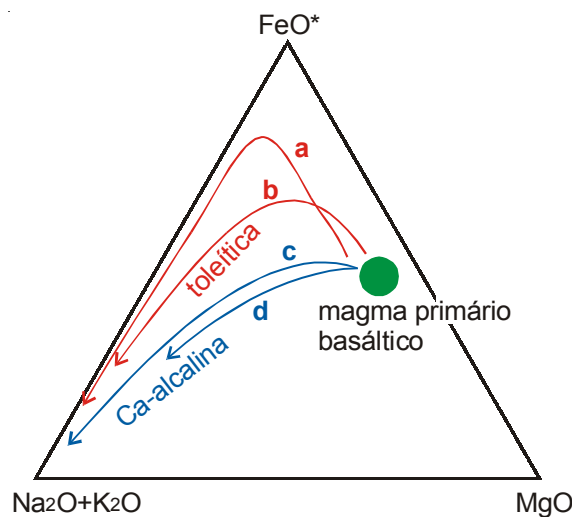
O conhecimento sobre a existência das duas séries de cristalização fracionada do magma primário não alcalino foi difundida mundialmente na década de 1950. Antes disso, o termo toleito era tratado como o sinônimo de basalto não alcalino. Encontram-se certas bibliografias com significado confuso do termo “toleítica”. Desta forma, deseja-se aos alunos leitores tomarem cuidado com os **dois significados atuais** do termo “toleito” ou “**basalto toleítico**”: 1) **basalto** de composição química **não alcalina**, ou seja, pertencente às séries não alcalinas; 2) o mesmo

Tabela. 4.5. Comparação entre séries Ca-alcálica e toleítica.

série	mineral característico	evolução química	área de ocorrência
Ca-alcálica	hiperstênio, hornblenda, biotita	elevação de SiO_2	zona de subducção e de colisão continental
Toleítica	pigeonita, fayalita	elevação da proporção Fe/Mg	cadeia meso-oceânica, rife continental, hot-spot, zona de subducção

que pertence à **série toleítica** (Tabela 4.5). O **autor recomenda** a utilização da expressão “**toleítica**” **exclusivamente** para **série de cristalização fracionada toleítica**. Para representar o magma basáltico de **composição toleítica**, deve ser utilizada a expressão “magma basáltico **não alcalino**” ou “**saturado em sílica**”.

No caso da **série Ca-alcálica**, o **aumento de SiO_2** e a redução de MgO, CaO e FeO durante a cristalização fracionada são notáveis. Entretanto, no caso da **série toleítica**, o **aumento da proporção FeO/MgO** é marcante. O **diagrama triangular MFA**, chamado também como AMF, MgO (magnésio) - FeO* (ferros) - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ (álcalis), em porcentagem relativa de peso (Fig. 4.18), mostra a diferença na evolução magmática entre as duas séries. Neste diagrama, o magma primário situa-se na proximidade da linha MgO - FeO*. No caso da **série toleítica típica**, como as rochas constituintes do corpo intrusivo de Skaergaard, o magma primário **evolui-se paralelamente à linha MgO - FeO* em direção a FeO***, e **aproxima-se do vértice FeO***. Neste estágio da evolução magmática, o **aumento de SiO_2 é pequeno**. Em seguida, a evolução magmática muda de direção para o vértice $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, aumentando notavelmente o teor de SiO_2 . Por outro lado, o magma da **série Ca-alcálica evolui-se a partir do magma primário diretamente para o vértice $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, com aumento constante de SiO_2** . O diagrama MFA é eficiente para distinguir qualitativamente as séries Ca-alcálica e toleítica, mas, não é muito bom para as séries Ca-alcálica e alcalina. Miyashiro & Kushiro (1975) apresenta-



- a: corpo Intrusivo Skaergaard, Groenlândia
- b: rochas vulcânicas da série toleítica da região Izu - Hakone, Japão
- c: rochas vulcânicas da série Ca-alcálica da região Izu - Hakone, Japão
- c: rochas vulcânicas da série Ca-alcálica do Vulcão Amagi, Izu, Japão

Fig. 4.18. Comparação de evolução química pela cristalização fracionada entre as séries toleítica (a, b) e Ca-alcálica (c, d) no diagrama MFA, isto é, MgO - FeO* - $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ em porcentagem de peso. FeO* corresponde ao ferro total recalculado com FeO. A área assombrada apresenta a composição hipotética do magma primário basáltico. Nota-se que ambas as séries são originadas do magma primário da mesma composição química.

