

ROCHAS ÍGNEAS

As rochas ígneas constituem cerca de 65% do total de rochas que formam a crosta terrestre. Destes 65%, cerca de 65.7% são constituídos por basaltos e gabros, 34% por granitos e outras rochas de cores claras e os restantes 0.3% por dunitos e peridotitos.

O MAGMATISMO E O QUIMISMO DOS MAGMAS

O magma é definido como um material heterogéneo parcial ou completamente fundido que, por arrefecimento, solidifica para dar origem a uma **rocha ígnea** (ou magmática) cristalina e/ou vítrea. Os magmas silicatados terrestres deformam-se facilmente quando sujeitos a tensões e contêm materiais sólidos em suspensão e fluídos. A transformação de um magma em rocha magmática é progressiva num dado intervalo de temperaturas (pode ultrapassar os 200°C), entre o *liquidus* (temperatura à qual surge o primeiro cristal) e o *solidus* (temperatura onde desaparece a última gota de líquido). A mistura magmática (líquido±sólido±vapor) transforma-se pela diminuição da fase líquida, crescimento das cristais e expulsão dos fluídos.

A actividade magmática provém do processo de fusão parcial no manto e na crosta, dando origem a magmas que ascendem em direcção à superfície. As propriedades físicas dos magmas (viscosidade, densidade, propriedades térmicas) condicionam a sua ascensão e cristalização, enquanto que a composição química determina a natureza dos minerais que cristalizam. Podemos distinguir dois tipos de magmas: os **magmas primários** (que provêm directamente do processo de fusão parcial) e os **magmas diferenciados** (que resultam da evolução de um magma primário). Como exemplo do primeiro caso, refere-se o magma basáltico. A sua composição química, **máfica** (cerca de 20% de MgO+FeO+Fe₂O₃) faz destes produtos bons candidatos para um magma proveniente do manto. A sua origem profunda não constitui qualquer dúvida uma vez que o magma basáltico chega à superfície a temperaturas de 1100-1200°C, temperaturas não possíveis a níveis superficiais. Tendo em conta um gradiente geotérmico médio de 30°C/km, sugere-se que o magma basáltico tenha origem a cerca de 40km de profundidade. Se forem consideradas as perdas de calor ao longo do percurso de ascensão, então podemos ainda aumentar a profundidade - o magma basáltico tem assim uma origem mantélica.

Quanto ao magma diferenciado, podemos considerar o magma granítico como um exemplo de um magma já evoluído. Os granitos são rochas de cores claras e distinguem-se facilmente dos basaltos por estes apresentarem cores escuras. Possuem cristais visíveis a olho nú, ao contrário das rochas basálticas. Um granito médio caracteriza-se por possuir uma relativa abundância de O, Si, Al, Na, K e Ca. Esta composição traduz-se pelo predomínio de feldspatos e sílica, dando origem à designação de **rochas félsicas**.

Os magmas são caracterizados por parâmetros termodinâmicos e pela sua composição química. À superfície a pressão atmosférica, o seu comportamento é definido pela **temperatura, viscosidade e densidade**.

Durante as erupções vulcânicas, as **temperaturas** das lavas variam de 800-1200°C. Os valores mais baixos correspondem a lavas já bastante cristalizadas e a composições evoluídas (lavas ácidas). As lavas basálticas possuem as temperaturas mais elevadas próximo da temperatura de *liquidus*. Normalmente, está envolvida a mesma quantidade de calor quer no processo de fusão de uma rocha quer no processo de solidificação de um líquido. Os líquidos magmáticos não se comportam como soluções iónicas mas apresentam um grau de ordem semelhante ao dos minerais, como se mostra pelas reduzidas diferenças de densidade e índices de refração entre as rochas cristalográficas e os vidros correspondentes. Os vidros são originados por arrefecimentos violentos de um líquido que impedem um arranjo ordenado dos átomos de modo a formarem estruturas tridimensionais organizadas.

