

3. Classificação de rochas ígneas

Antes do século XIX, os corpos, as rochas e os minerais não eram bem distinguidos. Desta forma, a classificação de rochas por meio de modo de ocorrência geológica, idade geológica e cor visual característica era comumente praticada, havendo mais de 1000 nomes. Para resolver este problema, foram realizados vários esforços para padronizar os nomes das rochas ígneas (Shand 1927; Niggli 1931; Trögger 1938; Johanssen 1931-1938, etc.). Até o presente, a classificação de rochas ígneas não está bem organizada, principalmente para rochas máficas e ultramáficas. Entretanto, graças aos esforços, a classificação foi relativamente organizada diminuindo os nomes em um décimo do passado.

3.1. Critérios de classificação

Cada método de classificação tem sua vantagem e desvantagem e, portanto é difícil apresentar um método adequado para classificar quaisquer rochas ígneas. Entre as tentativas de classificação organizada de rochas ígneas propostas até o presente, a recomendação pela Subcomissão da Sistemática de Rochas Ígneas da IUGS (Subcommission on the Systematics of Ingeous Rocks, Comissão on Petrology, International Union of Geologicas Sciences) é mais conhecida (Streckeisen 1967; 1976; 1978, etc.). Atualmente, a **classificação de rochas ígneas** é baseada na **textura**, principalmente **granulometria**, e **composição mineralógica quantitativa**, e subordinadamente na textura específica, composição química, gênese, modo de ocorrência, etc. A granulometria é representada pelas categorias **grossa**, **média** e **fina**, e a composição mineralógica é pelo **índice de cor**, **proporção entre feldspato alcalino e plagioclásio**, **composição de plagioclásio**, etc.

3.2. Critérios texturais

Os critérios texturais importantes para classificação de rochas ígneas são: 1) **cristalinidade**; 2) **granulometria**; 3) **homogeneidade granulométrica**. Estas texturas são intimamente relacionadas ao processo de resfriamento magmático, e a granulometria é a mais importante.

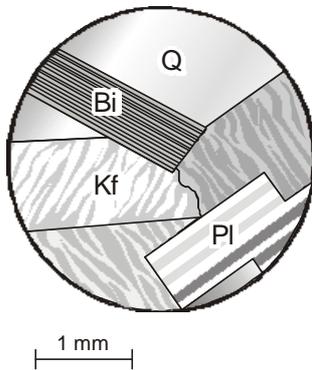
3.2.1. Cristalinidade

A cristalinidade corresponde ao **grau de cristalização do magma**, ou seja, a **proporção de minerais e vidro** que estão presentes nas rochas ígneas. Para ocorrer a cristalização dos

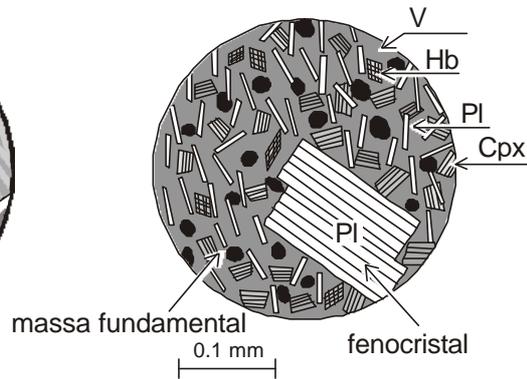
Tabela 3.1. Relação entre as expressões utilizadas para representar a granulometria de rochas ígneas.

Expressão	Holocristalina	Resfriamento	Classificação	Exemplo
grossa	sim	muito lento	plutônica	gabro, granito, nefelina sienito
média	sim	meio lento	hipabissal	dolerito, granito pórfiro, tinguito
fina	sim	rápido	vulcânica	basalto, riolito, fonolito
microcristalina	sim	rápido	vulcânica	basalto, riolito, fonolito
criptocristalina	sim	muito rápido	vulcânica	basalto, riolito, fonolito
hialocristalina	não	super rápido	vulcânica	basalto, riolito, fonolito
vítrea	não	ultra rápido	vulcânica	basalto, riolito, fonolito

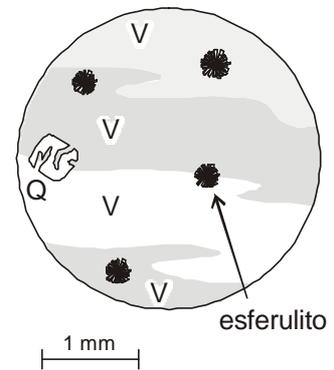
A - holocristalina



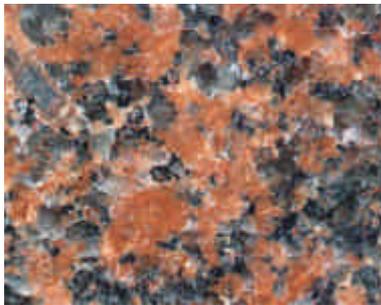
B - hipocristalina



C - vítrea

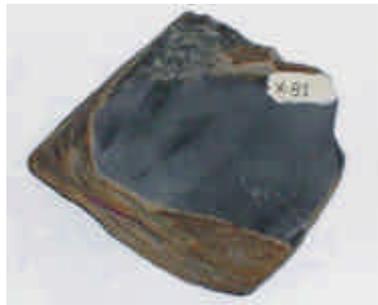


D - granito



1 cm

E - basalto



2 cm

F - tufo soldado



5 cm

Fig. 3.1. Ilustrações esquemáticas (A, B, C) e fotografias (D, E, F) relativas à cristalinidade de rochas ígneas: (A) granito, holocristalino; (B) basalto porfírico com massa fundamental intersertal, hipocristalino; (C) riolito com esferulitos, vítreo; (D) Granito porfírico, Andorinha - RJ, holocristalino; (E) basalto, Rio Caí, Nova Petrópolis - RS, hipocristalino; (F) Tufo soldado riolítico, Nova Petrópolis - RS, vítreo.

minerais a partir do magma, precisa-se de um determinado tempo. Portanto, quando o **resfriamento é relativamente lento**, há tempo suficiente para formar uma rocha ígnea constituída **totalmente de cristais**. Por outro lado, quando o **resfriamento é extremamente rápido**, não há tempo suficiente, resultando uma rocha composta **de vidro** (Fig. 3.1; Tabela 3.1). De acordo com a cristalinidade as rochas são classificadas em: 1) **holocristalina**; 2) **hipocristalina**; 3) **vítrea**:

Holocristalina: A rocha é composta **inteiramente de cristais**. A maioria das rochas ígneas se encaixa nessa categoria. Todas as rochas plutônicas são holocristalinas. As expressões rocha cristalina e embasamento cristalino, encontradas na literatura tradicional, correspondem respectivamente à rocha holocristalina e ao embasamento continental constituído por rochas holocristalinas, tais como granito e gnaiss, sobretudo de granulometria grossa e de idade precambriana. Entretanto, tais expressões tendem a serem menos utilizadas nas publicações recentes. As rochas holocristalinas são formadas através de resfriamento relativamente lento do magma. O prefixo holo significa totalmente.

Hipocristalina: É chamada também de **hialocristalina**: A rocha é constituída por **uma mistura de cristais e vidro**. As rochas hipocristalinas são formadas através de resfriamento

rápido do magma. Determinadas rochas constituintes de lavas são hipocristalinas. Os prefixos hipo e hialo significam, respectivamente, pouco e vítreo.

Vítrea: É chamada também de **holohialina**. A rocha é composta **quase inteiramente de vidro**, o que significa resfriamento magmático extremamente rápido. Algumas rochas vulcânicas constituintes de lavas, tais como a obsidiana, são vítreas.

3.2.2. Granulometria

A granulometria representa a medida quantitativa do tamanho dos minerais constituintes de rochas ígneas, sobretudo as holocristalinas. A expressão “granulação”, que é utilizada frequentemente como sinônimo de granulometria, é desaconselhável devido a ter um outro significado. Para um cristal formado a partir do magma tornar-se grande, necessita-se de um determinado tempo. Portanto, quando o **resfriamento é lento**, há tempo suficiente para formar uma rocha ígnea constituída por minerais de **granulometria grossa**. Por outro lado, quando o **resfriamento é rápido**, não há tempo para formar cristais grandes, resultando uma rocha com **granulometria fina** (Fig. 3.2). A **definição quantitativa das categorias** de granulometria grossa, média e fina é **variável de acordo com cada autor**. Portanto, na descrição das rochas, é

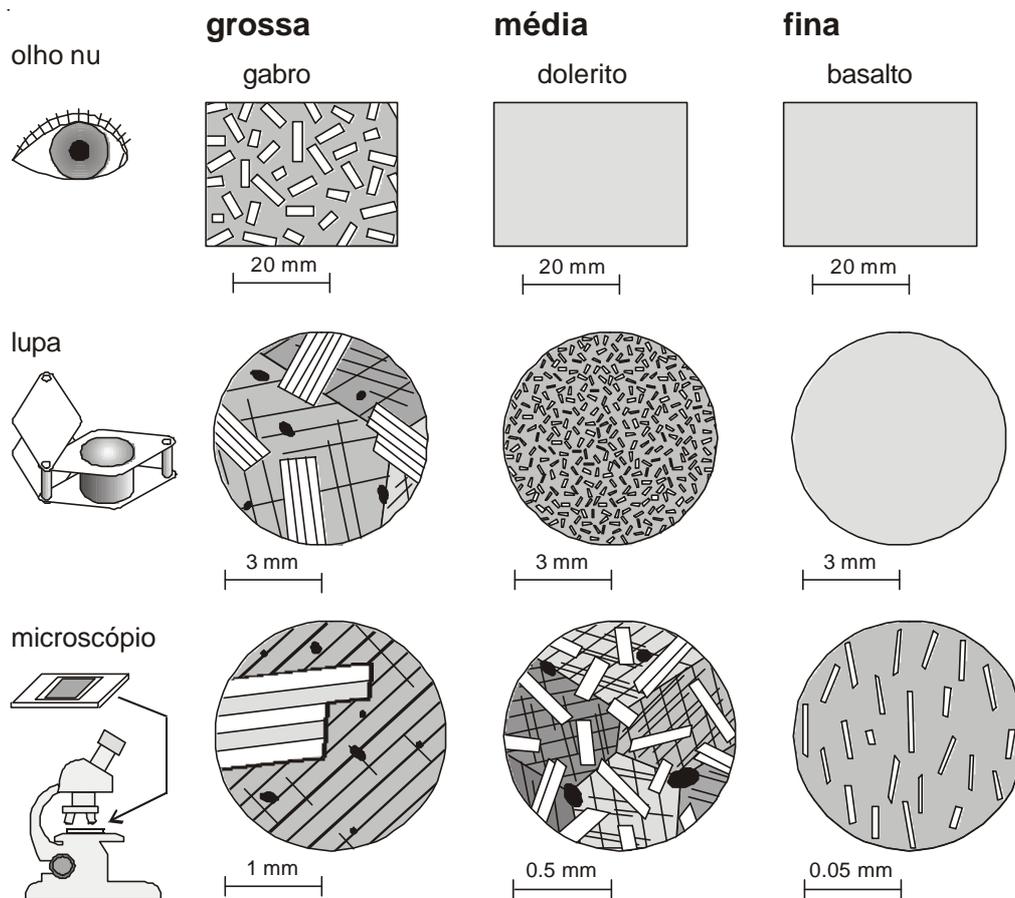


Fig. 3.2. Ilustrações esquemáticas de granulometria grossa, média e fina de rochas ígneas, de acordo com os meios e instrumentos de observação. Nota-se que as escalas das observações microscópicas não são iguais.

aconselhável referir à medida quantitativa, tal como milimétrica. A definição aqui apresentada é apenas um exemplo prático:

Grossa: Granulometria de 1 a 10 mm. Muitas rochas de natureza plutônica possuem granulometria em torno de 6 mm, se encaixando nesta categoria. As rochas ígneas com granulometria maior do que 10 mm são raras. A expressão rocha “grosseira” e de “granulação grosseira”, que se encontram em certas publicações nacionais como sinônimo de rocha de granulometria grossa, tendem a não serem utilizadas. De fato, o termo “grosseiro” significa rude, inconveniente ou de má qualidade. Normalmente, as rochas compostas de minerais com tamanho suficientemente grande, podendo ser identificados com facilidade a olho nu, são descritas como de granulometria grossa. Granito, sienito, diorito e gabro são exemplos de rochas de granulometria grossa.

Média: Granulometria de 0.2 a 1 mm. Esta categoria granulométrica **quantitativamente não é bem definida**, sendo variável de acordo com cada autor. Na prática, muitas rochas descritas como de granulometria média são compostas de minerais de tamanho visível a olho nu ou a lupa, porém, são pouco difíceis de serem identificados. Dolerito é um exemplo de rochas com granulometria média. Nos continentes americanos, o termo diabásio é utilizado frequentemente no lugar de dolerito. Entretanto, na Europa, este termo corresponde a diorito ou a rocha máfica com textura ofítica com idade anterior ao Terciário. Desta forma, o termo diabásio tende a ser substituído mundialmente por dolerito.

Fina: Granulometria menor do que 0.2 mm. Normalmente, as rochas compostas de minerais com tamanho dos grãos invisíveis a olho nu ou a lupa são descritas como de granulometria fina. Tais rochas são estudadas em lâminas delgadas ao microscópio petrográfico. Riolito, fonolito, traquito, andesito e basalto são exemplos de rochas com granulometria fina.

Encontram-se os seguintes termos utilizados na literatura para representar a granulometria macroscópica de rochas ígneas:

Fanerocristalina: A rocha é constituída por minerais de tamanho distinguível, ou seja, identificável a olho nu ou em lupa. Todas as rochas de granulometria grossa e uma parte das rochas de granulometria média se encaixam nesta categoria.

Afanítica: A rocha é composta de minerais de granulometria fina, sendo indistinguíveis a olho nu ou em lupa. Em muitas publicações, a expressão textura afanítica é utilizada para expressar textura da massa fundamental de rochas porfiríticas.

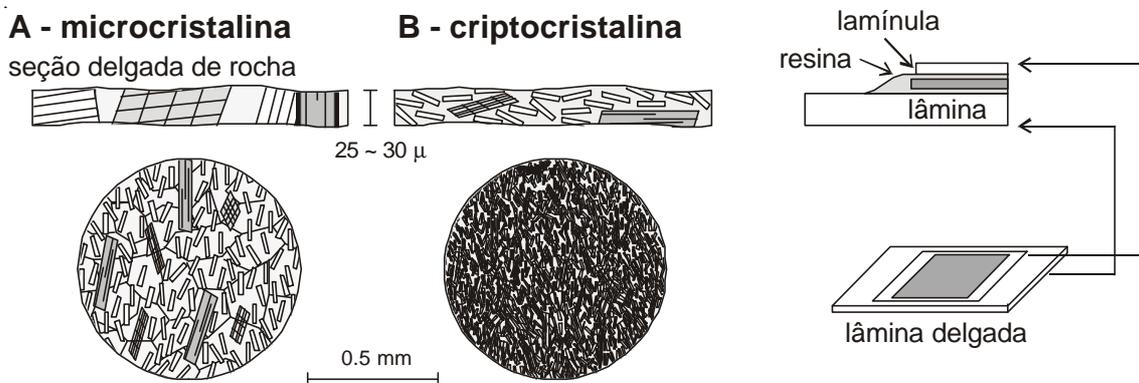


Fig. 3.3. Relação entre a espessura da lâmina delgada e a granulometria das rochas ígneas finas: (A) microcristalina e (B) criptocristalina, com visão esquemática das respectivas imagens microscópicas. A escala é comum para ambas as rochas.

Nas observações das rochas naturais, a maioria das rochas ígneas se classifica em uma das duas categorias acima citadas, sendo fanerocristalina (grossa) ou afanítica (fina). Existem rochas com granulometria entre as duas categorias, que poderia corresponder a granulometria média, porém, os exemplos não são muito frequentes.

Nas observações microscópicas de rochas com granulometria fina, são utilizados os seguintes termos granulométricos (Fig. 3.3).

Microcristalina: A rocha é constituída por minerais de tamanho distinguível, ou seja, são identificáveis à lâmina delgada. Quando o tamanho dos minerais constituintes da rocha é maior do que a espessura da lâmina (25 a 30 μm), cada mineral é identificável.

Criptocristalina: A rocha é composta de minerais de granulometria muito pequena, sendo menor do que a espessura da lâmina delgada, e portanto, não se pode identificar ao microscópio petrográfico.

3.2.3. Homogeneidade granulométrica

Existem rochas ígneas constituídas por minerais de tamanho aproximadamente igual, que são denominadas de textura equigranular. As rochas compostas de minerais de granulometria gradativamente variável são denominadas transgranulares, porém, essas são raras em rochas ígneas. Desta forma, a maioria das rochas inequigranulares, ou seja, não equigranulares, é classificada em uma das duas texturas granulométricas distintas, **equigranular** e **porfirítica** (Fig. 3.4):

Equigranular: A rocha é constituída por **minerais com tamanho relativo aproximadamente igual**, ou seja, a granulometria é homogênea. Muitas rochas ígneas de granulometria grossa são equigranulares. O prefixo “equi” significa igual. A expressão “textura granular” encontrada na literatura referente às rochas ígneas corresponde à textura equigranular, porém, tende a ser menos utilizada. A maioria das rochas equigranulares possui granulometria de 1 a 10 mm. A homogeneidade granulométrica das rochas equigranulares significa que o **resfriamento do magma foi um processo regular em um único estágio**. O resfriamento natural de uma câmara magmática grande comumente forma um corpo intrusivo cuja maioria das partes é constituída por rochas equigranulares. A textura equigranular é observada comumente em granito, granodiorito, quartzo diorito, diorito, gabro, álcali sienito e nefelina sienito.

Porfirítica: A rocha é constituída por minerais com **duas granulometrias distintas**, minerais grandes e pequenos. Os **minerais grandes**, normalmente menos frequentes, são denominados **fenocristais**, e **os pequenos**, que constituem a maioria, são chamados de **massa fundamental**. O termo “pórfiro” corresponde ao grão de mineral destacadamente grande em relação aos outros de qualquer gênese, ou seja, fenocristal é um tipo de pórfiro de origem ígnea e porfiroblasto é outro tipo, porém, de origem metamórfica, que é chamado de “porfiroblasto”. Por outro lado, o termo matriz corresponde à massa fina de qualquer origem, enquanto que, a massa fundamental é um tipo de matriz de origem magmática. A textura porfirítica é observada tipicamente em riolito, dacito, andesito, basalto, traquito e fonolito.