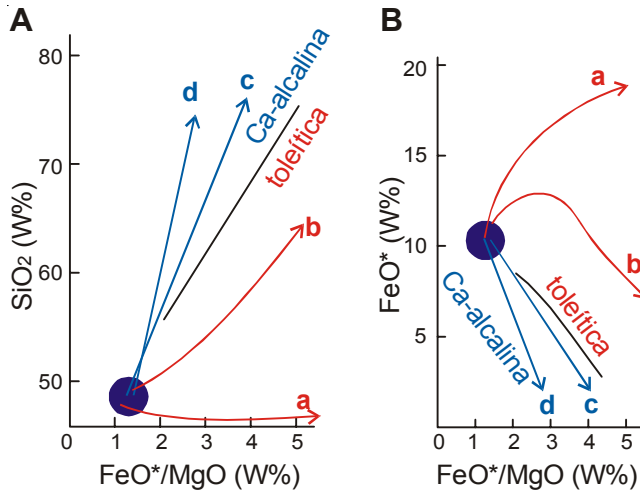


Fig. 4.19. Comparação de evolução química entre as séries toleítica (a, b) e Ca-alcalina (c, d) nos diagramas de (A) SiO₂ - FeO*/MgO e (B) FeO - FeO*/MgO, segundo Miyashiro & Kushiro (1975). A área assombrada apresenta a composição hipotética do magma primário basáltico. As rochas vulcânicas apresentadas nestes diagramas são mesmas da figura anterior.

ram dois outros diagramas, FeO*/MgO v.s. SiO₂ (Fig. 4.19A) e FeO*/MgO v.s. FeO* (Fig. 4.19B), que distinguem mais eficientemente a evolução magmática das séries Ca-alcalina e toleítica.

As séries alcalina e não alcalina são diferenciadas pela composição química do magma primário. Entretanto, as séries **Ca-alcalina** e **toleítica** são originados do **mesmo magma primário toleítico**. O responsável da diferenciação é interpretado como o **grau de oxidação** dos magmas durante a cristalização fracionada (Osborn, 1959; Fig. 4.20): com **alta fugacidade de oxigênio** (ambiente oxidante) o magma evolui-se segundo a série **Ca-alcalina** (modelo de Bowen, série de hiperstênio), e com **baixa fugacidade** (ambiente redutor), segundo a série **toleítica** (modelo de Fenner, série de pigeonita). Em **ambiente oxidante**, o ferro presente no magma basáltico é ligado com o oxigênio e **cristaliza-se** na forma de **magnetita** (Fe₃O₄). Como este mineral óxido tem alta densidade, cerca de 5.2g/cm³, os grãos cristalizados do magma afundam rapidamente na câmara magmática. Devido à **retirada de ferro**, o **magma residual se torna**