A **viscosidade** é extremamente elevada para líquidos muito ricos em sílica e vai diminuindo com a adição de outros componentes. Assim, a viscosidade é função da composição e da temperatura. A baixas temperaturas (mas ainda acima do *liquidus* para uma dada composição) os tetraedros mostram uma polimerização crescente e a viscosidade aumenta. A temperatura constante, o aumento dos teores de Si e Al provocam um aumento da viscosidade; pelo contrário, o aumento da quantidade de H₂O reduz drasticamente a viscosidade. Os líquidos silicatados naturais possuem viscosidades que variam de 1 P (poise) (semelhante à do azeite a 20°C) a 10⁵-10⁸ P (semelhante ao asfalto quente ou mel). A viscosidade de líquidos altamente polimerizados diminui com o aumento da pressão (e temperatura constante), embora aumente para líquidos menos polimerizados e hidratados.

Quanto à **densidade**, a maioria dos magmas possui valores entre 2.2 e 3.1 gr/cm³. A densidade depende da composição química, da temperatura e da pressão. O predomínio de elementos químicos com maior peso atómico provoca um aumento da densidade; também o aumento da pressão tende a aumentar a densidade por provocar um maior empacotamento de toda a estrutura. Pelo contrário, o aumento da temperatura conduz a uma diminuição da densidade. Destes três factores, a composição é o que mais influencia a densidade; esta pode variar cerca de 20% entre um líquido basáltico e um granítico, mas uma modificação de 100°C apenas provoca uma variação de densidade de cerca de 0.3%.

A NUCLEAÇÃO E O CRESCIMENTO CRISTALINO

A cristalização ocorre em duas etapas sucessivas, a **nucleação** e o **crecimento**. A temperaturas superiores à temperatura de *liquidus*, os iões e poliedros começam a associar-se em núcleos ordenados, provavelmente com diâmetros de 10⁻⁵-10⁻⁴mm - nucleação. Os núcleos continuam a crescer pela adição de camadas sucessivas de partículas a partir do líquido

circundante, uma vez que, num líquido sobrefrefecido, os núcleos podem ser formados mas, necessitam atingir um dado tamanho mínimo. para que consigam sobreviver a uma determinada temperatura.

Para que a cristalização tenha sucesso, é necessário que numa fase posterior à nucleação, se verifique o crescimento cristalino; para esta fase é necessário que o sistema esteja em sobrefrefecimento, isto é, que a temperatura seja inferior à temperatura de *liquidus*. Na cristalização magmática existem dois processos a considerar, cada um deles desenvolvido à sua velocidade. A velocidade de nucleação (expresso no número de núcleos formados por cm^3 por segundo) é independente da velocidade de crescimento (expressa como o aumento do raio em cm/s).

Uma elevada velocidade de nucleação associada a uma baixa velocidade de crescimento produzirá um grande número de pequenos cristais. Pelo contrário, uma baixa velocidade de nucleação combinada com uma alta velocidade de crescimento produzirá um pequeno número de grandes cristais.

Se a temperatura baixar rapidamente, quer a velocidade de nucleação como a de crescimento baixam para zero e assim a estrutura desorganizada do líquido, embora polimerizada, permanece metastavelmente em forma de vidro. Com arrefecimentos menos rápidos, o máximo da velocidade de crescimento é ultrapassado sem que tenha sido atingido o máximo da velocidade de nucleação, dando origem a pequenos cristais. Arrefecimentos muito menos rápidos permitem um crescimento rápido em poucos núcleos, produzindo grandes cristais (figura 1).

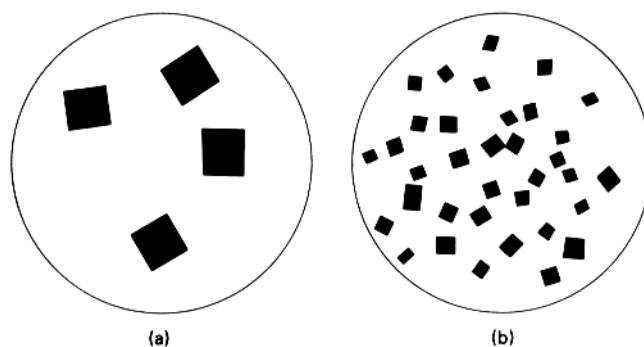


Figura 1 - Consequências de um rápido crescimento em poucos núcleos (a) e um crescimento lento em muitos núcleos (b).

A dependência da velocidade de crescimento cristalino com o sobrefrefecimento resulta numa das ideias mais difundidas na petrologia ígnea: as rochas vítreas ou de grão fino arrefecem mais rapidamente do que as rochas ígneas com contêm menos mas maiores cristais por unidade de volume.