A heterogeneidade granulométrica das rochas porfiríticas indica que o **resfriamento magmático** não foi um processo regular, havendo pelo menos **dois estágios**. Os fenocristais foram cristalizados no primeiro estágio por meio do resfriamento lento, que ocorreu provavelmente em uma câmara magmática dentro da crosta terrestre. Durante a cristalização dos fenocristais, a parte correspondente à massa fundamental ainda estava em estado líquido. Posteriormente, aconteceu o evento de resfriamento rápido, tais como extravasamento de lava, que solidificou a

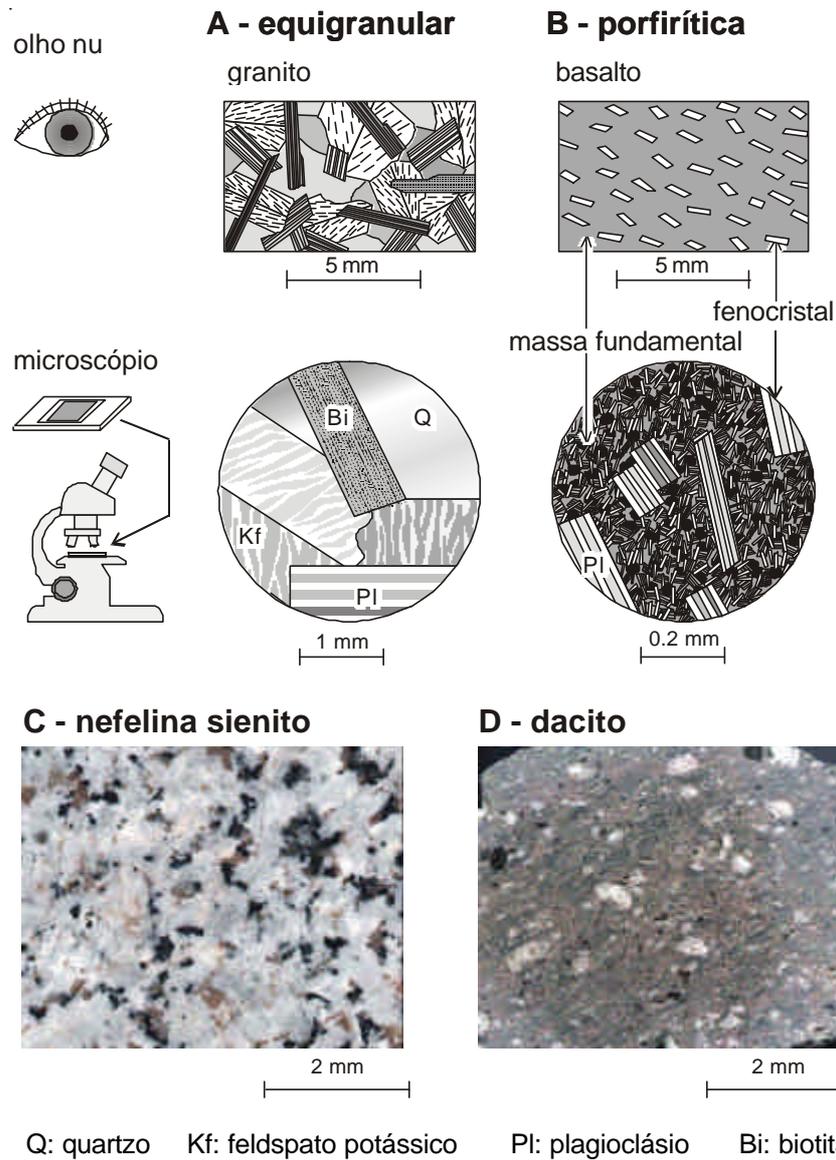
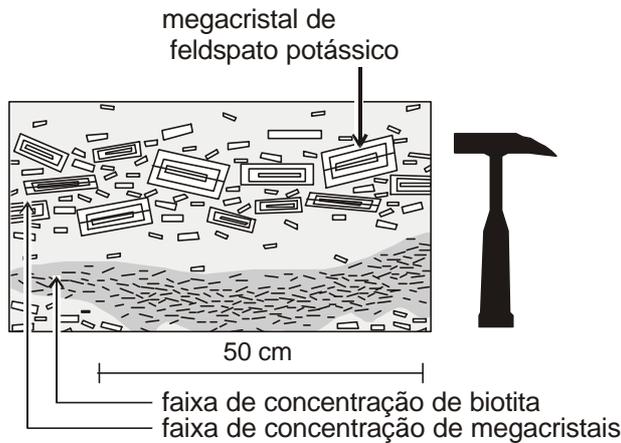


Fig. 3.4. Ilustração esquemática de visão macroscópica e microscópica de (A) textura equigranular grossa de granito e (B) textura porfirítica fina de basalto, junto com as fotografias de (C) textura equigranular grossa de nefelina sienito de Mesquita - RJ e (D) textura porfirítica fina de dacito adakítico do Vulcão Lautaro, Patagônia chilena.

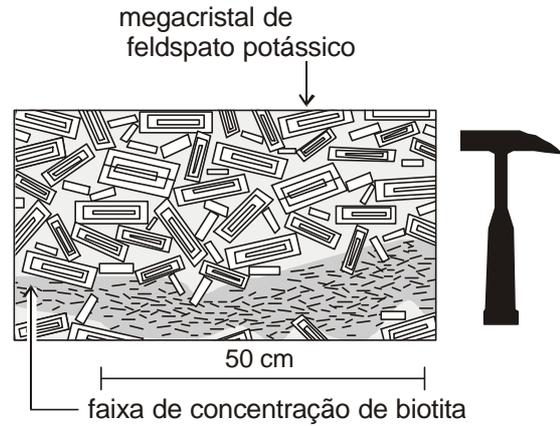
massa fundamental. O tamanho dos fenocristais geralmente está na faixa de 1 a 10 mm, e da massa fundamental é submilimétrica. Existem rochas com massa fundamental holocristalina, e também, hialocristalina e vítrea. Muitas rochas de granulometria fina possuem textura porfirítica.

Certas rochas graníticas e sieníticas possuem duas granulometrias distintas, neste sentido, podem ser classificadas descritivamente como de textura porfirítica. Entretanto, a granulometria dos fenocristais e da massa fundamental são incomparavelmente maiores do que rochas porfiríticas comuns. Os **fenocristais**, normalmente feldspato alcalino, possuem tamanho **centimétrico**, podendo atingir 10 cm. A **massa fundamental** apresenta granulometria de **1 a 10 mm**, correspondendo ao tamanho dos fenocristais da textura porfirítica comum. Esses fenocristais, denominados "**megacristais**", freqüentemente exibem textura de zoneamento heterogêneo. Os megacristais são de tamanho variável, e encontram-se normalmente orientados, formando faixas

A - textura porfirítica



B - textura porfiróide



C - granito porfirítico

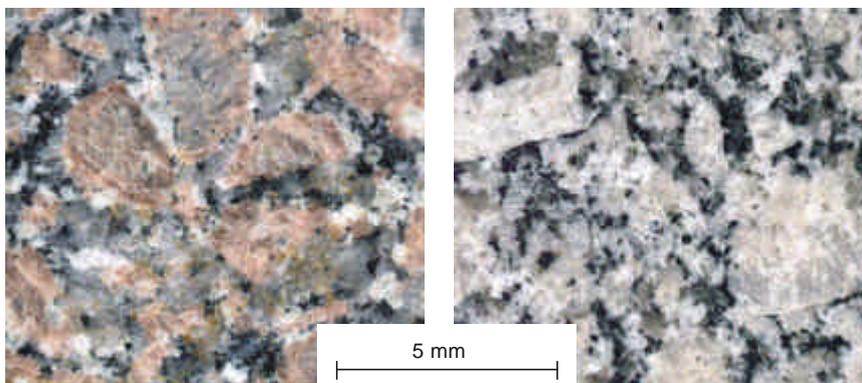


Fig. 3.5. Ilustração esquemática de (A) textura porfirítica e (B) textura porfiróide de rochas graníticas, junto com a fotografia de (C) granito porfirítico de Itu - SP.

de concentração. A massa fundamental também tende a ser orientada, formando faixas de concentração de minerais incolores e coloridos. Quando os **fenocristais** de feldspato alcalino estão **em contato uns com os outros**, a textura é chamada de **porfiróide** (Fig. 3.5). Tais rochas são exploradas freqüentemente para usos ornamentais e aplicadas à fabricação de mesas e balcões.

Acredita-se que a gênese da textura porfirítica de rochas graníticas é diferente da textura porfirítica comum. Para os fenocristais crescerem até o tamanho dos megacristais, é necessário um longo tempo ou condições especiais, tais como alta viscosidade e alto teor de materiais voláteis do magma granítico. Certas rochas graníticas com esta textura, sobretudo as que se encontram na **parte inferior de um corpo de forma tabular de intrusão sub-horizontal**, a textura pode ser originada da **acumulação dos minerais na base**, sobretudo no caso da textura porfiróide.

Muitos textos didáticos clássicos explicam que a textura equigranular é originada do resfriamento lento, e a textura porfirítica, do resfriamento rápido. A velocidade do resfriamento pode definir a granulometria, mas não, a homogeneidade granulométrica. Entretanto, de fato as rochas com textura equigranular são grossas e as porfiríticas possuem sua massa fundamental fina. Existem também as rochas de granulometria grossa com textura porfirítica e as finas com textura equigranular.

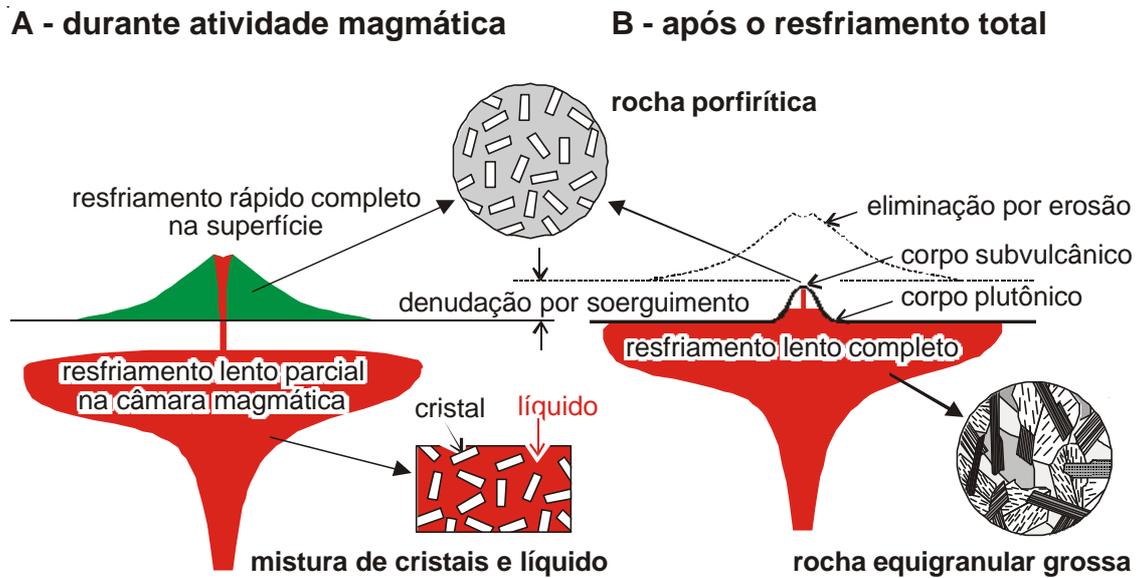


Fig. 3.6. Um exemplo do processo de formação das rochas com (A) textura equigranular grossa e (B) textura porfirítica com massa fundamental fina.

Conforme o texto acima, a textura porfirítica é representada por duas granulometrias distintas, sendo caracterizada por dois estágios de resfriamento com velocidades diferentes. Quando o magma sobe na crosta em baixa velocidade, ou **aloja-se em uma câmara magmática**, este magma se **resfria lentamente**, cristalizando **minerais grandes**. Neste estágio, há coexistência de sólido e líquido. Quando este magma **retoma a ascensão e extravasa na superfície**, a parte líquida transforma-se em matriz de **granulometria fina** ou vítrea, formando a massa fundamental, e os minerais grandes já cristalizados tornam-se fenocristais. Se **não acontecesse a retomada da ascensão** magmática, o magma se **cristalizaria lentamente até o final**, e a câmara magmática se transformaria em um corpo intrusivo constituído por rocha com textura **equigranular grossa** (Fig. 3.6). Neste sentido, a **velocidade do resfriamento** magmático de rochas de textura porfirítica é **representada pela granulometria da massa fundamental**, e não, pelos fenocristais.

3.2.4. Granulometria e velocidade de resfriamento

A granulometria das rochas ígneas, ou seja, a velocidade de resfriamento do magma foi correlacionada tradicionalmente à profundidade de posicionamento do magma (Rosenbusch, 1887-1908; Die Euptivgesteine des Kristianiagebietes; Brögger 1894-1921; Die Mikroskopische Physiographie der massigen Mineralien): magmas intrusivos nos locais profundos deveriam resfriar-se lentamente, e os da superfície ou da subsuperfície deveriam resfriar-se rapidamente. A partir deste ponto de vista, foi estabelecida a seguinte **classificação granulométrica clássica** das rochas ígneas.

Rochas vulcânicas, chamadas também de as eruptivas, efusivas ou extrusivas, são formadas através do resfriamento rápido do magma na superfície da Terra, constituindo corpos vulcânicos, tais como lava e tufo. As rochas possuem granulometria fina e textura porfirítica, com massa fundamental vítrea, hialocristalina ou holocristalina. Exemplos típicos são basalto, andesito e riolito. Rochas hipabissais, chamadas também de rochas subvulcânicas, ou no Século XIX de rochas de diques ou rochas filonares, são formadas através do resfriamento magmático com

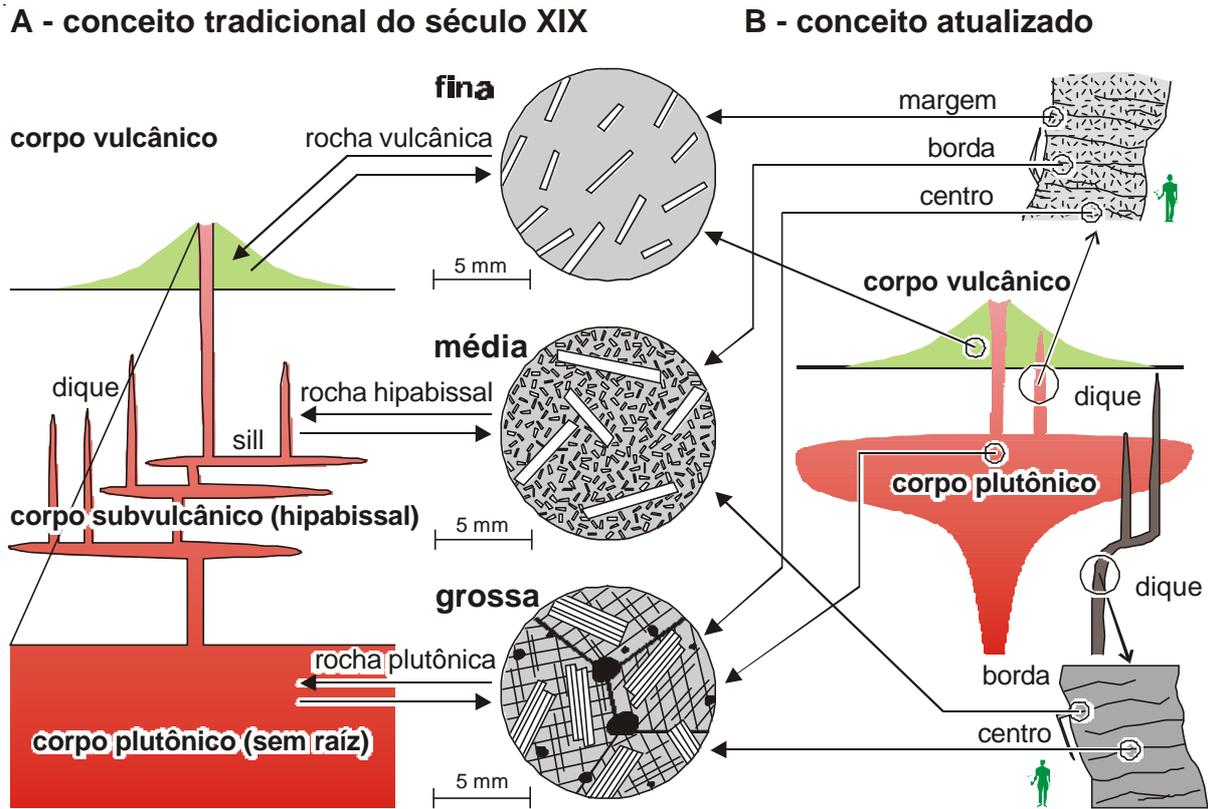


Fig. 3.7. Relação entre a granulometria das rochas ígneas e o modo de ocorrência geológica, conforme (A) conceito tradicional do século XIX e (B) conceito atualizado.

velocidade média, constituindo corpos subvulcânicos, ou seja, intrusivos pequenos e rasos, tais como diques e sills. Possuem textura porfirítica com massa fundamental holocristalina. Exemplos típicos são granito-pórfiro, quartzo pórfiro e dolerito. Rochas plutônicas são formadas através do resfriamento lento de magma nos locais profundos, constituindo corpos intrusivos grandes, tais como batólito e stock. Possuem granulometria grossa e textura equigranular. Exemplos típicos são granito, sienito e gabro.

De acordo com este conceito, era aplicada a denominação de rochas ígneas conforme o modo de ocorrência geológica, tais como: a rocha constituinte de uma lava era basalto, a de um dique era dolerito, e a de um stock era gabro. Os corpos vulcânicos, subvulcânicos e plutônicos eram interpretados como bem distinguidos de acordo com a profundidade. No Brasil, as rochas de composição máfica encontradas na forma de diques eram denominadas diabásio (dolerito), independentemente da sua granulometria. Da mesma maneira, foi praticada a dedução do modo de ocorrência geológica e profundidade de posicionamento a partir da granulometria de uma amostra (Fig. 3.7A).

Entretanto, na realidade, a **granulometria** de rochas ígneas está relacionada à **velocidade de resfriamento** magmático, e **não ao modo de ocorrência geológica ou profundidade** de posicionamento. Como por exemplo, na região litoral dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, ocorrem diques de composição máfica com mais de 5 m de largura. Nesses diques, observa-se a variação granulométrica da rocha formada pela diferença da velocidade de resfriamento: a granulometria é fina nas bordas, correspondente a basalto, e grossa no centro, correspondente a

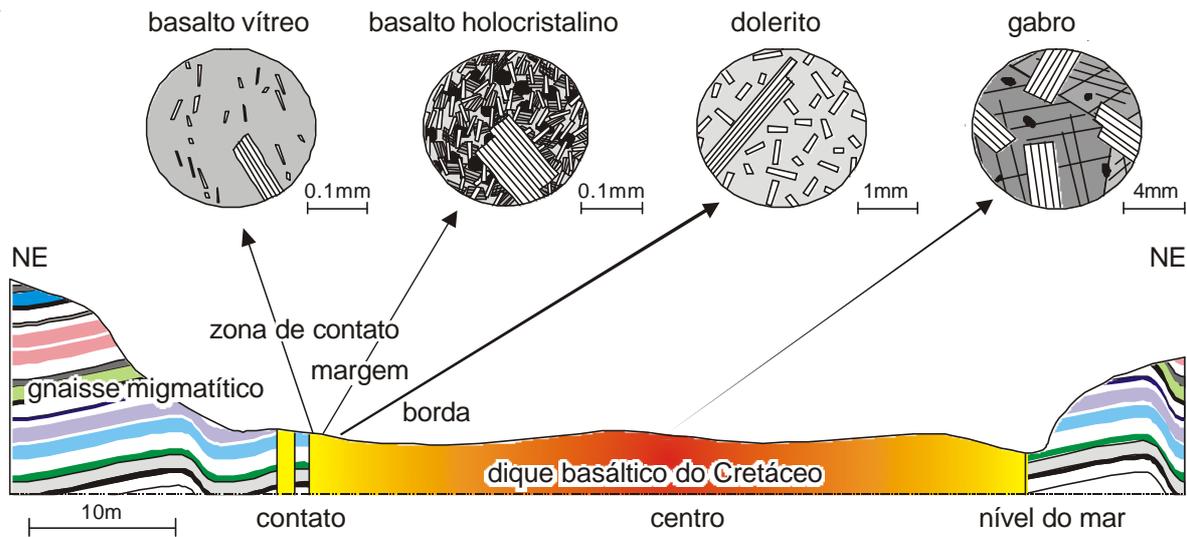


Fig. 3.8. Variação granulométrica gradativa dentro de um dique de composição basáltica, observada na Joatinga, Rio de Janeiro, RJ. Observa-se a diferença nas escalas das ilustrações das imagens microscópicas. As rochas constituintes variam de basalto (rocha vulcânica), dolerito (rocha hipabissal) e gabro (rocha plutônica) dentro de um único dique.