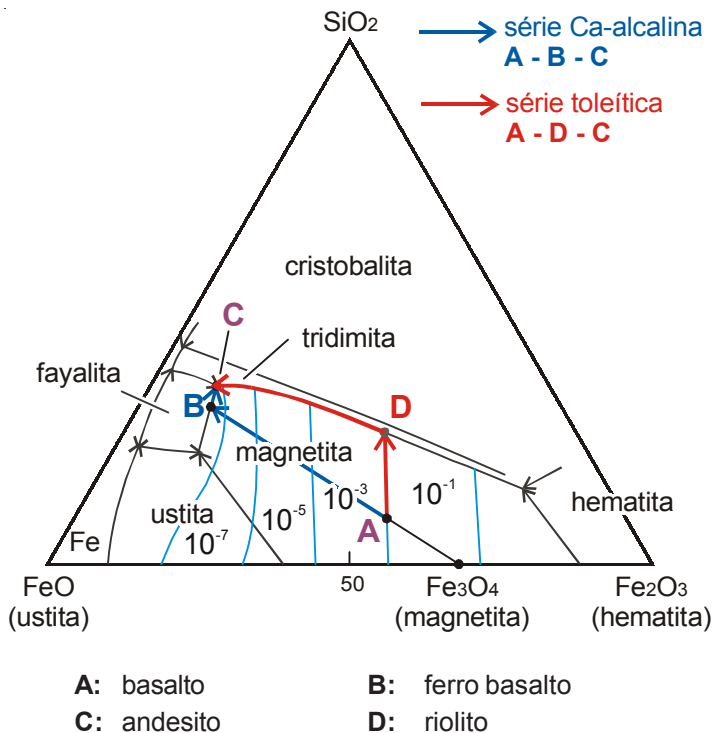


Fig. 4.20. Diagrama triangular de fase do sistema SiO₂ - FeO - Fe₂O₃ em porcentagem de peso, segundo Muan (1955). As linhas tracejadas indicam fugacidade de oxigênio em atm. Neste diagrama, o magma primário basáltico situa-se no ponto A. Em ambiente oxidante, com abastecimento de oxigênio externo, o líquido residual evolui-se em direção ao ponto B por meio de cristalização de magnetita. Do ponto B para C, cristalizam-se magnetita e fayalita (olivina de ferro) e, no ponto C, magnetita, fayalita e tridimita (sílica), formando a série Ca-alcalina (A→B→C). Em ambiente redutor, sem abastecimento de oxigênio, o líquido residual evolui-se em direção ao ponto D. Do ponto D para C, cristalizam-se magnetita e tridimita e, no ponto C, magnetita, fayalita e tridimita (sílica), formando a série toleítica (A→D→C).

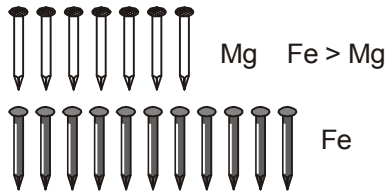
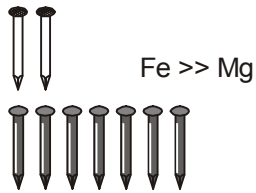
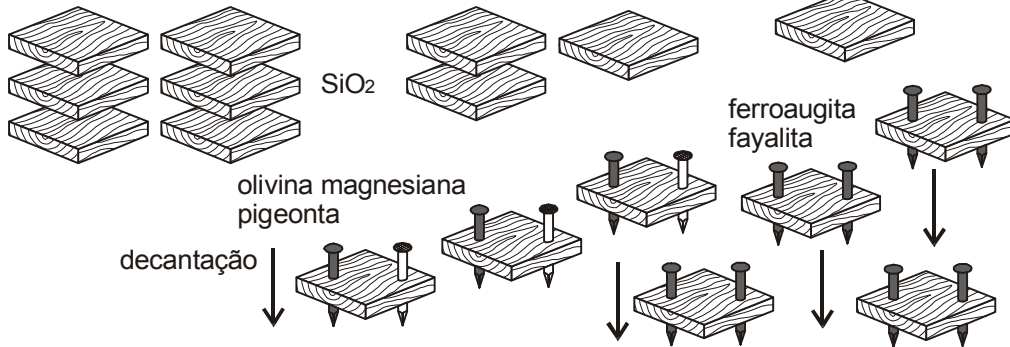
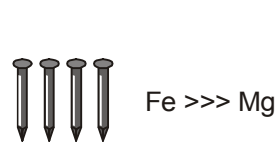
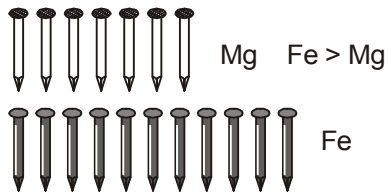
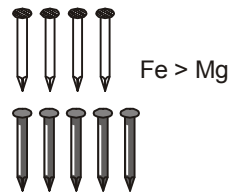
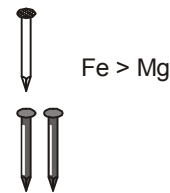
A - série toleítica**1 - magma altamente máfico****2 - magma máfico****3 - magma intermediário****A - série Ca-alcálica****1 - magma altamente máfico****2 - magma máfico****3 - magma intermediário**