Tabela 3.2. Rochas vulcânicas, hipabissais e plutônicas em relação aos corpos extrusivos e intrusivos.

Rocha	Textura	Corpo geológico	profundidade	Tamanho do corpo
vulcânica	granulometria fina, hialocristalina, vítrea	extrusivo - lava, tufo soldado, intrusivo - dique, sill, borda de plutão	superficial, rasa, média	pequeno
hipabissal	granulometria média	intrusivo - dique, sill, borda de plutão, plutão	rasa, média	pequeno, médio
plutônica	granulometria grossa	intrusivo - plutão, dique, sill	rasa, média profunda	médio, grande

gabro, com passagem gradativa (Fig. 3.8). Desta forma, os três tipos de rochas acima citadas, basalto, dolerito e gabro, podem ser formados na mesma profundidade e do mesmo modo de ocorrência.

Cada dique foi formado por um único pulso de intrusão magmática, e tanto a borda quanto o centro foram formados na mesma profundidade. A temperatura da rocha encaixante na época da intrusão era cerca de 120 °C (Zimbres et al., 1990; Motoki, 1994), e o magma intrusivo estava acima de 1200 °C. Devido ao grande contraste térmico, as bordas do dique resfriaram-se rapidamente por condução térmica, e o centro resfriou-se lentamente. A partir das características petrográficas, não é possível definir o modo de ocorrência geológica e a profundidade do posicionamento magmático. A princípio, o modo de ocorrência deve ser estudado através do trabalho de campo, e não por dedução petrográfica. Da mesma forma, as rochas devem ser classificadas por características petrográficas, e não pelo modo de ocorrência. Na realidade, a relação entre as rochas ígneas e os corpos geológicos é muito complexa (Fig. 3.7B; Tabela 3.2). De fato, a **correlação exata e imediata** entre a **granulometria** de rochas ígneas ao **modo de ocorrência** geológica ou à **profundidade** do posicionamento é **equivocada**.

Hoje em dia, os termos texturais estão utilizados puramente no sentido petrográfico, como por exemplo: **rochas vulcânicas** correspondem às rochas de **granulometria fina**, seja de

ocorrência extrusiva ou intrusiva; **rochas plutônicas** são de **granulometria grossa**, sejam de diques ou de stocks. Isto é, as expressões rochas vulcânicas, hipabissais e plutônicas representam apenas granulometria, e nada mais. Neste sentido, é **aconselhável** adotar as expressões **granulometria fina, média e grossa**. Por outro lado, as expressões corpo vulcânico, hipabissal e plutônico devem ser utilizados no sentido geológico, conforme modo de ocorrência determinada por trabalhos de campo, independentemente da granulometria de amostras de mão observada no laboratório. A **classificação granulométrica moderna** das rochas ígneas é a seguinte:

Rochas vulcânicas: Rochas de granulometria fina, formadas através do resfriamento rápido do magma. Certas rochas desta categoria possuem textura porfirítica. A massa fundamental pode ser tanto holocristalina, hialocristalina quanto vítrea. Exemplos típicos são basalto, andesito e riolito.

Rochas hipabissais: Rochas de granulometria média, formadas através do resfriamento magmático com velocidade média. Quando estas rochas possuem textura porfirítica, a massa fundamental é holocristalina. Exemplos típicos são granito-pórfiro, quartzo pórfiro e dolerito.

Rochas plutônicas: Rochas de granulometria grossa, formadas através do resfriamento lento de magma. Exemplos típicos são granito, sienito e gabro.

As rochas da **granulometria média de textura porfirítica** são denominadas **adicionando-se “pórfiro”** com hífen atrás do nome da cada rocha de granulometria grossa, tais como granito-pórfiro, granodiorito-pórfiro, etc. As rochas de **granulometria média** com textura **equigranular** (sem fenocristais) são chamadas freqüentemente **com o prefixo “micro”**, tais como “microgranito”, “microgranodiorito”, “microdiorito”, “microgabro”, etc.

O termo “diabásio” foi utilizado freqüentemente pelos petrólogos dos continentes americanos para representar as rochas básicas de granulometria média. Porém, este termo possui significados diferentes na Alemanha (rochas máficas pré-terciárias) e na Inglaterra (basaltos alterados). Neste sentido, os autores **recomendam** o termo **“dolerito”** (origem inglês) **no lugar de diabásio**.

No campo, encontram-se rochas ígneas de composição máfica de granulometria grossa (gabro), média (dolerito) e fina (basalto), com eventual passagem granulométrica gradativa dentro de um corpo (Fig. 3.8). Entretanto, no caso de rochas félsicas, as rochas de granulometria média (granito-pórfiro, micro-granito) são raras, apesar da abundância de rochas grossas (granito) e finas (riolito). Devido à escassez dos exemplos da categoria hipabissal, certos pesquisadores propuseram abolição desta categoria. Por outro lado, os magmas máficos contêm baixo teor de

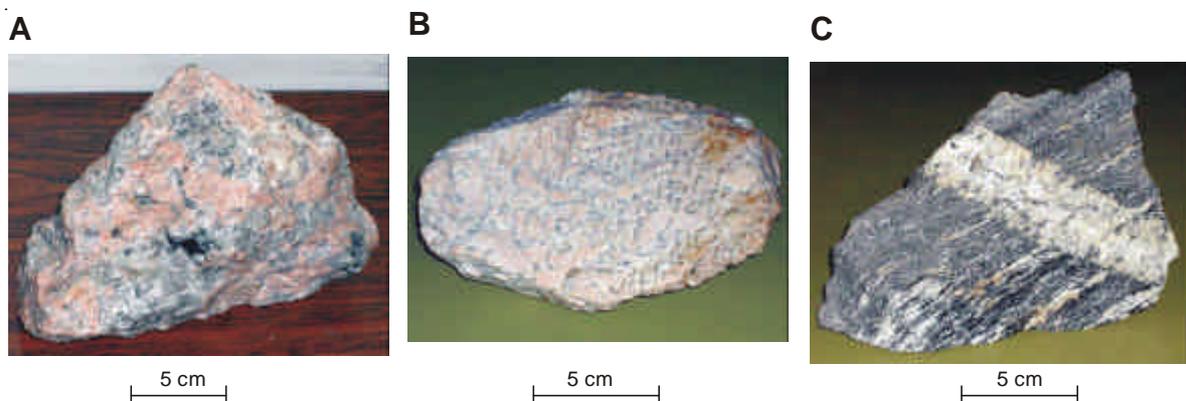


Fig. 3.9. Visão macroscópica de pegmatito: (A) pegmatito não gráfico; (B) pegmatito gráfico; (C) veio de pegmatito.

materiais voláteis representados por H_2O (maioria) e CO_2 (minoria), enquanto que, os magmas félsicos contêm alto teor destes materiais.

O fato acima citado sugere que a velocidade de resfriamento não é o único fator controlador de granulometria de rochas ígneas. Os **materiais voláteis** contidos no magma **umentam a granulometria** por meio da elevação de fluidez do magma. Este fator pode ser de importância comparável à velocidade de resfriamento, sobretudo para rochas félsicas. O **pegmatito** é um grupo de rochas ígneas altamente félsicas constituídas por **minerais de tamanho extremamente grande**, de tamanho de alguns centímetros até 1 m, originadas de magmas de **baixa temperatura**, cerca de $500\text{ }^\circ\text{C}$, **supersaturados em H_2O** (Fig. 3.9). A temperatura de magma comum, denominado ortomagma, é acima de $600\text{ }^\circ\text{C}$. Neste caso, acredita-se que os materiais voláteis são fatores mais importantes do que a velocidade de resfriamento magmático para definição da granulometria.

3.3. Critérios composicionais

Junto com a granulometria, a composição mineralógica quantitativa constitui um importante critério fundamental para classificação de rochas ígneas. A composição mineralógica quantitativa de rochas holocristalinas é obtida através de análise modal quantitativa.

3.3.1. Índice de cor

O mineral constituinte de rochas ígneas é classificado por meio de diafaneidade microscópica, ou seja, grau de transparência, em três categorias: 1) **minerais incolores**; 2) **minerais coloridos**; 3) **minerais opacos** (Fig. 3.10).

Minerais incolores: Minerais **transparentes em lâminas delgadas** e, normalmente brancos ou de cor clara a olho nu. Muitos minerais coloridos a olho nu se tornam incolores nas lâminas delgadas. São normalmente silicatos, compostos principalmente de SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O e K_2O com **baixo teor de MgO e FeO** . Sob o ponto de vista químico, esses são chamados como **minerais félsicos**. Quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e feldspatóides são exemplos. O peso específico é geralmente baixo.

Minerais coloridos: Minerais **coloridos, translúcidos, em lâminas delgadas** e de cor escura a olho nu. Normalmente, são **silicatos** compostos principalmente de SiO_2 , MgO , FeO e Fe_2O_3 , sendo caracterizados por **alto teor de MgO e FeO** . Sob o ponto de vista químico, são chamados como **minerais máficos**. Olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e biotita são exemplos. O peso específico é geralmente alto, sendo superior a bromofórmio.

Minerais opacos: Minerais **opacos mesmo nas lâminas**, e possuem freqüentemente brilho metálico. Quimicamente são **óxidos, sulfatos e hidróxidos de metais pesados**. Magnetita, ilmenita e pirita são exemplos. O peso específico é geralmente muito alto, sendo chamado de minerais pesados.

Os **minerais incolores e coloridos** constituem os **principais minerais** das rochas ígneas. Os **opacos** são

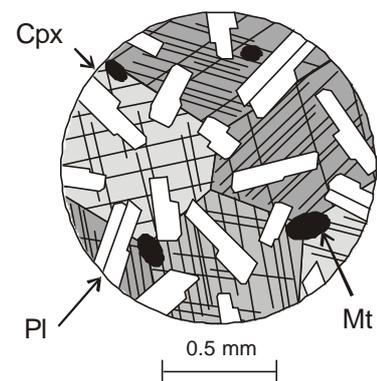


Fig. 3.10. Ilustração esquemática de aspectos microscópicos de minerais incolor (Pl, plagioclásio), colorido (Cpx, augita) e opaco (Mt, magnetita) de um gabro.

encontrados em **baixo teor**, normalmente inferiores a 1 %. Apesar da pequena quantidade, observa-se em quase todas as rochas ígneas. Juntos com zircão e apatita, os minerais opacos são agrupados como minerais **acessórios** ou secundários. A expressão “mineral secundário”,

utilizada frequentemente no lugar de “mineral acessório”, não é recomendada devido a homônimos.

A **porcentagem volumétrica** dos minerais constituintes de rochas é denominada **moda** ou quantidade modal e, a moda **de minerais coloridos e opacos** totais é denominada **índice de cor**, abreviando-se **M**. Este parâmetro é um fator importante na classificação de rochas ígneas, Sob o ponto de vista de diafanidade microscópica, a muscovita, a apatita e os minerais primários de carbonatos como calcita são enquadrados dentro da categoria de minerais incolores, portanto, devem ser excluídos no cálculo do índice de cor (refere-se o índice M' da IUGS). Entretanto, certos autores incluem estes minerais por serem acessórios. Na prática, o índice de cor representa a soma dos minerais máficos.

Por meio do índice de cor, M , rochas ígneas foram subdivididas por Shand (1927) em três categorias: 1) rochas **leucocráticas**, $0 < M < 30$; 2) rochas **mesocráticas**, $30 < M < 60$; 3) rochas **melanocráticas**, $60 < M < 100$. No caso de rochas de **granulometria grossa**, as rochas da categoria **leucocrática** tendem a serem macroscopicamente de cor **clara**, as **mesocráticas** são de cor escura, e as **melanocráticas** são de cor mais **escura**. Entretanto, as rochas de **granulometria fina** apresentam frequentemente **cor macroscópica escura independentemente do índice de cor**, até mesmo de composição leucocrática (Fig. 3.11). A maioria das rochas encontradas no campo se encaixa na categoria leucocrática e uma parte na categoria mesocrática, havendo apenas poucos exemplos de rochas da categoria melanocrática. Muitos autores utilizam os termos leucocrático, mesocrático e melanocrático no sentido qualitativo e comparativo, e não, quantitativo como acima citado, como por exemplo, “a amostra A é mais leucocrática do que B”.

Por outro lado, a subcomissão da IUGS (Streckeisen, 1967) definiu o índice de cor M' . Este índice corresponde à **soma dos minerais máficos e minerais acessórios, não incluindo muscovita, apatita e carbonatos primários**, isto é, a soma pura dos minerais máficos e os opacos. Desde que na maioria das rochas ígneas o teor de muscovita, apatita e carbonatos primários seja muito baixo, o M' é **praticamente igual a M**. Através deste índice de cor, M' , rochas ígneas são classificadas em 5 categorias: 1) rochas **holo-leucocráticas**, $0 < M' < 5$; 2) rochas **leucocráticas**, $5 < M' < 35$; 3) rochas **mesocráticas**, $35 < M' < 65$; 4) rochas **melanocráticas**, $65 < M' < 95$; 5) rochas **ultramáficas**, $95 < M' < 100$.

3.3.2. Análise modal

Para realizar a classificação quantitativa, é necessário determinar a abundância relativa em volume de cada mineral constituinte de rochas ígneas. A **porcentagem volumétrica dos**

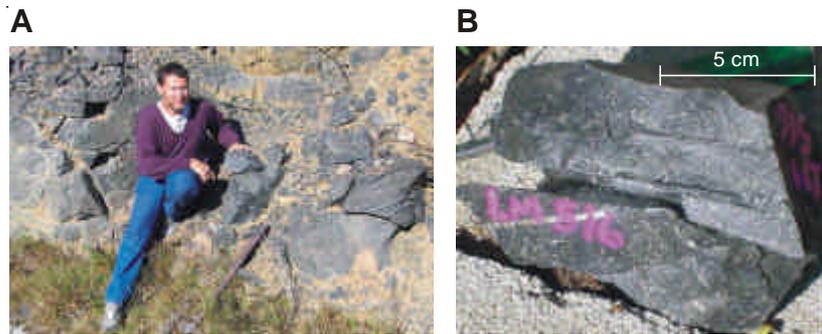


Fig. 3.11. Tufo soldado de cor macroscópica preta, de composição riolítica, São Francisco de Paula - RS: (A) afloramento; (B) amostra de mão.

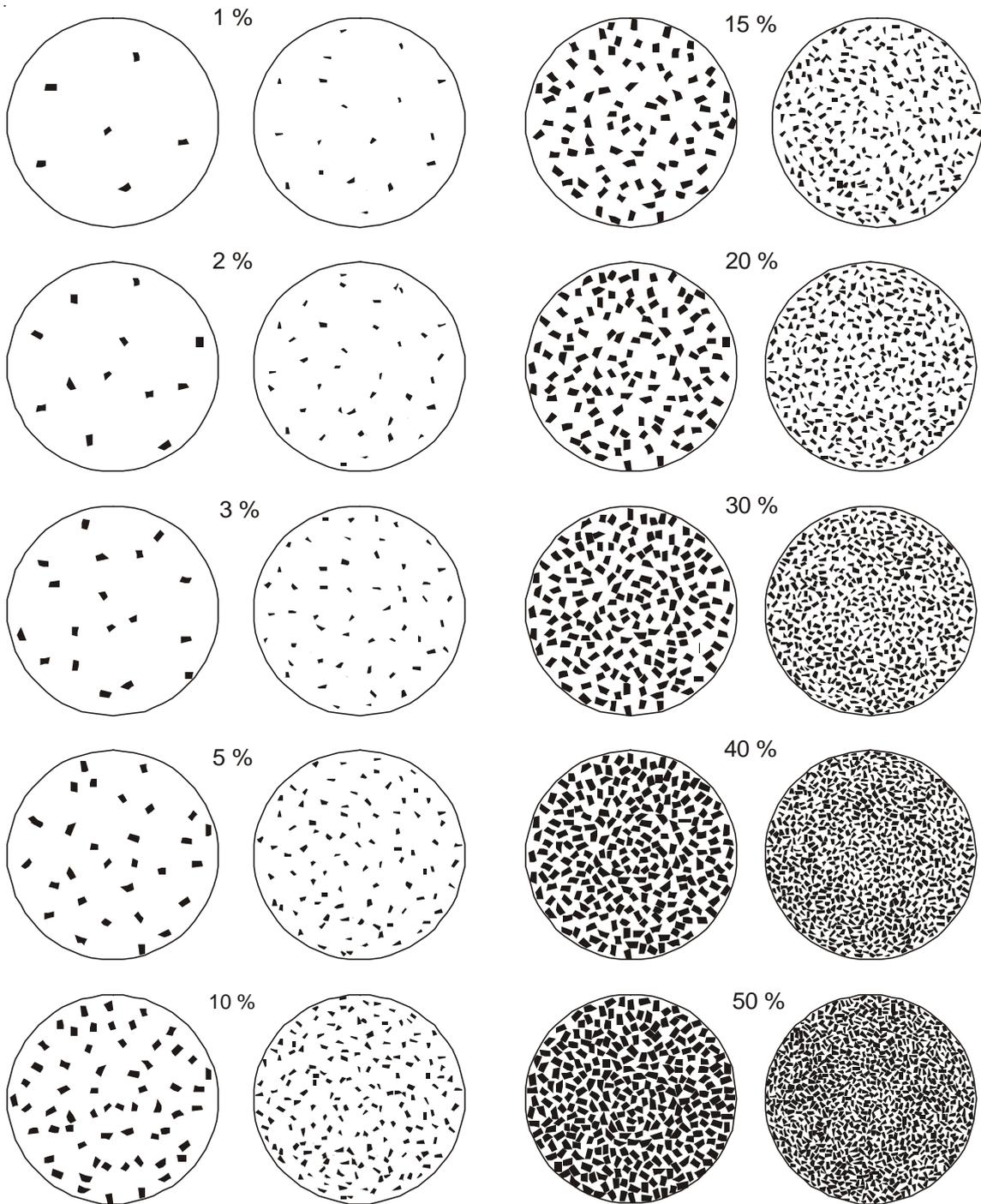


Fig. 3.12. Folha padrão para análise modal semi-quantitativa por visada.

minerais constituintes é denominada quantidade modal, ou simplesmente, a **moda**, e o processo para determinação da moda é chamada de **análise modal**. A análise modal é realizada normalmente por meio petrográfico utilizando-se lâminas delgadas. Considerando que a espessura de uma lâmina delgada é constante, a porcentagem volumétrica é representada pelas áreas relativas em que cada mineral constituinte ocupa na lâmina delgada.

Existem duas maneiras de análises modais de lato sensu: 1) semiquantitativa; 2) quantitativa. A **análise semiquantitativa**, chamada também de **moda por visada**, é o método para reconhecer a abundância aproximada dos minerais por simples visão da lâmina delgada através da comparação com a folha padrão (Fig. 3.12). Normalmente, são realizadas a visada de **10 partes** não superpostas seqüenciadas **em uma lâmina**. Em cada parte, são examinados 4 quadrantes, sendo **total 40 quadrantes**. A **média** das modas examinada nos 40 quadrantes representa o resultado final da análise semi-quantitativa. Este método serve para uma rápida observação por fins de **caracterização aproximada de composição** mineralógica de rochas ígneas, podendo examinar uma lâmina em 30 minutos. Entretanto, mesmo para os examinadores altamente treinados, é difícil obter a **precisão** melhor do que **5 %**, desta forma, o referido método **não deve ser utilizado para classificação de rochas** para fins de pesquisa científica.

A **análise modal quantitativa**, ou seja, simplesmente análise modal, é a **análise pontual dos minerais** localizados no centro exato da imagem do microscópio, que se situa no **cruzamento dos retículos** (Fig. 3.13 A). Após o registro do mineral, **desloca-se a platina em uma determinada distância**, utilizando-se o charriot de passo da platina do microscópio. Nesta nova posição, o mineral localizado no cruzamento dos retículos é analisado (Fig. 3.13 B). Caso o cruzamento dos retículos indique o mesmo mineral, este mineral é computado novamente. Desta forma, as análises continuam até o final da coluna (ou linha; Fig. 3.13 C, D, E). Ao final da coluna (ou linha), efetua-se o deslocamento horizontal (vertical). Através deste processo, a lâmina delgada é analisada na forma de **varredura**. A **soma dos pontos computados** para cada mineral representa **abundância relativa** do mineral em volume, e a **porcentagem** corresponde à **moda**. O número de ponto examinado é variável, conforme objetivo científico. Em geral, a análise é realizada com um **total de 1000 pontos** por lâmina. A **precisão relativa** desta análise, no caso de 1000 pontos, é **melhor do que 1 %**, podendo chegar até 0.1 %, conforme homogeneidade textural da rocha analisada. Somente o resultado da **análise modal quantitativa pode ser utilizado para classificação científica de rochas ígneas**, utilizando-se as nomenclaturas, tal como de IUGS (Streckeisen, 1973).

Durante a análise modal, o pesquisador deve identificar todos os minerais que se localizam no cruzamento dos retículos, entretanto, existem casos difíceis. Como por exemplo, **feldspato**

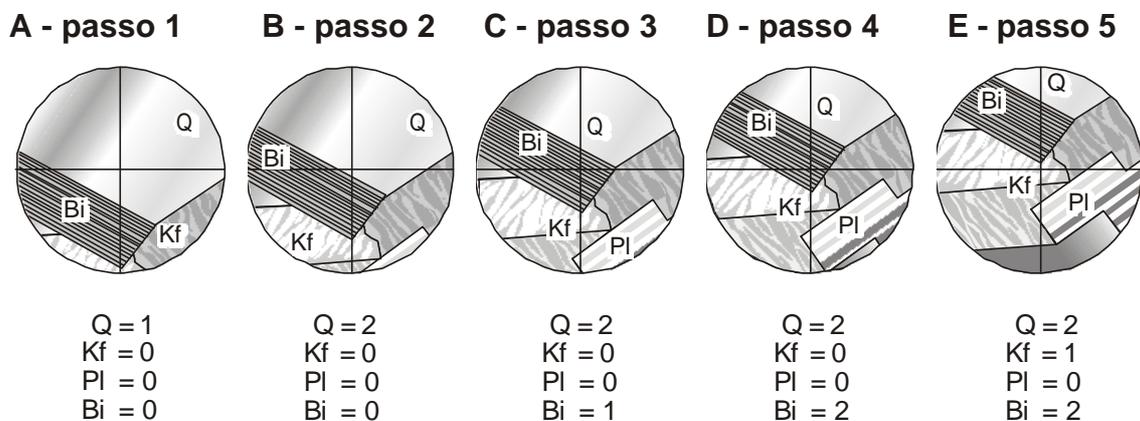


Fig. 3.13. Procedimento de análise modal quantitativa, de (A) para (E), conforme movimento da charriot de passo.

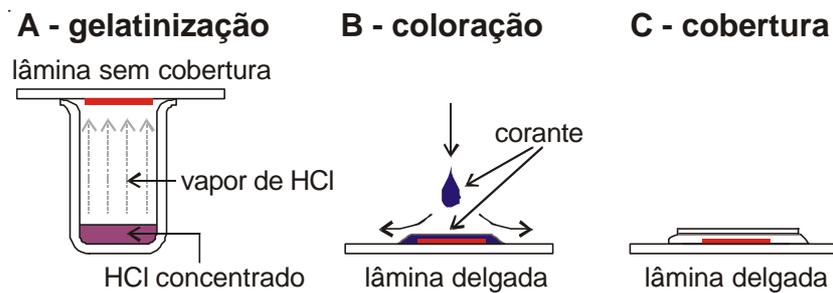


Fig. 3.14. Método para coloração de feldspatóides: (A) gelatinização da superfície de feldspatóides por vapor de HCl; (B) aplicação do colorante na superfície dos minerais gelatinizados; (C) lavagem e cobertura da lâmina.

alcalino e nefelina, incluídos em rochas nefelina sieníticas e fonolíticas, possuem aspectos ópticos similares, podendo ser **confusos** quando ângulo de corte do mineral é desfavorável para identificação. Uma solução deste problema frequentemente utilizada é a **coloração de nefelina**. Este método pode ser aplicado tanto para amostras de mão, quanto para lâminas delgadas.

Obviamente, a lâmina delgada a ser submetida ao processo de coloração não deve ser coberta. A coloração é efetuada por duas etapas: 1) **gelatinização** da superfície de nefelina por ataque químico de **ácido**; 2) **infiltração do colorante** na superfície gelatinizada (Fig. 3.14). A espécime é **exposta ao valor de HCl** concentrado durante **1 a 2 minutos**, o tempo suficiente para gelatinizar a superfície de nefelina. Em seguida, uma gota de azul de **metileno** é **espalhada na superfície** do espécime durante **1 a 2 minutos** para que este corante penetre na superfície gelatinizada. Após a infiltração, a espécime é **lavada em água** para remover o corante que está cobrindo a superfície dos minerais não gelatinizados. Este método é muito eficiente para análise modal de rochas nefelina sieníticas e fonolíticas, entretanto, não é perfeito. Junto com a nefelina, os feldspatóides originados de alteração de nefelina, tais como natrolita e cancrinita, são coloridos. Entretanto, certos minerais de alteração de feldspato alcalino, também, são coloridos. Se a gelatinização é imperfeita, a coloração da nefelina se torna heterogênea. Existe ainda, o problema do corante que se infiltrou ao longo das fraturas de minerais, que é difícil de ser eliminado através da simples lavagem. Desta forma, a **identificação** deve ser realizada **junto com outras propriedades ópticas**.

No caso de rochas graníticas, o feldspato alcalino potássico é distinguido de plagioclásio através da coloração com o auxílio de HF e nitrato de cobalto. Estes reagentes são de alto custo e de tratamento difícil. Além disso, existe uma facilidade de distinguir feldspato alcalino e plagioclásio em lâminas delgadas por meios ópticos. Desta forma, a coloração é utilizada apenas em casos especiais, tal como análise modal semiquantitativa de amostras de mão para rochas de granulometria muito grande.

3.4. Classificação quantitativa pela nomenclatura

Até o presente, vários autores propuseram nomenclaturas para classificação quantitativa de rochas ígneas. Essas propostas são subdivididas em dois grupos principais: 1) **classificação clássica** europeia, que se baseia principalmente no **índice de cor**, conveniente para classificação de rochas mesocráticas e melanocráticas; 2) **classificação moderna** americana, que se baseia principalmente na **proporção relativa entre quartzo, feldspato alcalino, plagioclásio e nefelina**,

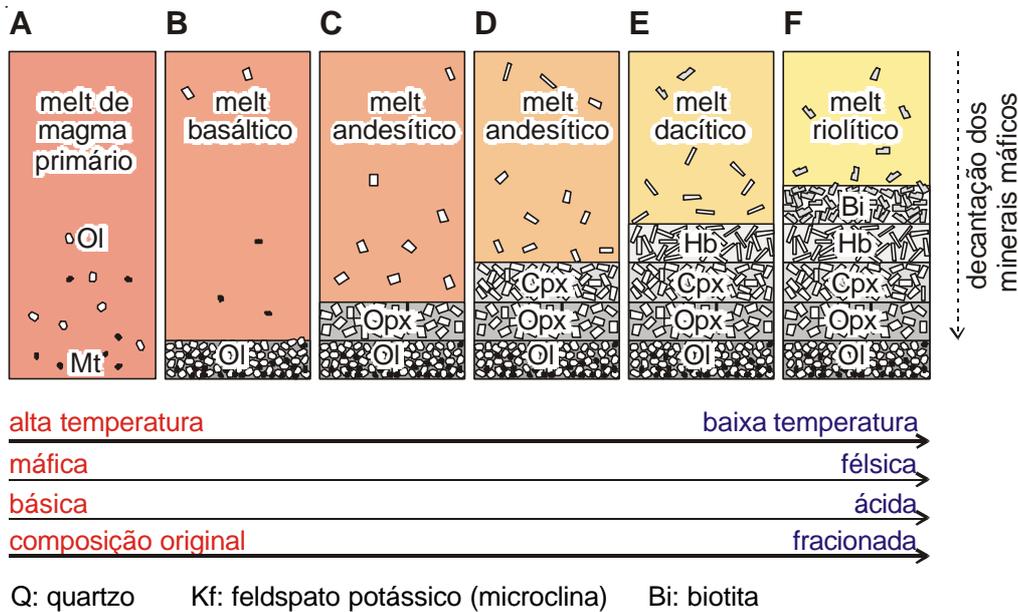


Fig. 3.15. Processo esquemático de cristalização fracionada do magma primário basáltico segundo a série Ca-calcaína. Através do resfriamento e conseqüente cristalização dos respectivos minerais, o magma primário basáltico, que é máfico (alto FeO e MgO) e básico (baixo SiO₂), fraciona-se em félsico (baixo FeO e MgO) e ácido (alto SiO₂), diminuindo a quantidade do líquido residual.

adequada para classificação de rochas leucocráticas. Atualmente, ambas as classificações são utilizadas, porém no Brasil, a classificação moderna é altamente preferida.

3.4.1. Classificação clássica com base no índice de cor

O **índice de cor** representa semiquantitativamente o **teor de FeO e MgO** em rochas ígneas. Durante resfriamento magmático, os **minerais acessórios**, apatita, magnetita, etc., tendem a se cristalizar em primeiro lugar em **alta temperatura**, os **minerais máficos**, olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio, etc., em segundo lugar em **temperatura média**, e os **minerais félsicos**, plagioclásio, feldspato alcalino, quartzo, etc., no último lugar em **baixa temperatura**. Entretanto, o plagioclásio se cristaliza em uma ampla faixa de temperatura. Os **minerais cristalizados** possuem **composição química diferente do magma**, sendo normalmente mais máfica, e se **decantam** na base da câmara magmática devido ao peso específico superior à do magma. Desta forma, o **magma residual muda de sua composição de máfica para félsica**, formando uma série de rochas ígneas. De **acordo com o resfriamento** e cristalização parcial do magma, a **composição muda de basáltica, andesítica, dacítica e riolítica**. A **evolução química do magma** por meio da **decantação dos minerais cristalizados** é denominada **cristalização fracionada** (Fig. 3.15).

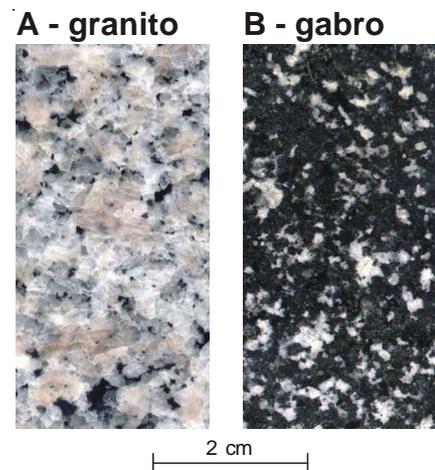


Fig. 3.16. Cor macroscópica geral de: (A) granito; (B) gabro.

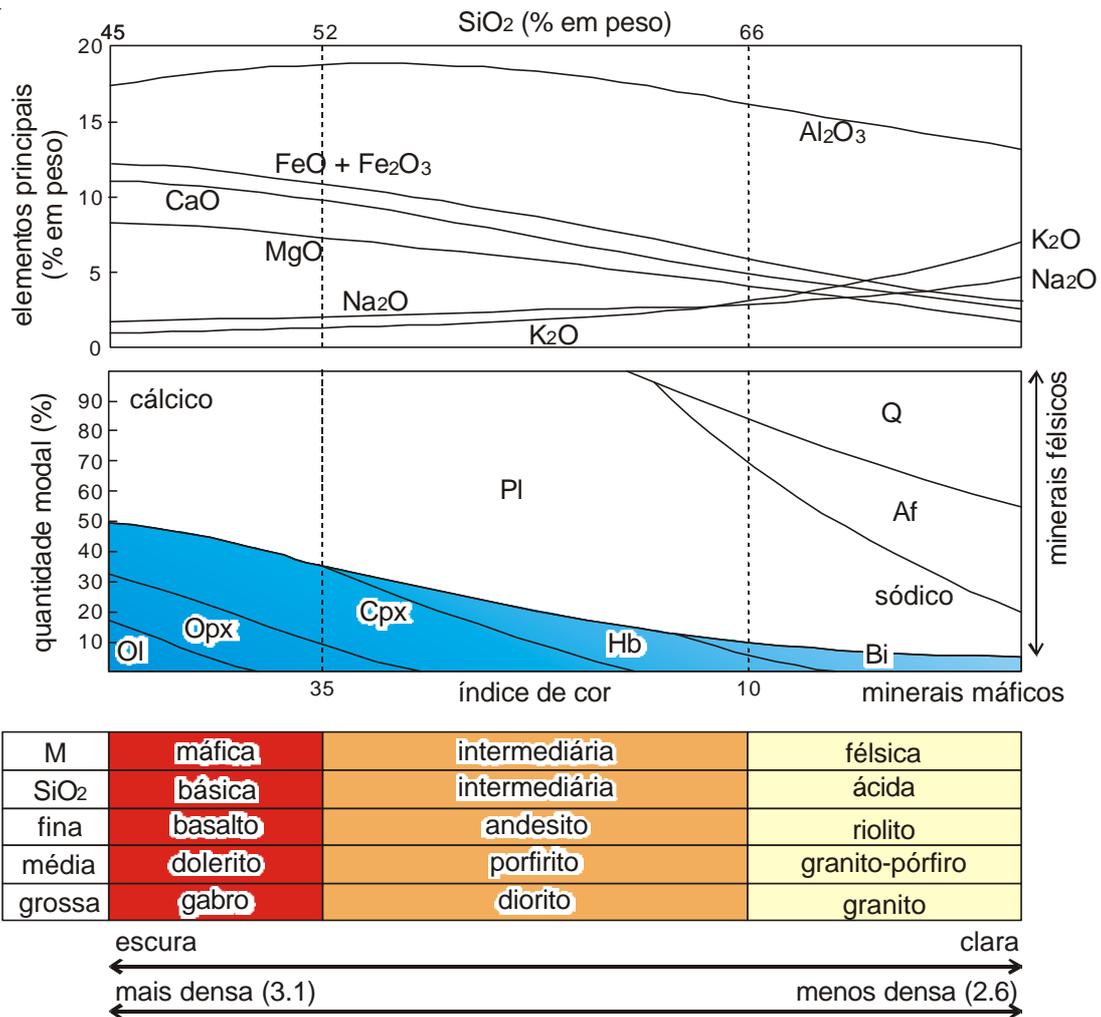


Fig. 3.17. Minerais constituintes de rochas da série Ca-alcalina.

De acordo com avanço da cristalização fracionada, as rochas derivadas do magma em evolução **tendem a diminuir o índice de cor** (Fig. 3.16). Desta forma, rochas melanocráticas são relacionadas a magmas de alta temperatura, de composição máfica, que é próxima à do magma primário. Por outro lado, rochas leucocráticas são relacionadas a magmas de baixa temperatura, de composição félsica, correspondente ao estágio avançado de cristalização fracionada. Por esta razão, o **índice de cor** é um parâmetro **indicador da temperatura** e do **grau de evolução química do magma**, podendo ser um importante parâmetro para classificação de rochas ígneas.

Para classificação de rochas ígneas, as categorias melanocrática, mesocrática e leucocrática definidas por Shand não são práticas. Conforme esta classificação, muitas rochas se encaixam na categoria leucocrática, havendo poucas rochas melanocráticas. Além disso, a maioria de basalto e gabro é classificada como rochas mesocráticas, e não, melanocráticas. Desta forma, são utilizadas as categorias: 1) **félsica**, $0 < M < 20$; 2) **intermediária**, $20 < M < 40$; 3) **máfica**, $40 < M < 70$; 4) **ultramáfica**, $70 < M < 100$.

Conforme resfriamento magmático, os minerais máficos cristalizados muda de **olivina, hiperstênio, augita, hornblenda e biotita**. Por outro lado, o plagioclásio cristaliza-se em uma ampla faixa, variando-se sua composição química: de **plagioclásio cálcio** (bytownita, labradorita)

para **plagioclásio sódico** (oligoclásio). No **estágio final**, cristalizam-se **quartzo** e **feldspato alcalino potássico** (Fig. 3.17). A **maioria das rochas ígneas** encontradas no campo segue a esta série de cristalização fracionada, denominada **série Ca-alcalina**. A expressão “série calco-alcalina” não é recomendada devido a que o prefixo “calco” significar fogo. As rochas ígneas desta série são encontradas principalmente nas regiões continentais, sobretudo nas cordilheiras e arcos de ilha.

Existe uma tendência geral de que **tanto maior for o índice de cor, quanto menor será teor de SiO_2** . De acordo com o teor de SiO_2 , rochas ígneas são classificadas quimicamente em: **rochas ultrabásicas ($\text{SiO}_2 < 45\%$)**, **básicas ($52\% < \text{SiO}_2 < 45\%$)**, **rochas intermediárias ($66\% < \text{SiO}_2 < 52\%$)** e **rochas ácidas ($\text{SiO}_2 > 66\%$)**. Esta classificação por teor da sílica é **válida apenas** para as rochas ígneas da **série Ca-alcalina**. Neste sentido, basalto é uma rocha máfica e básica, e granito é uma rocha félsica e ácida. A grosso modo, as rochas ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas acima definidas correspondem respectivamente às categorias ultramáfica, máfica, intermediária e félsica utilizadas na Tabela 3.3.

A Tabela 3.3A. apresenta classificação de rochas da série Ca-alcalina baseada no índice de cor. As rochas ultramáficas não estão incluídas nesta nomenclatura, devido à ocorrência muito rara na crosta terrestre. Além disso, as nomenclaturas para rochas máficas e ultramáficas, propostas até hoje, são complexas, sendo difíceis a serem organizadas para ser unificadas.