Fig. 4.21. Relação ferro e oxigênio durante a cristalização fracionada das séries: (A) toleítica e (B) Ca-alcálica. Nota-se que o magma da série Ca-alcálica possui teor elevado de H_2O . No início do processo de cristalização, o ferro da série Ca-alcálica reage com o oxigênio formando magnetita (B1). Portanto, em comparação com a série toleítica, o líquido residual da série Ca-alcálica é caracterizada pela abundância de sílica e relativa escassez de ferro.

mais félsico desde o estágio inicial de cristalização fracionada (Fig. 4.18). Esta evolução química corresponde à série Ca-alcálica. Por outro lado, em **ambiente redutor** a formação de magnetita, ou seja, a **retirada de ferro é limitada**. Enquanto que MgO, CaO e SiO₂ presentes no magma são cristalizados na forma de minerais máficos e o ferro permanece no líquido. Desta forma, o magma residual é enriquecido em ferro e o **ferro sobrado** é utilizado no estágio posterior de evolução magmática para cristalizar **minerais máficos com alta proporção Fe/Mg**, tal como fayalita (olivina de ferro; Fe₂SiO₄), que se encontra em típico ferro gabro. Esta evolução química do magma corresponde à **série toleítica** (Fig. 4.20).

Os **magmas da série toleítica** são de **alta temperatura** e contêm **baixo teor de H₂O**, enquanto que, os da **série Ca-alcálica** são de **temperatura relativamente baixa** e contêm **alto teor de H₂O**. Os componentes voláteis, tais como H₂O, Cl, e F, abaixam a temperatura da fusão dos magmas, e portanto, os magmas hidratados podem manter o estado líquido até mesmo em uma temperatura relativamente baixa. Desta forma, as **rochas da série Ca-alcálica** freqüentemente possuem **minerais máficos hidratados**, tais como hornblenda. Este fato indica que a **oxidação pode estar relacionada à H₂O da rocha encaixante**. As rochas da crosta são normalmente hidratadas. O H₂O está presente dentro da rede cristalina dos certos minerais constituintes, denominados minerais hidratados, tais como biotita, muscovita, etc. Além disso, existe também fora dos minerais como fluido livre. Os magmas gerados no manto superior são normalmente considerados como pobres em H₂O. Durante a intrusão desses magmas, a **água da rocha encaixante** crustal pode ser **incorporada aos magmas**, e **uma parte da H₂O separa-se em hidrogênio e oxigênio**. O oxigênio cria o **ambiente oxidante**, e o hidrogênio é disperso na rocha encaixante. Portanto, os corpos magmáticos pequenos são altamente influenciados pela H₂O extraída da rocha encaixante crustal, e nos corpos intrusivos de escala superior a quilométrica, a influência da H₂O crustal é pequena em relação ao grande volume do magma. A Fig. 4.18 e a Fig. 4.19 mostram que existem séries toleíticas típicas (como Skaergaard) e não típicas (como as rochas basálticas do Japão). O fato é devido provavelmente à diferença do **grau de oxidação**, ou seja, o grau de hidratação. Neste sentido, interpreta-se que a série toleítica é a série de cristalização fracionada em condição normal do magma primário basáltico e a série Ca-alcálica, em condição especial com alta fugacidade de oxigênio.

Rochas da série Ca-alcálica são encontradas tipicamente em **cordilheiras**, tais como a dos Andes, e **arcos de ilhas** (zonas de subducção), Japão, Indonésia, Filipinas, etc., ou seja, em **zonas de subducção**, onde existe H₂O abundante. Dentro do Sistema Solar, as rochas da série Ca-alcálica são presentes **especificamente no Planeta Terra**, isto é, as rochas caracterizantes da Terra, onde a **tectônica de placas está em funcionamento**. Por outro lado, as **rochas da série toleítica** são observadas no **fundo do oceano**, **platôs de lavas** terrestres e submarinos, grandes corpos intrusivos gabróicos, etc.