As **rochas ígneas de granulometria ou textura diferente**, mas de **composição mineralógica ou química similar**, são chamadas como pertencentes do mesmo **clã**. Como por exemplo, granito e riolito pertencem a um clã, e gabro e basalto pertencem a outro clã.

O magma primário basáltico da **série Ca-alcalina**, fonte da maioria das rochas ígneas de região continental, tem teor de **sílica suficientemente alto** em relação aos álcalis, Na_2O e K_2O . Por isso, a sílica em excesso se **cristaliza** na forma de **quartzo** no último estágio da cristalização fracionada. Tal propriedade geoquímica é chamada de caráter **não alcalino**. Por outro lado, apesar de poucas ocorrências no mundo, existem rochas ígneas derivadas a partir de um **outro magma primário basáltico**, que contém **alto teor de álcalis relativo à sílica**. Devido à insuficiência da sílica no magma primário, no estágio final, cristalizam-se **feldspatóides, representados por nefelina**, ao invés de quartzo (Fig. 3.18). Tal propriedade é chamada de

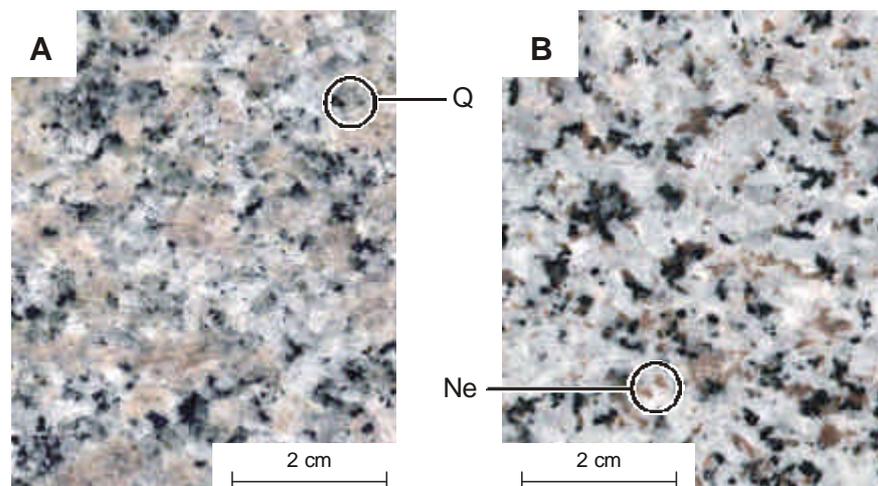


Fig. 3.18. Quartzo (A, mineral com brilho vítreo) e nefelina (B, mineral xenomórfico marrom escuro, cinza escura na fotografia), incluídos respectivamente em granito e nefelina sienito.

Tabela 3.3. Nomenclatura de classificação simples de rochas ígneas com base no índice de cor e granulometria, segundo Miyashiro & Kushiro (1975). Nota-se que certos autores recomendam abolição da categoria hipabissal (granulometria média).

A) Rochas com feldspatos e/ou quartzo: série Ca-alcalina e uma parte da série toleítica

Categoria	máfica	intermediária	félsica	
	70 > M > 40	40 > M > 20	M < 20	
Feldspato	Pl cálcico	Pl intermediário	plagioclásio sódico e/ou potássico	
			Kf < Pl	Kf > Pl
Fina	basalto	andesito	dacito	riolito
Média	dolerito	quartzo diorito-pórfiro	granodiorito-pórfiro	granito-pórfiro
Grossa	quartzo gabro	quartzo diorito	granodiorito	granito

B) Rochas ígneas com feldspatos e/ou feldspatóides: série alcalina

Categoria	máfica	intermediária	félsica
	70 > M > 40	40 > M > 20	M < 20
Feldspato	Pl cálcico	Pl intermediário	Pl sódico e/ou Af
Fina	basanita, olivina nefelinito, melilito	tefrito	fonolito
Média	teschenito	nefelina monzonito-pórfiro	tinguaito
Grossa	theralito, essexito, ijolito	nefelina monzonito	nefelina sienito

C) Rochas ígneas com feldspatos, sem quartzo e sem feldspatóides: uma parte da série toleítica e uma parte da série alcalina.

Categoria	máfica	intermediária	félsica
	70 > M > 40	40 > M > 20	M < 20
Feldspato	Pl cálcico	Pl intermediário	Pl. sódico e/ou Kf
Fina	basalto, olivina basalto	andesito traquítico, mugearito	traquito
Média	dolerito, olivina dolerito	monzonito-pórfiro	sienito-pórfiro
Grossa	gabro, olivina gabro	monzonito	álcali sienito

M: índice de cor

Kf: feldspato alcalino potássico

Af: feldspato alcalino

Pl: plagioclásio

caráter **alcalino**. Esta série de cristalização fracionada, caracterizada por nefelina e outros minerais alcalinos peculiares, é chamada de **série alcalina**. As rochas desta série são observadas nas ilhas vulcânicas em região oceânica e riftes continentais. A Tabela 3.3B apresenta classificação de rochas da série alcalina baseada no índice de cor.

Além de típicas rochas da série Ca-alcalina e da série alcalina, ocorrem rochas félsicas que não contêm quartzo nem nefelina, podendo ser classificadas geoquimicamente como da série intermediária entre as duas. A origem dos magmas deste grupo é complicada, sendo que, uma parte é da série alcalina, e outra parte é da série toleítica. A **série toleítica** é **uma outra série** de cristalização fracionada de caráter **não alcalino**, diferente da série Ca-alcalina. Conforme a cristalização fracionada, o magma basáltico da série toleítica tende a **umentar a proporção FeO/MgO**, ao invés de diminuir o teor total de MgO + FeO, ou seja, o índice de cor. Devido a ser de caráter não alcalino, as rochas da série toleítica altamente fracionadas contêm quartzo. As

rochas desta série são encontradas na crosta oceânica. A Tabela 3.3C apresenta classificação de rochas da série sem quartzo e sem nefelina. O detalhamento sobre cristalização fracionada da série Ca-alcalina e de outras séries será explicado nos capítulos posteriores.

De grosso modo, quase todos os autores adotam basicamente os nomes e seus significados conceituais de rochas ígneas conforme a Tabela 3.3. Porém, há pequenas divergências entre os autores. Como por exemplo, sobre o limite entre basalto e andesito, existem alguns critérios diferentes: andesito possui maior teor de sílica (acima de 52, 52.5, ou 53.5 %, depende de autores), menor índice de cor (30, 35, 37.5, 40, depende de autores), ou composição de plagioclásio mais sódico (andesina; $Ab > 50$). Trabalhos recentes tendem adotar composição química da massa fundamental como o critério.

3.4.2. Classificação pela IUGS

Os nomes e definições de rochas ígneas foram desenvolvidos separadamente em cada escola tradicional. Em consequência disso, ocorreu grande confusão de nomes de rochas ígneas, incluindo vários sinônimos, homônimos e nomes desnecessários. Os critérios de classificação também foram diversos.

A Subcomissão da International Union of Geological Sciences (IUGS) tentou a unificação dos nomes de rochas ígneas durante décadas, e adotou a **composição mineralógica quantitativa** e a **granulometria semiquantitativa** como **únicos critérios de classificação** de rochas ígneas, não dependendo da gênese, modo de ocorrência geológica e textura específica, denominada **classificação descritiva quantitativa**. Desta forma, as rochas que pertencem a uma categoria, de mesmo nome, podem ter mais de uma gênese. Com este conceito básico, a Subcomissão apresentou uma **nomenclatura de classificação descritiva** de rochas ígneas (Streckeisen, 1976), conhecida popularmente como diagrama de Streckeisen. Os nomes a serem adotados foram definidos de acordo com aqueles encontrados na literatura. Atualmente, a classificação da IUGS se tornou o método mais utilizado do mundo, sobretudo para rochas félsicas.

Os principais parâmetros de classificação é a **abundância** volumétrica (moda) **relativa dos minerais félsicos**, isto é, **quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio**. Tal método foi utilizado pelas escolas americanas, tais como Johannsen (1931), sendo diferente da classificação clássica da Europa, que adota o índice de cor ou composição do plagioclásio como principal parâmetro classificador. Apesar da diferença dos critérios, a classificação da IUGS se correlaciona bem com as categorias definidas pela classificação clássica.

Segundo a classificação da IUGS, minerais constituintes de rochas ígneas são subdivididos nos seguintes 5 tipos:

- Q** - Minerais de sílica, SiO_2 ; quartzo, tridimita e cristobalita
- A** - Feldspato alcalino, inclusive albita altamente sódica ($0 < An < 5$); ortoclásio, microclina, albita pertítica, anortoclásio, sanidina, etc.
- P** - Plagioclásio não albitico ($5 < An < 100$); plagioclásio geral e escapolita
- F** - Feldspatóides (fóides); Nefelina, leucita, pseudoleucita, analcima, sodalita, cancrinita, etc.
- M** - Minerais máficos, opacos, e acessórios; biotita, anfibólios, piroxênios, olivina, etc.; magnetita, ilmenita, pirlita, etc.; zircão, apatita, titanita, epidoto, allanita, granada, melilita, carbonatos primários, etc.

O teor de cada grupo é apresentado em porcentagem modal. São utilizadas também as seguintes abreviações. As proporções são expressas em porcentagem:

P/A+P -	Plagioclásio relativo a feldspato total em porcentagem
A/A+P -	Feldspato alcalino relativo a feldspato total em porcentagem
Pl -	Plagioclásio não albítico
Bi -	Biotita, inclusive flogopita
Gr -	Granada
Hlb -	Hornblenda (anfíbólio comum)
Cpx -	Clinopiroxênio (representado por augita)
Opx -	Ortopiroxênio (representado por hiperstênio)
Px -	Piroxênio, Cpx + Opx
Ol -	Olivina
Opq -	Minerais opacos

Para representar a composição química do feldspato alcalino, utilizam-se as seguintes abreviações:

K/Na+K -	$100 \times K/(Na+K)$ moleculares
Na/Na+K -	$100 \times Na/(Na+K)$ moleculares

As rochas ígneas com parâmetro **M**, ou seja, de **índice de cor inferior a 90** são classificadas pelo **diagrama QAPF**. As **rochas máficas**, tais como gabro e monzogabro, são **subclassificadas** pela **composição de plagioclásio** e abundância relativa de **minerais máficos** por meio dos **diagramas Pl-Px-Ol, Pl-Opx-Cpx e Pl-Px-Hbl**. As rochas com parâmetro **M superior a 90**, denominadas de **rochas ultramáficas**, são classificadas pelos **diagramas Ol-Opx-Cpx e Ol-Px-Hbl**.

O diagrama **QAPF** é constituído com base nos **teores modais relativos** dos principais minerais incolores, e não, pela porcentagem modal absoluta destes minerais. Portanto, os três parâmetros utilizados para a projeção, **Q**, **F** e **P/A+P**, devem ser recalculados, excluindo os minerais máficos e opacos:

$$Q \text{ novo} = 100 \times Q \text{ original} / (Q \text{ original} + A \text{ original} + P \text{ original} + F \text{ original})$$

$$F \text{ novo} = 100 \times F \text{ original} / (Q \text{ original} + A \text{ original} + P \text{ original} + F \text{ original})$$

$$P/A+P = 100 \times P \text{ original} / (A \text{ original} + P \text{ original})$$

A **maioria das rochas** ígneas encontradas no campo possui **M inferior a 90**, e portanto, é submetida à classificação desta nomenclatura. Entretanto, o presente diagrama, na realidade, é **adequado para** a classificação de **rochas ígneas félsicas**, ou seja, rochas originadas de magmas altamente fracionados, porém, não é muito próprio para rochas máficas e intermediárias. Devido à incompatibilidade termodinâmica entre os minerais de sílica e feldspatóides, o diagrama é dividido em dois triângulos, **QAP** (superior) e **FAP** (inferior). O triângulo **QAP** é utilizado para classificação das rochas não alcalinas e, o **FAP**, para as rochas alcalinas.

A partir do valor recalculado dos parâmetros **Q** ou **F**, a rocha ígnea é classificada em um dos seguintes grupos: I ($Q > 60$); II ($20 < Q < 60$); III ($5 < Q < 20$); IV ($0 < Q < 5$). VI ($0 < F < 10$); VII ($10 < F < 60$); VIII ($F > 60$). Em seguida, a rocha é classificada em cada categoria por meio da proporção **P/A+P** (Fig. 3.19; Tabela 3.4A, 3.4B). A proporção **P/A+P** representa

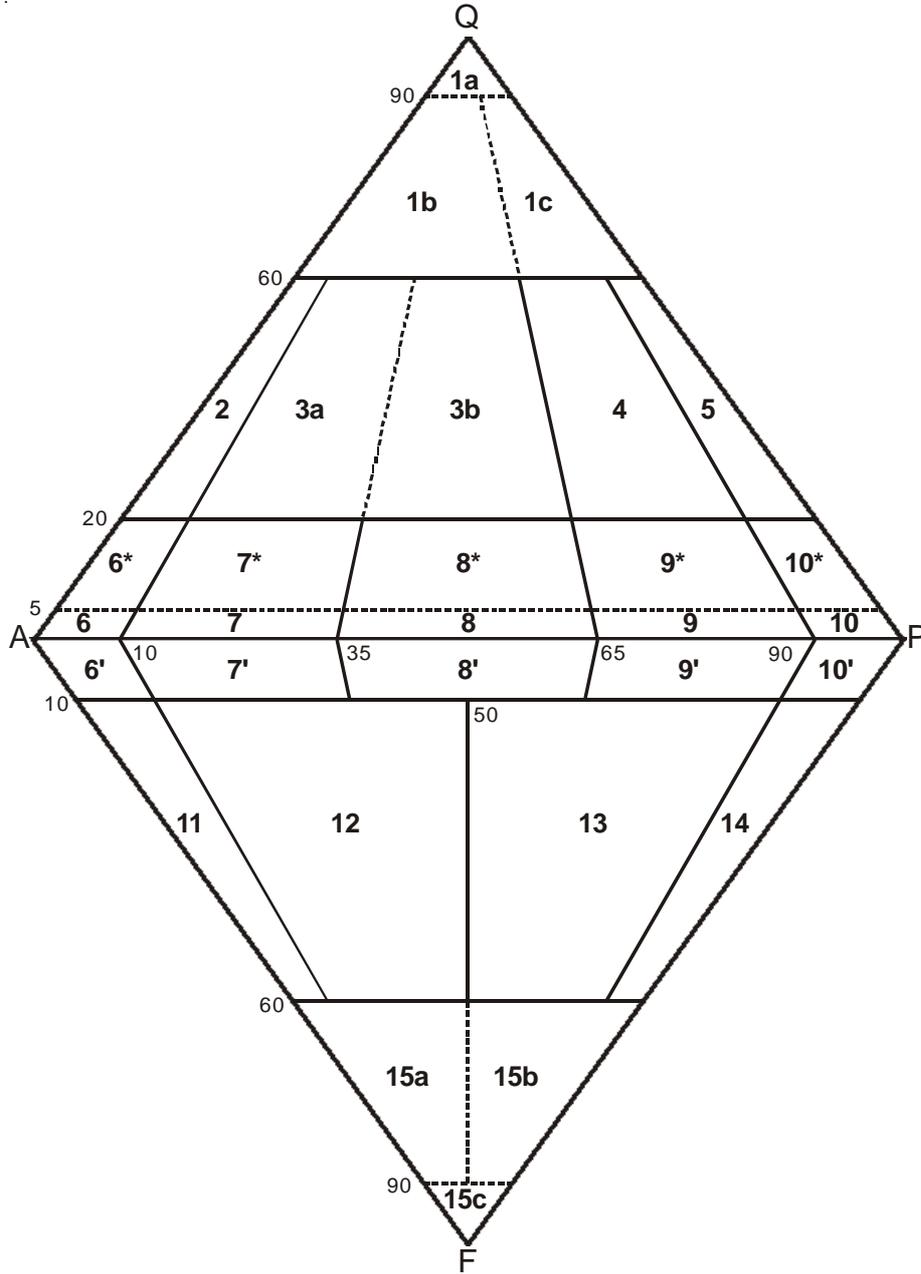


Fig. 3.19. Classificação de rochas ígneas félsicas ($M < 90$) por meio da nomenclatura QAPF, segundo Streckeisen (1976). As rochas dioríticas e gabróicas, que se enquadram nos campos 9*, 10*, 9, 10, 9' e 10' são subclassificadas de acordo com composição do plagioclásio incluído. No caso das rochas com feldspatóides, 6', 7', 8', 9', 10', 11, 12, 13, 14 e 15, utiliza-se, também, o nome junto com o feldspatóide presente, tais como álcali sienito com nefelina, álcali nefelina sienito, nefelina sienito, nefelina monzonito, nefelina monzogabro, etc. As rochas félsicas com hiperstênio (rochas charnockíticas) são normalmente rochas metamórficas de origem ígnea granítica, portanto, muito pouco utilizada. Em detalhe, refere-se à Tabela 3.2

	Granulometria grossa	Granulometria fina	Rochas com hiperstênio
1a	quartzolito		
1b	quartzo granito		
1c	quartzo granodiorito		
2	álcali granito	álcali riolito	álcali charnockito
3a	granito (sienogranito)	riolito	charnockito
3b	granito (monzogranito)	riodacito	charnockito
4	granodiorito	dacito	opdalito
5	M > 10, tonalito, M < 10, trondhjemitó	quartzo andesito	enderbitó
6*	quartzo álcali sienito	quartzo álcali traquito	hiperstênio álcali sienito
7*	quartzo sienito	quartzo traquito	hiperstênio sienito
8*	quartzo monzonito	quartzo latito	hiperstênio monzonito
9*	An < 50, quartzo monzodiorito An > 50, quartzo monzogabro	andesito	jotunito
10*	An < 50, quartzo diorito An > 50, quartzo gabro	basalto	hiperstênio diorito
6	álcali sienito com quartzo	álcali traquito com quartzo	
7	sienito com quartzo	traquito com quartzo	
8	monzonito com quartzo	latito com quartzo	
9	An < 50, monzodiorito com quartzo An > 50, monzogabro com quartzo	andesito com quartzo	
10	An < 50, diorito An > 50, gabro	andesito, basalto	
6'	álcali sienito com fóides	álcali traquito com fóides	
7'	sienito com fóides	traquito com fóides	
8'	monzonito com fóides	latito com fóides	
9'	An < 50, monzodiorito com fóides An > 50, monzogabro com fóides	andesito traquítico com fóides	
10'	An < 50, diorito com fóides An > 50, quartzo gabro com fóides	basalto traquítico com fóides	
11	fóide sienito	fonolito	
12	fóide monzosienito	fonolito tefrítico	
13	An < 50, fóide monzodiorito An > 50, fóide monzogabro	basalto, fóide basalto	
14	An < 50, fóide diorito An > 50, fóide gabro	basanita	
15a	foidito foiaítico	foidito fonolítico	
15b	foidito teralítico	foidito tefrítico	
15c	foidito	foidito extrusivo	

Classificação de rochas ígneas

- 58 -

Tabela 3.4. Detalhe da classificação de rochas félsicas (M<90) por meio do diagrama QAPF, segundo Streckeisen (1976).

A. Rochas de granulometria grossa. No caso das rochas com feldspatóides, (6'), (7'), (8'), (9'), (10'), (11), (12), (13), (14) e (15), utiliza-se, também, o nome junto com o feldspatóide presente, tais como álcali sienito com nefelina, álcali nefelina sienito, nefelina sienito, nefelina monzonito, nefelina monzogabro, etc.

I - Q > 60 de minerais incolores	
Q > 90	(1a) quartzolito (silexito)
Q = 60 a 90, P/A+P < 65	(1b) quartzo granito
Q = 60 a 90, P/A+P > 65	(1c) quartzo granodiorito
II - Q = 20 a 60 de minerais incolores	
P/A+F = 0 a 10	(2) álcali feldspato granito (álcali granito)
P/A+F = 10 a 35	(3a) granito 3a (granito do sentido estreito da definição tradicional da Inglaterra)
P/A+F = 35 a 65	(3b) granito 3b (adamellito)
P/A+P = 65 a 90	(4) granodiorito
P/A+P = 90 a 100	(5) 1. M > 10 tonalito 2. M < 10 trondhjemitito
III - Q = 5 a 20 de minerais incolores	
P/A+P = 0 a 10	(6*) quartzo álcali feldspato sienito
P/A+P = 10 a 35	(7*) quartzo sienito
P/A+P = 35 a 65	(8*) quartzo monzonito
P/A+P = 65 a 90	(9*) 1. Composição do Pl - An > 50 quartzo monzodiorito 2. Composição do Pl - An < 50 quartzo monzogabro
P/A+P = 90 a 100	(10*) 1. Composição do Pl - An > 50 quartzo diorito, quartzo anortosito 2. Composição do Pl - An < 50 quartzo gabro
IV - Q = 0 a 5 de minerais incolores	
P/A+P = 0 a 10	(6) álcali feldspato sienito (álcali sienito com quartzo)
P/A+P = 10 a 35	(7) sienito (sienito com quartzo)
P/A+P = 35 a 65	(8) monzonito (monzonito com quartzo)
P/A+P = 65 a 90	(9) 1. Composição do Pl - An < 50 monzodiorito (monzodiorito com quartzo) 2. Composição do Pl - An > 50 monzogabro (monzogabro com quartzo)
P/A+P = 90 a 100	(10) 1. Composição do Pl - An < 50 diorito (diorito com quartzo), anortosito (anortosito com quartzo) 2. Composição do Pl - An > 50 gabro (gastro com quartzo)
V - F = 0 a 10 de minerais incolores	
P/A+P = 0 a 10	(6') álcali feldspato sienito com fóides
P/A+P = 10 a 35	(7') sienito com fóides
P/A+P = 35 a 65	(8') monzonito com fóides
P/A+P = 65 a 90	(9') 1. Composição do Pl - An < 50 monzodiorito com fóides 2. Composição do Pl - An > 50 monzogabro com fóides
P/A+P = 90 a 100	(10') 1. Composição do Pl - An < 50 diorito com fóides 2. Composição do Pl - An > 50 quartzo gabro com fóides
VI - F = 10 a 60 de minerais coloridos	
P/A+P = 0 a 10	(11) fóide sienito
P/A+P = 10 a 50	(12) fóide monzosienito
P/A+P = 50 a 90	(13) 1. Composição do Pl - An < 50 fóide monzodiorito (essexito) 2. Composição do Pl - An > 50 fóide monzogabro
P/A+P = 90 a 100	(14) 1. Composição do Pl - An < 50 fóide diorito 2. Composição do Pl - An > 50 fóide gabro (teralito, teschenito)
VII - F = 60 a 100 de minerais incolores	
F < 90, P/A+P < 50	(15a) foidito foidítico
F < 90, P/A+P > 50	(15b) foidito teralítico
F > 90	(15c) foidito

Classificação de rochas ígneas

- 59 -

B. Rochas de granulometria fina. No caso das rochas com feldspatóides, (6'), (7'), (8'), (9'), (10'), e (15), utiliza-se, também, o nome junto com o feldspatóide presente, tais como álcali traquito com nefelina, nefelina latito, nefelina andesito, nefelina basalto, etc. As rochas correspondentes a (11), (12), (13), (14) possuem próprios nomes que justificam presença de feldspatóides.

I - Q > 60 de minerais incolores	
Não há definição devido à inexistência das rochas desta categoria	
II - Q = 20 a 60 de minerais incolores	
P/A+F = 0 a 10	(2) álcali feldspato riolito (álcali riolito, liparito)
P/A+F = 10 a 35	(3) riolito
P/A+F = 35 a 65	(3) riodacito
P/A+P = 65 a 90	(4) dacito
P/A+P = 90 a 100	(5) quartzo andesito
III - Q = 5 a 20 de minerais incolores	
P/A+P = 0 a 10	(6*) quartzo álcali feldspato traquito (quartzo álcali traquito)
P/A+P = 10 a 35	(7*) quartzo traquito
P/A+P = 35 a 65	(8*) quartzo latito
P/A+P = 65 a 90	(9*) andesito
P/A+P = 90 a 100	(10*) basalto
IV - Q = 0 a 5 de minerais incolores	
P/A+P = 0 a 10	(6) álcali feldspato traquito com quartzo (álcali traquito com quartzo)
P/A+P = 10 a 35	(7) traquito (traquito com quartzo)
P/A+P = 35 a 65	(8) latito (latito com quartzo)
P/A+P = 65 a 90	(9) andesito
P/A+P = 90 a 100	(10) andesito, basalto
V - F = 0 a 10 de minerais incolores	
P/A+P = 0 a 10	(6') álcali feldspato traquito com fóides
P/A+P = 10 a 35	(7') traquito com fóides
P/A+P = 35 a 65	(8') latito com fóides
P/A+P = 65 a 90	(9') andesito com fóides (andesito traquítico com fóides)
P/A+P = 90 a 100	(10') basalto com fóides (basalto traquítico com fóides)
VI - F = 10 a 60 de minerais coloridos	
P/A+P = 0 a 10	(11) fonolito
P/A+P = 10 a 50	(12) fonolito tefrítico
P/A+P = 50 a 90	(13) tefrito fonolítico (basalto, fóide basalto)
P/A+P = 90 a 100	(14) tefrito, basanita
VII - F = 60 a 100 de minerais incolores	
F < 90, P/A+P < 50	(15a) foidito fonolítico
F < 90, P/A+P > 50	(15b) foidito tefrítico
F > 90	(15c) foidito extrusivo

C. Rochas félsicas com ortopiroxênio (hiperstênio), ou seja rochas charnockíticas

Campo no diagrama QAPF	Nome da rocha
2	hiperstênio álcali feldspato granito = álcali feldspato charnockito
3	hiperstênio granito = charnockito
4	hiperstênio granodiorito = opdalito ou charnoenderbita
5	hiperstênio tonalito = enderbita
6*, 6, 6'	hiperstênio álcali feldspato sienito
7*, 7, 7'	hiperstênio sienito
8*, 8, 8'	hiperstênio monzonito
9*, 9, 9'	monzonorito, hiperstênio monzodiorito = jotunito
10*, 9, 9'	norito, hiperstênio diorito

semiquantitativamente a temperatura do magma, ou seja, grau de cristalização fracionada, isto é, as rochas com alta proporção P/A+P são originadas de magmas de alta temperatura. Na classificação da IUGS, este parâmetro substitui a função do índice de cor da classificação tradicional. Algumas categorias com alto P/A+P são subclassificadas pela composição do plagioclásio. As rochas félsicas de caráter não alcalino se encaixam normalmente nos campos 3a, 3b e 4, félsicas e intermediárias no campo 10*, e intermediárias e máficas no campo 10. As rochas félsicas de caráter alcalino se encaixam normalmente nos campos 6' e 11, e as máficas alcalinas no campo 10'. As rochas que se encaixam nos outros campos são raras, sendo que, as dos campos 1 e 15 normalmente não são rochas ígneas ortomagmáticos.

O **granito de definição tradicional** da Inglaterra se encaixa neste diagrama de classificação no campo **3a**. Normalmente, tal tipo de granito possui uma boa aparência visual de cor avermelhada devida à abundância de feldspato alcalino, sendo adequada para usos ornamentais. O “Granito Vermelho Capão Bonito” (nome comercial) é um exemplo brasileiro. Entretanto, as rochas desta categoria não são encontradas freqüentemente. Por outro lado, as rochas similares com P/A+P maior, que se projetam no campo **3b**, **ocorrem mais freqüentemente**. Antigamente, as rochas do campo 3b eram chamadas como “granodiorito”, “adamellito” (nome utilizado em certas escolas da Europa) ou “quartzo monzonito” (nome utilizado em algumas escolas americanas), de acordo com cada escola. Os petrólogos europeus não ingleses chamavam as rochas dos campos **3a e 3b como “granito”**. Portanto, a IUGS recomendou os nomes “granito 3a” e “granito 3b”, ou “sienogranito” e “monzogranito”.

Junto com as **rochas alcalinas típicas com feldspatóides abundantes**, tal como, fóide sienito do campo 11, conhecido popularmente como nefelina sienito, ocorrem comumente as **rochas sieníticas com baixo teor de feldspatóides**, tal como álcali feldspato sienito com fóides do campo 6', chamada popularmente como pulaskito. Além disso, encontram-se, também, as **rochas sem feldspatóides e sem quartzo**, tal como álcali feldspato sienito, álcali feldspato **sienito com quartzo** do campo 6, e quartzo álcali feldspato sienito do campo 6*. O termo “nordmarkito” indica a rocha desta categoria, porém, tende a ser menos utilizado. Estas rochas freqüentemente **constituem um corpo comum**, cuja **parte central** é constituída pela **rocha com nefelina**, e a **borda**, pela **rocha com quartzo**, com passagem gradativa. Essas rochas normalmente não possuem plagioclásio, e são chamadas **geneticamente como rochas alcalinas**, até mesmo aquelas que contêm quartzo. Tais rochas são raras no mundo, porém, são comuns no Brasil ocorrendo na forma de corpos intrusivos quilométricos, sobretudo nas regiões litorâneas dos Estados do Rio de Janeiro e São Paulo. Nesses complexos intrusivos, a rocha mais comumente encontrada é álcali sienito sem quartzo e sem nefelina, que se projetam no vértice A do diagrama QAPF.

As rochas félsicas não alcalinas, ou seja, **rochas graníticas**, chamadas popularmente como granitóides, normalmente contêm plagioclásio e a maioria do sódio presente na rocha está incluída neste mineral. O termo “granitóide” é utilizado atualmente para tais rochas ígneas, e não, para as rochas graníticas metamorfoseadas. Desta forma, o **feldspato alcalino** é deficiente em sódio, tornando-se **altamente potássico** ($Na/Na+K = 10$ a 25), demonstrando **textura pertítica** de peixe ou **chama**. Por outro lado, nas rochas alcalinas félsicas, ou seja, **rochas sieníticas**, o cálcio está presente em minerais máficos, tais como clinopiroxênio e anfibólio. Devido à escassez de cálcio disponível, o sódio não pode formar plagioclásio, sendo obrigado a entrar no feldspato alcalino. Desta forma, o **feldspato alcalino** se torna **razoavelmente sódico** ($Na/Na+K = 40$ a 60), apresentando textura de “**interlocking perthite**”.

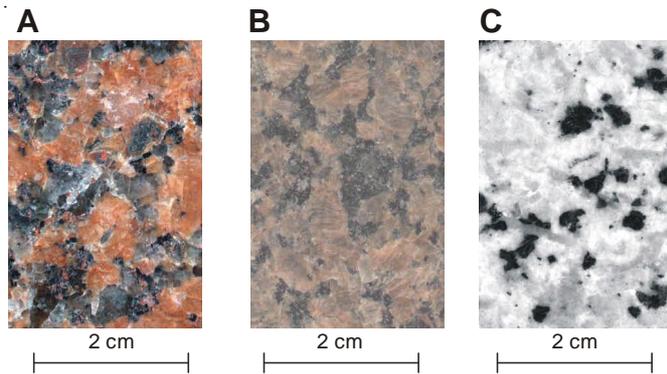


Fig. 3.20. Álcali feldspato granito (granito 2) e rochas relacionadas: (A) álcali feldspato granito de caráter não alcalino, “Granito Vermelho Capão Bonito”, São Paulo; (B) álcali sienito com quartzo, “Granito Marrom Caldas”, Caldas, Minas Gerais; (C) álcali sienito com quartzo da Ilha de Vitória - SP. O mineral vermelho escuro (cinza na fotografia em preto e branco) do “Granito Vermelho Itu”, que ocupa cerca de 70 % do volume, é feldspato alcalino.

As rochas do **campo 2** possuem **duas gêneses** diferentes: 1) Rochas graníticas geneticamente **não alcalinas** que possuem baixa P/A+P, tais como alaskito (nome pouco utilizado); 2) rochas quartzo sieníticas geneticamente **alcalinas** com alto teor relativo de quartzo. A IUGS recomendou para as rochas de ambas as gêneses o nome “**álcali feldspato granito**”, “álcali granito” ou “granito 2”. Neste caso, a expressão “álcali” de “álcali granito” não significa gênese alcalina, mas sim, abundância de feldspato alcalino.

O **álcali feldspato granito** de caráter **não alcalino** normalmente é altamente **leucocrático**, sendo

considerado que o magma estava **sob influência** físico-química de **materiais voláteis** contidos no magma, sobretudo H_2O . Desta forma, é interpretado geneticamente como uma rocha **intermediária entre granito** comum (3a, 3b) e **pegmatito**. A rocha ornamental “Granito Vermelho Itu” (nome comercial) é um exemplo (Fig. 3.20). Quando a **influência de H_2O** é **mais expressiva**, ou seja, o magma é de caráter próximo ao magma pegmatítico, forma-se aplito. O **aplito** é uma rocha de composição granítica **altamente leucocrática** com **muito baixo teor de biotita**, composto predominantemente de **microclina** (feldspato alcalino potássico de baixa temperatura). Ocorrência típica de aplito é de veios de largura inferior a 1 m com **granulometria inferior a 1 mm**. Existem exemplos de veio de largura superior a 5 m constituído por aplito de granulometria milimétrica. Por outro lado, o **álcali feldspato granito** de caráter **alcalino** é encontrado no Complexo Alcalino Intrusivo de **Itatiaia**, onde se observa uma **passagem gradativa** de **nefelina sienito, álcali sienito, quartzo sienito e álcali feldspato granito**.

O Silexito que se encontra no topo do diagrama QAPF é uma rocha rara composta quase totalmente de quartzo e calcedônia. Esta rocha não é tipicamente magmática, mas no estágio de pegmatito ou hidrotermal. O trondhjemito é uma rocha leucocrática ($M < 10$) com alta P/A+P (> 90), que se encontra nos terrenos arqueanos. A composição do plagioclásio é de oligoclásio a andesina. O Essexito se encaixa na categoria de nefelina monzodiorito e o teralito e teschenito, de nefelina gabro e analcima gabro.

Além dos diagramas para classificação de rochas ígneas comuns, a IUGS apresentou uma nomenclatura para rochas félsicas com ortopiroxênio (hiperstênio), isto é, rochas charnockíticas (Tabela 3.4C). Entretanto, hoje em dia, as rochas charnockíticas não são consideradas como rochas ígneas, mas sim, metamórficas de origem ígnea com alto grau metamórfico, correspondentes à fácies de granulito. Desta forma, a nomenclatura é pouco utilizada.

Conforme o texto anterior, o diagrama QAPF não é muito próprio para rochas intermediárias e máficas, que se projetam nos campos **9***, **9**, **9'**, **10***, **10** e **10'**. Para classificação destas rochas, tipo dos **minerais máficos** e **composição de plagioclásio** são mais importantes. As **rochas ultramáficas** (M superior a 90), que não podem ser classificadas pelo diagrama QAPF, são

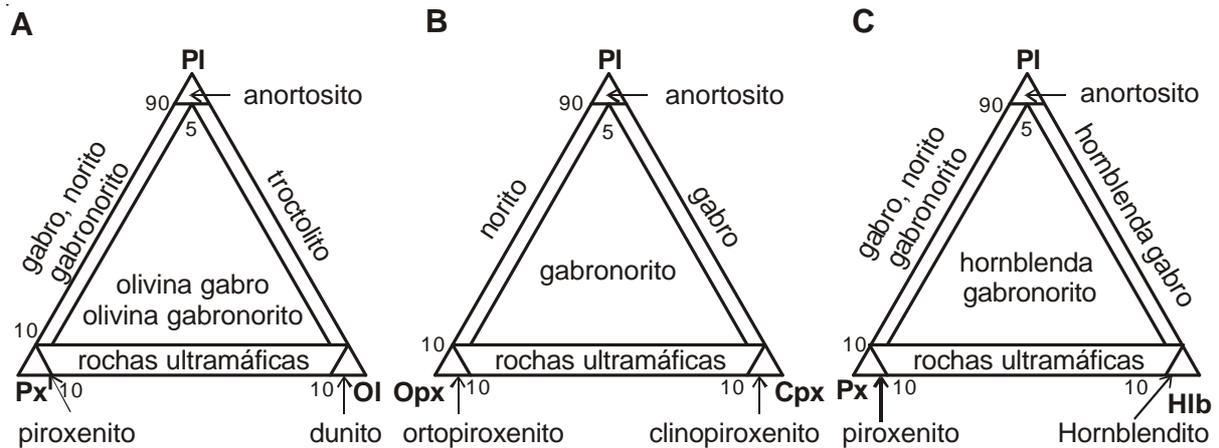


Fig. 3.21. Classificação de rochas máficas de granulometria grossa (rochas gabróicas) por meio das nomenclaturas segundo Streckeisen (1976): A) PI - Px - Ol; B) PI - Opx - Cpx; C) PI - Px - Hlb.

Tabela 3.5. Detalhe da classificação de rochas máficas de granulometria grossa (gabróicas), segundo Streckeisen (1976).

A. Rochas gabróicas com plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e olivina, sem ou pouca hornblenda por meio do diagrama PI - Px - Ol, sendo que Px corresponde a Opx + Cpx.

I - PI > 90 anortosito	
II - PI = 10 a 90 rocha máfica (gabróicas)	
Ol < 5	gabro, norito, gabronorito
Px < 5	troctolito
Ol > 5, Px > 5	olivina gabro, olivina gabronorito
III - PI < 10 rochas ultramáficas - peridotitos e piroxenitos	

B. Rochas gabróicas com plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, sem ou pouca olivina e hornblenda por meio do diagrama PI - Opx - Cpx.

I - PI > 90 anortosito	
II - PI = 10 a 90 rocha máfica (gabróicas)	
Cpx < 5	norito
Opx < 5	gabro
Opx > 5, Cpx > 5	gabronorito
III - PI < 10 rochas ultramáficas - piroxenitos	

C. Rochas gabróicas com plagioclásio, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda, sem ou pouca olivina por meio do diagrama PI - Px - Hlb, sendo que, Px corresponde a Opx + Cpx.

I - PI > 90 anortosito	
II - PI = 10 a 90 rocha máfica (gabróicas)	
Hlb < 5	gabro, norito, gabronorito
Px < 5	hornblenda gabro
Hlb > 5, Px > 5	hornblenda gabronorito
III - PI < 10 rochas ultramáficas - piroxenitos e hornblenditos	

classificadas exclusivamente pelo **teor relativo dos minerais máficos**. Para essas rochas, a IUGS apresentou uma classificação por meio dos teores relativos de plagioclásio, olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio. O plagioclásio é o mineral félsico representativo das rochas máficas e ultramáficas, e a olivina, o ortopiroxênio e o clinopiroxênio são os minerais máficos desidratados mais comuns. Certas rochas gabróicas contêm considerável teor de hornblenda (anfíbólio comum). Essas rochas são classificadas por meio de 4 grupos de mineral, isto é, **plagioclásio, hornblenda, piroxênio** (Px = Cpx + Opx) e **olivina**. As rochas que possuem a soma desses acima de 95 % são submetidas à classificação pelos **diagramas triangulares Pl-Px-Ol, Pl-Opx-Cpx e Pl-Px-Hlb** (Fig. 3.21A, 3.21B, 3.21C; Tabela 3.5A, 3.5B, 3.5C). Na projeção ao respectivo diagrama triangular, o valor modal de cada parâmetro classificatório deve ser recalculado, como por exemplo, no caso do diagrama Pl-Px-Ol:

$$\begin{aligned} \text{Pl novo} &= 100 \times \text{Pl original} / (\text{Pl original} + \text{Px original} + \text{Ol original}) \\ \text{Px novo} &= 100 \times \text{Px original} / (\text{Pl original} + \text{Px original} + \text{Ol original}) \\ \text{Ol novo} &= 100 \times \text{Ol original} / (\text{Pl original} + \text{Px original} + \text{Ol original}) \end{aligned}$$

O método de projeção é igual aos diagramas triangulares convencionais. Embora a IUGS tenha apresentado o diagrama para rochas máficas de granulometria grossa, ainda não foi definida a nomenclatura para as rochas destes clãs de granulometria fina. Quando as rochas máficas possuem considerável teor de minerais acessórios, tais como biotita, granada, espinéle e minerais opacos, o nome do mineral é acrescentado da seguinte forma:

Gabro com menos de 5 % de granada -	gabro com granada
Com mais de 5 % de granada -	granada gabro
Com menos de 5 % de magnetita -	gabro com magnetita
Com mais de 5 % de magnetita -	magnetita gabro

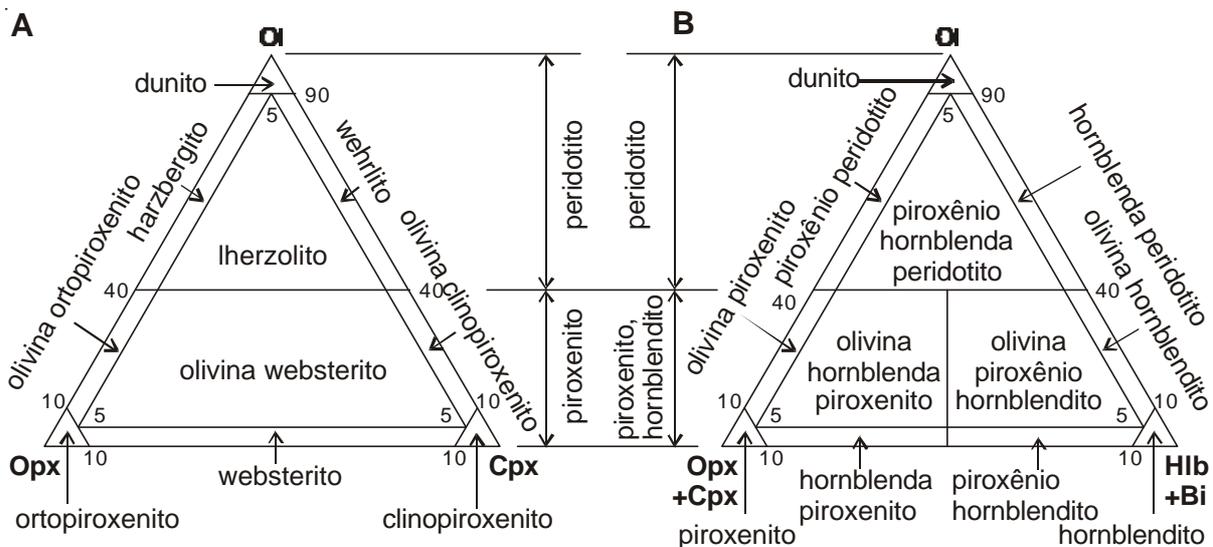


Fig. 3.22. Classificação de rochas ultramáficas, com índice de com superior a 90, (M>90), por meio das nomenclaturas trigangulares F) Ol - Opx - Cpx e G) Ol - Px - Bi, segundo Streckeisen (1976).

Tabela 3.6. Classificação de rochas ultramáficas ($M > 90$), segundo Streckeisen (1976).

A. Rochas ultramáficas sem, ou com pouca, hornblenda por meio do diagrama Ol - Opx - Cpx.

I - Ol > 40 peridotito	
Ol > 90	dunito
Ol = 40 a 90, Cpx < 5	harzbergito
Ol = 40 a 90, Opx < 5	wehrlito
Ol = 40 a 90, Cpx > 5, Opx > 5	lherzolito
II - Ol < 40 piroxenito	
Opx > 90	ortopiroxenito
Cpx > 90	clinopiroxênio
Ol < 5	websterito
Cpx < 5	olivina ortopiroxenito
Opx < 5	olivina clinopiroxenito
Ol > 5, Opx > 5, Cpx > 5	olivina websterito

B. Rochas ultramáficas com hornblenda por meio do diagrama Ol - Px - Hlb, sendo que, Px corresponde a soma de Opx e Cpx.

I - Ol > 40 peridotito	
Ol > 90	dunito
Ol = 40 a 90, Hlb < 5	piroxênio peridotito
Ol = 40 a 90, Px < 5	hornblenda peridotito
Ol = 40 a 90, Px > 5, Hlb > 5	piroxênio hornblenda peridotito
II - Ol < 40 piroxenito e hornblendito	
Px > 90	piroxenito
Hlb > 90	hornblendito
Ol < 5, Px > Hlb	hornblenda piroxenito
Ol < 5, Px < Hlb	piroxênio hornblendito
Hlb < 5	olivina piroxenito
Px < 5	olivina hornblendito
Ol > 5, Px > 5, Hlb > 5, Px > Hlb	olivina hornblenda piroxenito
Ol > 5, Px > 5, Hlb > 5, Px < Hlb	olivina piroxênio hornblendito

As rochas ultramáficas, com **M superior a 90**, são classificadas mediante 4 minerais principais, olivina, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda. As rochas que possuem a soma modal destes minerais acima de 95 % são classificadas mediante os **diagramas triangulares Ol-Opx-Cpx e Ol-Px-Hlb** (Fig. 3.22A, 3.22B; Tabela 3.6A; 3.6B). Neste caso, porém, a IUGS apresentou somente os diagramas para rochas de granulometria grossa. Certas rochas ultramáficas contêm alto teor de minerais opacos. Tais rochas são denominadas da seguinte maneira:

Dunito com menos de 5 % de cromita -	dunito com cromita
Com 5 a 50 % de cromita -	cromita dunito
Com 50 a 95 % de cromita -	olivina cromitito
Com 95 a 100 % de cromita -	cromitito

A natureza e a **gênese** das **rochas máficas e ultramáficas** são **complexas**, e portanto, tipos descritivos também são variáveis. Dentro das rochas referidas pelas nomenclaturas acima citadas, existem algumas com dúvida na sua gênese ígnea. Por exemplo, uma rocha classificada como hornblendito pode ser ígnea de origem cumulática, e também, uma rocha metassomática de composição máfica e ultramáfica. O granada lherzolito que ocorre como xenólitos de kimberlitos e procede diretamente do manto. As rochas máficas e ultramáficas altamente alcalinas possuem muito baixo teor de plagioclásio, e contêm feldspato alcalino e feldspatóides como minerais félsicos principais, sendo difíceis de serem classificadas pelas nomenclaturas acima citadas. Neste sentido, a **classificação** das rochas máficas e ultramáficas propostas pela **IUGS não possui uma boa aplicabilidade**. Por isso, as nomenclaturas não estão sendo utilizadas tão amplamente quanto o diagrama QAPF para rochas félsicas. Na prática, a classificação de rochas máficas e ultramáficas por um padrão universal é quase impossível.

3.5. Classificação geoquímica

Conforme a explicação anterior, a análise modal é um poderoso instrumento para classificação de rochas ígneas, porém, é válida somente para rochas holocristalinas. Mesmo sendo holocristalina, rochas de granulometria inferior a 30 μ , com textura criptocristalina, são muito difíceis a serem analisadas pela análise modal. No caso de rochas vítreas e hialocristalinas, não é possível obter a moda. Neste caso, as rochas podem ser classificadas por meio da sua composição química. Desde o início do Século XX, houve tentativa de classificação padronizada de rochas ígneas por meio geoquímico, como Shand (1927) e Niggli (1931). A classificação conforme o teor da sílica em quatro categorias, rochas ultrabásicas, básicas, intermediárias e ácidas, é um método tradicional, porém, é aplicável apenas para rochas ígneas da série Alcalina. Por outro lado, a norma CIPW é um método aplicável para quase todas as rochas ígneas, por isso, está sendo utilizado até hoje.

3.5.1. Norma CIPW

A **norma CIPW** foi proposta por proposta por Cross, Iddings Poisson e Washington (1902) como um método de classificação geoquímica de rochas ígneas. Este método define um conjunto de minerais, denominados minerais normativos. A partir da composição química da rocha, é calculado o teor dos minerais normativos conforme a regra definida. Os minerais normativos são baseados nos minerais reais encontrados em rochas ígneas, porém, muito **simplificados**. Por exemplo, anfibólio e biotita, que ocorrem comumente em rochas ígneas félsicas, não estão incluídos. Por serem minerais normativos teóricos e hipotéticos, obviamente são **diferentes** dos minerais reais, ou seja, **minerais modais**, tanto qualitativa quanto quantitativamente. A proposta original foi em prol de classificação quantitativa de rochas ígneas conforme o teor dos minerais normativos.

O cálculo normativo corresponde a uma **simulação de cristalização de rochas ígneas**. Neste sentido, **determinados minerais normativos**, tais como **quartzo, nefelina, acmita e coríndon**, possuem importante significado geoquímico. Hoje em dia, a norma CIPW não está mais sendo utilizada para classificação de rochas ígneas, mas, para **obtenção** destes **parâmetros geoquímicos**.

Como por exemplo, no Arquipélago de Açores, Oceano Atlântico, encontra-se típico álcali olivina basalto com nefelina modal. Além disso, ocorre também o basalto sem nefelina modal. Tal basalto, apesar da ausência de nefelina modal, possui nefelina normativa. Este fato

indica que esta rocha tem, pelo menos, potencialidade química de cristalizar a nefelina. Presença de nefelina normativa é a característica de rochas ígneas da série alcalina.

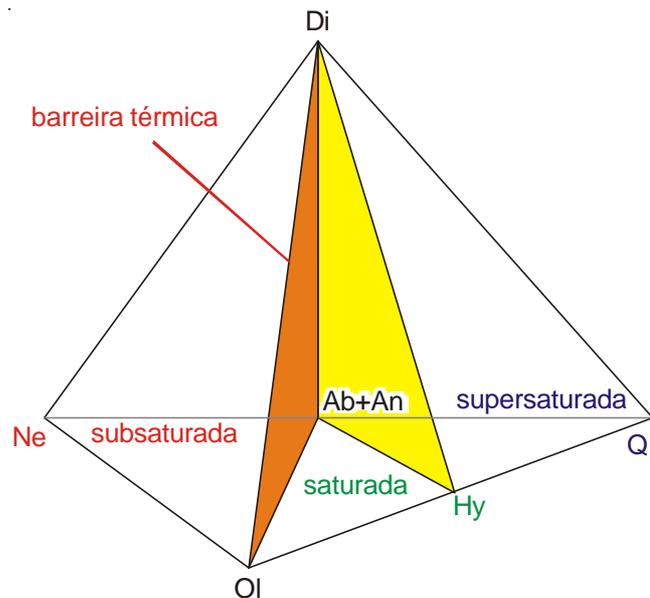
No cálculo normativo, os minerais acessórios são calculados em primeiro lugar. Estes minerais normalmente se cristalizam em alta temperatura. Os mais importantes são apatita e ilmenita. Em segundo lugar, feldspatos. Em terceiro lugar, minerais máficos, e no último quartzo ou feldspatóides. O detalhe do cálculo normativo é apresentado no apêndice I. Existem vários programas de computador que executam cálculo normativo.

3.5.2. Saturação álcali-sílica

Feldspatos são minerais **mais comumente encontrados** em rochas ígneas. Este fato indica que os feldspatos são minerais físico-quimicamente mais **estáveis** em cristalização de magmas na condição da crosta terrestre. Quando o magma tem teor suficiente de alumina (Al_2O_3), os componentes K_2O , Na_2O , CaO e Al_2O_3 presentes no magma **reagem prioritariamente com a sílica, SiO_2** , para **formar os feldspatos**. Conforme o teor relativo entre os álcalis (Na_2O e K_2O) e a sílica (SiO_2) presentes no magma, a composição mineralógica da rocha ígnea varia significativamente. Esta relação química - mineralógica é denominada conceito de **saturação álcali - sílica**.

Quando o teor da **sílica** no magma é **suficientemente alto**, após a cristalização dos feldspatos, ainda existe SiO_2 no magma. Esta **sílica** reage com MgO , FeO e CaO para **cristalizar minerais máficos**, tais como olivina, ortopiroxênio e clinopiroxênio, até o esgotamento de SiO_2 . As rochas com esta característica química são chamadas de rochas **saturadas em sílica**. Tais rochas possuem olivina (forsterita e/ou fayalita), hiperstênio (enstatita e/ou ferrossilita), albita e anortita normativos, ou seja, as rochas são caracterizadas pela **presença de olivina normativa** e **ausência de nefelina normativa**.

Quando o teor da **sílica é muito alto**, mesmo após a cristalização dos minerais máficos, ainda existe SiO_2 . Esta **sílica** se cristaliza como minerais cuja composição química é SiO_2 , tais como, **quartzo**, tridimita, cristobalita, etc. As rochas com esta característica são chamadas de rochas **supersaturadas em sílica**, e têm quartzo, hiperstênio, albita e anortita normativos, ou seja, as rochas são



- Q = quartzo normativo
- Ab + An = soma de albita e anortita normativos
- Ne = nefelina normativa
- Di = diopsídio normativo
- Ol = olivina normativo (Fo + Fa)
- Hy = hiperstênio normativo (En + Fs)

Fig. 3.23. Classificação geoquímica de magmas basálticos por meio de minerais normativos, junto com a definição do conceito de saturação álcali - sílica, segundo Yoder & Tilley (1962).

caracterizadas pela presença de **quartzo normativo**. Existem livros e publicações científicas que confundem rochas saturadas e supersaturadas em sílica.

Por outro lado, quando o teor da **sílica** no magma é **muito baixo**, cristaliza-se relativamente pequena quantidade dos feldspatos devido à insuficiência de SiO_2 . Para compensar esta insuficiência, uma parte K_2O , Na_2O é utilizada para **cristalizar feldspatóides**. Os feldspatóides no sentido moderno correspondem aos minerais com composição química similares aos feldspatos, porém, possuem teor de SiO_2 mais baixo, tais como **nefelina** e leucita. Neste sentido, a petalita, $\text{LiAlSi}_3\text{O}_8$, não deve ser classificada como um feldspatóide. As rochas com esta característica geoquímica são chamadas de rochas **subsaturadas em sílica**, e contêm olivina (forsterita e/ou fayalita), nefelina, albita e anortita normativas, ou seja, as rochas são caracterizadas pela **presença de nefelina normativa**. Encontram-se, muito raramente, rochas com muito baixo teor em relação aos álcalis, que contêm leucita (KAlSi_2O_6) e kaliofilita (KAlSiO_4) normativas. Por outro lado, de acordo com este novo conceito de feldspatóides, a petalita, $\text{LiAlSi}_3\text{O}_8$, não é classificada como um feldspatóide.

De acordo com a explicação acima, minerais de sílica, representados por **quartzo**, e feldspatóides, representados por **nefelina**, são físico-quimicamente **incompatíveis** em equilíbrio. Da mesma forma, os ortopiroxênios, como **hiperstênio**, e feldspatóides, como **nefelina**, também são **incompatíveis**. A Fig. 3.23 apresenta a relação entre os minerais normativos e as três categorias de saturação de sílica, supersaturada, saturada e subsaturada. As rochas subsaturadas em sílica, ou seja, com nefelina normativa, pertencem à série alcalina. As rochas saturadas em sílica, com olivina e hiperstênio normativas, e as supersaturadas, com quartzo normativo, pertencem às séries não alcalinas. O triângulo constituído por Di - Ol - Ab+An corresponde à barreira térmica.

Praticamente, todas as rochas pertencentes à **série alcalina** são quimicamente **subsaturadas** em sílica. As rochas altamente subsaturadas possuem nefelina modal, podendo ser identificadas com facilidade às observações na lâmina delgada. Tais rochas são poucas no mundo. Entretanto, as rochas ligeiramente subsaturadas não possuem nefelina modal, mas, têm nefelina normativa, sendo difíceis de serem identificadas por meios ópticos. Apesar da ausência de nefelina, estas rochas basálticas frequentemente contêm titano-augita e titano-magnetita. O **basalto que contém nefelina normativa** é denominado **álcali olivina basalto**, que se encontram frequentemente nas ilhas vulcânicas das regiões oceânicas.

Por outro lado, certas publicações chamam o basalto **sem nefelina normativa**, ou seja, saturado em sílica, de **basalto toleítico**. Neste caso, a **expressão toleítico** significa exclusivamente a **saturação em sílica** na sua composição química, e não, da série toleítica. Isto é, o basalto toleítico acima citado pode ser tanto da série toleítica quanto da série Ca-alcalina. Para representar a composição de magmas basálticos em relação à saturação álcali - sílica, os autores recomendam as seguintes expressões: 1) **basalto não alcalino**, ou das séries não alcalinas, para as rochas **saturadas em sílica**; 2) **álcali olivina basalto**, ou da série alcalina, para as rochas **subsaturadas em sílica**.

3.5.3. Saturação álcali-alumina

Para a cristalização de feldspatos, além de álcalis e sílica, precisa-se de alumina. Conforme o teor relativo entre os álcalis e a alumina presentes no magma, a composição mineralógica da rocha ígnea varia significativamente. Esta relação química - mineralógica é denominada conceito de **saturação álcali - alumina**.

Feldspatos são subdivididos em dois tipos: feldspato alcalino (KAlSi_3O_8 - $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$) e plagioclásio ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$). Em **feldspato alcalino**, a **proporção molecular** entre **álcalis** (Na_2O , K_2O) e **alumina** (Al_2O_3) é **1:1**, tanto em feldspato potássico quanto em albíta. Existe a mesma relação molecular **em feldspatóides**. A maioria das rochas ígneas possui teor de Al_2O_3 suficientemente alto, isto é, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3$ (molecular). Portanto, após a cristalização de feldspato alcalino e/ou feldspatóides, sobra Al_2O_3 . Neste caso, o feldspato alcalino inclui componente de albíta do plagioclásio. A alumina sobrada é ligada com o CaO e SiO_2 para formar componente de anortita e se esgota. O cálcio sobrado é utilizado para cristalizar clinopiroxênio e hornblenda.

Apesar de serem poucos em número de ocorrência, existem rochas ígneas com **alto teor de álcalis em relação à alumina**, isto é, $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} > \text{Al}_2\text{O}_3$ (molecular). Neste caso, após a formação de feldspato alcalino e/ou feldspatóides, sobra álcalis. Devido à insuficiência da alumina, não se forma plagioclásio. Os **álcalis sobrados** são utilizados para cristalizar **piroxênios alcalinos**, tais como egrina e egrina-augita, e/ou **anfíbólios alcalinos**, riebeckita e alfovzonita. As rochas com esta característica são denominadas **rochas peralcalinas**, e os minerais característicos são chamados de minerais **peralcalinos**. A proporção molecular $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$ é denominada peralcalinidade. As rochas peralcalinas têm **acmita normativa**.

As rochas **altamente peralcalinas**, com peralcalinidade acima de 1.2, possuem típicos minerais peralcalinos na moda. Tais rochas são extremamente poucas no mundo, porém, são **identificadas às lâminas delgadas** com facilidade devido às características ópticas peculiares destes minerais. Entretanto, as rochas **ligeiramente peralcalinas**, com maior número de ocorrências, mesmo assim poucas no mundo, não possuem típicos minerais peralcalinos, contendo piroxênio e anfíbólio com baixo teor de álcalis, tais como soda-augita e barkevícita. Desta forma, a identificação óptica é mais difícil, tornando-se necessário os **métodos geoquímicos**.

Encontra-se na literatura, as expressões rocha agpaítica e agpaicidade, que têm significados qualitativamente similares respectivamente à rocha peralcalina e à peralcalinidade. Entretanto, sua definição quantitativa não está unificada, sendo variável de acordo com a bibliografia. Como por exemplo, um autor define como $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1.2$ e outro autor, como $(\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3 > 1.1$. Por esta razão, os autores não recomendam utilização dessas expressões.

Ao contrário das rochas peralcalinas, existem rochas ígneas com **alto teor de alumina em relação a álcalis**. Isto é, além de ser $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} < \text{Al}_2\text{O}_3$ (molecular), o teor de alumina é mais alto ainda, sendo $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + 1/2\text{CaO} < \text{Al}_2\text{O}_3$ (molecular). Neste caso, após a formação de feldspato alcalino, feldspatóides e plagioclásio, sobra ainda Al_2O_3 . A **alumina que sobrou** é utilizada para cristalizar minerais caracterizados por **excesso de Al_2O_3** , tais como **muscovita**, **granada** e coríndon. As rochas com esta característica são denominadas **rochas peraluminosas**, e os minerais característicos são chamados de minerais **peraluminosos**. As rochas peralcalinas têm **coríndon normativo** e os **minerais peraluminosos** e os **peralcalinos** são **incompatíveis** em equilíbrio.

As rochas **altamente peraluminosas** possuem muscovita modal, portanto, são **identificadas por meios ópticos**. Entretanto, as rochas **ligeiramente peraluminosas**, ou seja, com a proporção molecular $\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O} + 1/2\text{CaO} < \text{Al}_2\text{O}_3$ próxima a um, é **mais difícil de serem identificadas** devido à ausência deste mineral. As rochas ígneas peralcalinas são poucas, sendo que, a maioria das rochas ígneas não é peralcalina nem peraluminosa. Certas rochas graníticas cujo magma é originado da refusão da crosta continental são peraluminosas. Por outro lado, determinadas rochas sedimentares, tal como argilito, e rochas metamórficas de composição pelítica são peraluminosas.

Encontra-se na literatura, a expressão rocha miaskítica, com significado qualitativamente similar à rocha peraluminosa. A referida expressão é utilizada normalmente como de sentido contrário da rocha agpaítica. Entretanto, sua definição quantitativa varia muito conforme bibliografia. Desta forma, os autores não recomendam a utilização da expressão miaskítico.

3.5.4. Conceito de rochas alcalinas

A expressão **rocha alcalina** é encontrada em várias publicações. Apesar da freqüente utilização, o **significado** deste termo **não** está **unificado**, sendo de significado muito confuso. Desta forma, **os autores apresentam três definições representativas: mineralógica; química; genética.**

A princípio, as rochas alcalinas são definidas pela sua composição mineralógica peculiar, e não, por alto teor percentual de álcalis. Geoquimicamente, as proporções álcali - sílica e álcali - alumina são importantes. Shand definiu rochas alcalinas com base da **composição mineralógica**, isto é, as rochas ígneas que contêm **feldspatóides modais** e/ou **minerais peralcalinos modais** são chamadas de rochas alcalinas. As rochas alcalinas desta definição são fáceis de serem identificadas por meio da petrografia óptica, entretanto, para aparecer os minerais acima citados, as rochas devem ser altamente subsaturadas em sílica e/ou altamente peralcalinas. Isto é, essas rochas são tipicamente alcalinas, sendo classificadas por todos os geólogos como rochas alcalinas. Tais rochas são **muito raras** no mundo, e portanto, esta definição mineralógica é atualmente pouco utilizada.

Por outro lado, muitos geólogos que trabalham com rochas ígneas, sobretudo as basálticas, adotam a seguinte definição: as rochas pertencentes à **série alcalina** são chamadas de rochas alcalinas. Na prática, esta definição é **química**, atribuindo rochas alcalinas às rochas **subsaturadas em sílica**, ou seja, às rochas **com nefelina normativa**. Os autores propõem a inclusão de **rochas peralcalinas**, ou seja, as rochas com **acmita normativa**, na categoria de rochas alcalinas definida por meio químico. Para definir quimicamente as rochas alcalinas, o **teor de álcalis relativo à sílica e alumina** é importante, e **não, o teor percentual** de álcalis nas rochas ígneas.

No campo, rochas alcalinas de definição mineralógica normalmente são acompanhadas por rochas alcalinas de definição química. Além dessas, ocorrem rochas não alcalinas no sentido mineralógico e químico. Estas rochas possuem, além da proximidade geográfica, proximidade

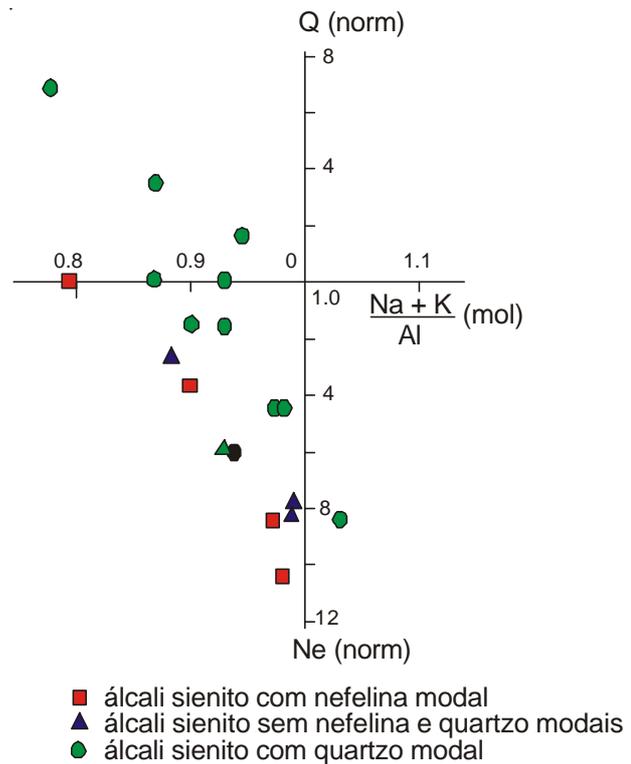


Fig. 3.24. Projeção das rochas sieníticas do Complexo Alcalino da Ilha de Vitória, SP no diagrama de $(\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) / \text{Al}_2\text{O}_3$ molecular (horizontal) em função dos valores normativos de quartzo - nefelina (vertical), segundo Motoki (1986).

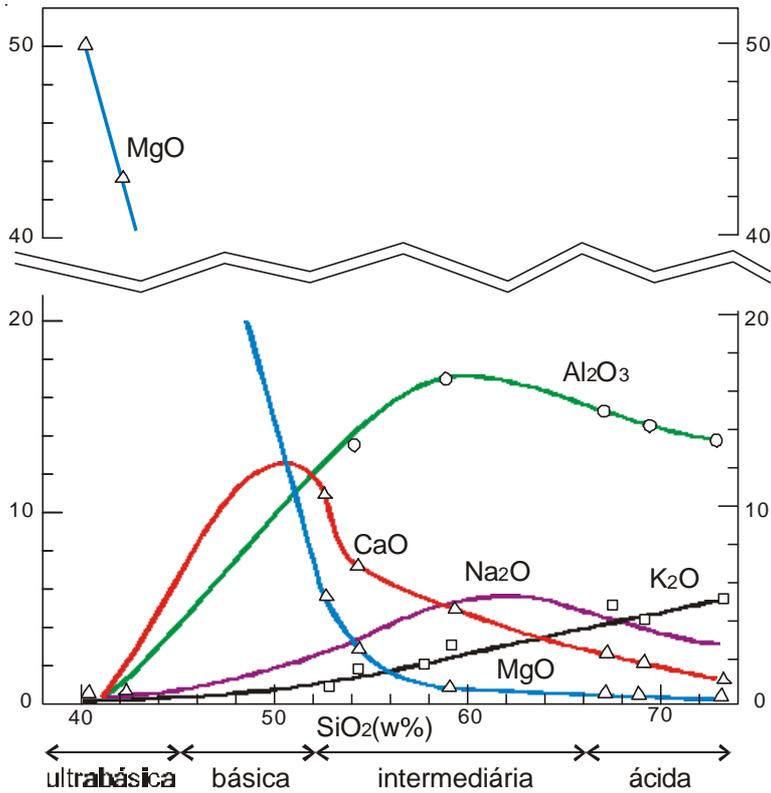


Fig. 3.25. Projeção das rochas padrão da USGS (United States Geological Survey) no diagrama de Harker.

cronológica, formando uma associação petrográfica e por isso, são consideradas da mesma gênese. Como por exemplo, o que ocorre **na parte central do Complexo Intrusivo Alcalino** da Ilha de Vitória - SP, é **álcali sienito com nefelina modal**, que é uma rocha alcalina de definição mineralógica. Na **borda do mesmo corpo intrusivo**, encontra-se **álcali sienito sem nefelina modal, mas com nefelina normativa**, que é uma rocha alcalina de definição química. Na **zona de contato**, observa-se **álcali sienito com quartzo**, que é classificada como uma rocha não alcalina, tanto no sentido mineralógico quanto no sentido químico. O contato entre as três rochas acima citadas é gradativo (Fig. 3.24). Os quadrantes superiores correspondem às rochas supersaturadas em

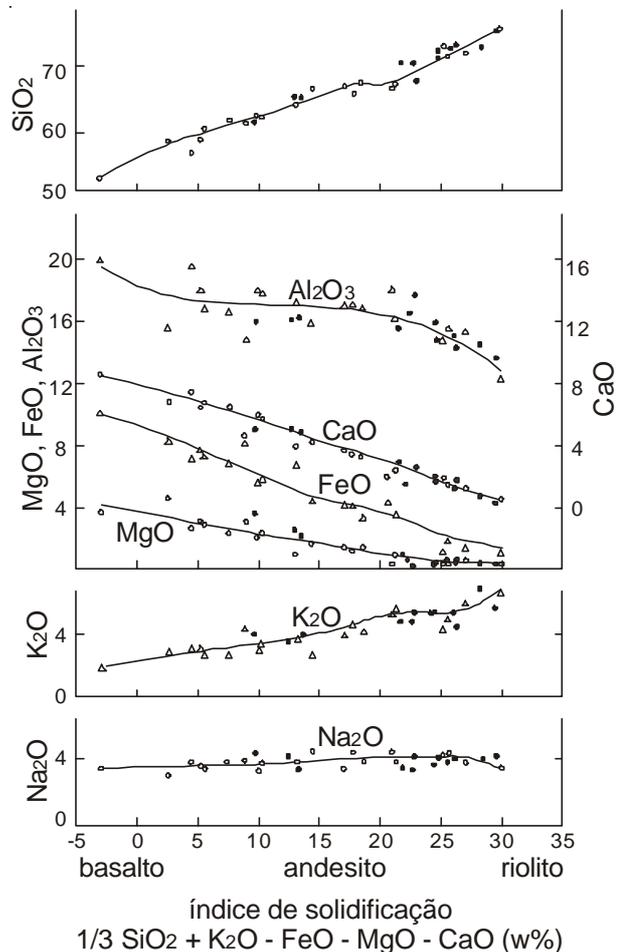


Fig. 3.26. Diagrama de variação dos elementos de acordo com a cristalização fracionada, segundo proposta de Kuno.

sílica, com quartzo normativo, e os inferiores, às subsaturadas, com nefelina normativa. Os quadrantes à direita correspondem às rochas peralcalinas, com acmita normativa. Típicas rochas alcalinas se projetam no quadrante inferior a direita, e típicas rochas da crosta continental de caráter não alcalino, no quadrante superior a esquerda.

Neste caso, essas rochas, que foram formadas durante o **mesmo evento magmático**, são classificadas como rochas **alcalinas de definição genética**. As rochas alcalinas de definição mineralógica são muito raras, as rochas de definição química são mais frequentes, e as rochas de definição genética são mais frequentes ainda.

3.5.5. Nomenclatura de classificação

Com **avanço** da **cristalização fracionada**, ocorre **aumento** de **SiO₂**, **K₂O**, **Na₂O** e **redução** de **MgO**, **FeO** e **CaO** no líquido residual. A maioria dos minerais constituinte de rochas está saturada em oxigênio, portanto, os elementos são expressos normalmente na forma de óxidos. Harker apresentou esta tendência na forma de **diagrama de variação** utilizando o teor percentual em peso de **SiO₂** para a **abscissa** (eixo horizontal) e o de **outros elementos** para a **ordenada** (eixo vertical). Tal diagrama de variação química é denominado **diagrama de Harker** (Fig. 3.25). O diagrama de Harker mostra a característica

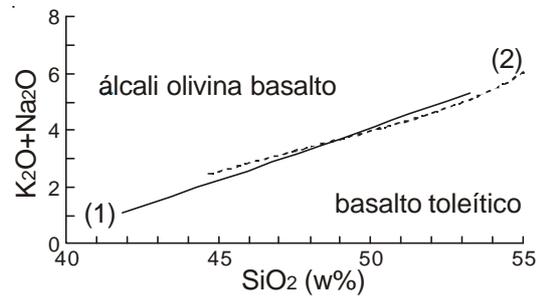


Fig. 3.27. Divisão entre rochas basálticas da série alcalina e da série não alcalina (toleítica) no diagrama SiO₂ v.s. Na₂O + K₂O em porcentagem de peso segundo: (1) MacDonal & Katsura com base nas rochas da Ilha de Havaí; (2) Kuno, as do Japão.

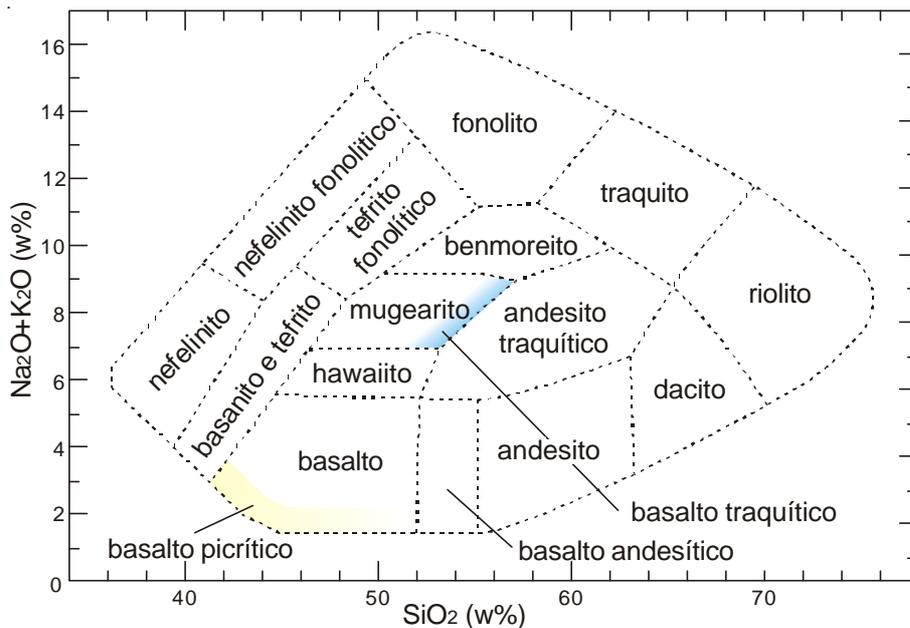


Fig. 3.28. Classificação geoquímica de rochas vulcânicas, com base no diagrama SiO₂ v.s. Na₂O + K₂O em porcentagem, segundo Cox et al. (1987).

do processo de cristalização fracionada do magma primário das rochas ígneas da **série Ca-alcalina**. Entretanto, devido à utilização de SiO_2 para a abscissa, não há boa aplicabilidade para as rochas da série toleítica e alcalina.

Por outro lado, Kuno apresentou um outro diagrama de variação utilizando o parâmetro $1/3\text{SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - \text{FeO} - \text{MgO} - \text{CaO}$, denominado **índice de solidificação**, para **abscissa** e o teor percentual dos **outros elementos** para a **coordenada** (Fig. 3.26). Estes diagramas de variação são úteis **tanto para** as rochas da **série Ca-alcalina**, **quanto** para as da **série toleítica**, entretanto, não é próprio para as da série alcalina. Um **outro parâmetro para a coordenada** que é freqüentemente utilizado é a **soma de minerais félsicos normativos com a exceção de anortita**, isto é, $Q + Ab + Or + Ne_{(norm)}$, denominado **índice de diferenciação (differentiation index, D.I.)**. Este parâmetro é útil para montar diagramas de variação de **todas as três séries principais de cristalização fracionada** dos magmas primários basálticos, **Ca-alcalina, toleítica e alcalina**. Mais um que está sendo bem adotado é a **proporção entre Fe e Mg**, tal como $\text{FeO}^*/\text{FeO}^* + \text{MgO}$. A expressão FeO^* corresponde ao **valor total de Fe recalculado com FeO**. Além destes, vários autores propuseram índices geoquímicos de diferenciação e solidificação magmática com base nas próprias idéias, porém, estes não estão sendo amplamente utilizados. De fato, é difícil definir um parâmetro universal que vale para todas as séries magmáticas.

O problema principal dos diagramas de variação da série alcalina está no teor de álcalis ($\text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$) relativo à sílica (SiO_2). McDonald e Katsura apresentaram, baseando-se na pesquisa de rochas basálticas da Ilha de Havaí, que as rochas da **série alcalina** e da **série não alcalina ocupam campos distintos** no diagrama de Harker com coordenada $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, ou seja, SiO_2 v.s. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$. Kuno apresentou a tendência similar das rochas basálticas do Japão (Fig. 3.27). Considerando o fato acima citado, Cox et al. (1987) propuseram a nomenclatura de classificação química de rochas ígneas por meio de composição com base no diagrama SiO_2 v.s. $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ em porcentagem de peso (Fig. 3.28).