Um dos conceitos fundamentais da petrologia ígnea baseia-se no facto de que as composições do líquido podem evoluir a partir do magma parental. Uma forte evidência desta premissa é dada pela variação composicional em lavas que têm origem num único vulcão. O conjunto de processos pelos quais uma variedade de rochas pode derivar a partir de um magma inicial é conhecido por **diferenciação magmática**.

4.3. A CRISTALIZAÇÃO FRACCIONADA

As leis fundamentais da cristalização de magmas, estabelecidas por N. Bowen desde 1928, mostram que ao longo de um processo de arrefecimento progressivo, os silicatos não cristalizam todos ao mesmo tempo. A ordenação teórica da cristalização de silicatos inicia-se pela olivina, piroxenas, anfíbulas e plagioclases cálcicas; em seguida, as micas e plagioclases alcalinas e, por fim, o quartzo. Trata-se de um processo de **cristalização fraccionada**, durante o qual o magma residual empobrece em elementos que vão constituindo os minerais formados.

Bowen resumiu as associações minerais e as antipatias num único esquema o qual é conhecido por **Série Reaccional de Bowen** (figura 2). Existem duas séries, uma descontínua (relacionada com silicatos máficos) e uma contínua (relativa às plagioclases). As duas convergem para temperaturas mais baixas, completando a sequência o quartzo, feldspato potássico e a moscovite. Esta série de Bowen deve ser encarada apenas como uma generalização, pois são comuns exemplos naturais em que co-existem fases aparentemente incompatíveis.

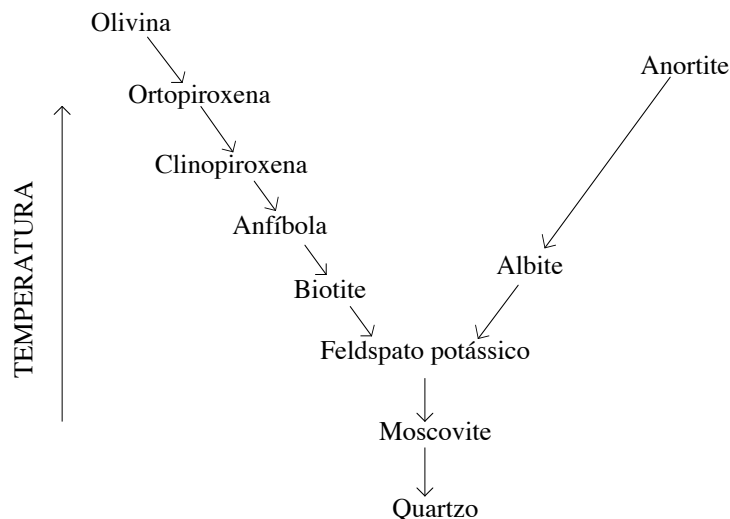


Figura 2 - Série reaccional de Bowen

A série descontínua é encarada como uma sequência de cristalização; não uma transformação da olivina em ortopiroxena, desta em clinopiroxena e assim sucessivamente. Por outro lado, na série contínua pode ocorrer, num mesmo cristal, um núcleo formado por plagioclase cálcica e o bordo formado por plagioclase sódica.

O PLUTONISMO E O VULCANISMO

A formação de rocha ígneas pode ocorrer quer à superfície quer em profundidade. As primeiras designam-se por **rochas vulcânicas** ou **extrusivas** e as segundas por **rochas plutónicas** ou **intrusivas**.

A classificação das formas dos corpos intrusivos é baseada nas relações entre os contactos intrusivos e as superfícies estruturais da rocha encaixante (estratificação, foliação ou outras características direccionais) (figuras 3 e 4). Se os contactos intrusivos cortam as superfícies estruturais (ou se a rocha encaixante não as apresenta), diz-se que o corpo ígneo é **discordante**. Se, pelo contrário, os contactos são paralelos, diz-se que o corpo é **concordante**. Entre os corpos concordantes, conhecem-se os **sills** (tabulares), **lacólitos** (fundos planos e topos abaulados) e **lopólitos** (fundos e topos côncavos). Os fúneis podem ser considerados lopólitos mas com um carácter mais discordante. Os lopólitos e fúneis estão normalmente preenchidos por rochas máficas densas, enquanto que os lacólitos contêm habitualmente rochas fêlsicas menos densas, sugerindo que a densidade do magma desempenha um papel importante na forma da intrusão.

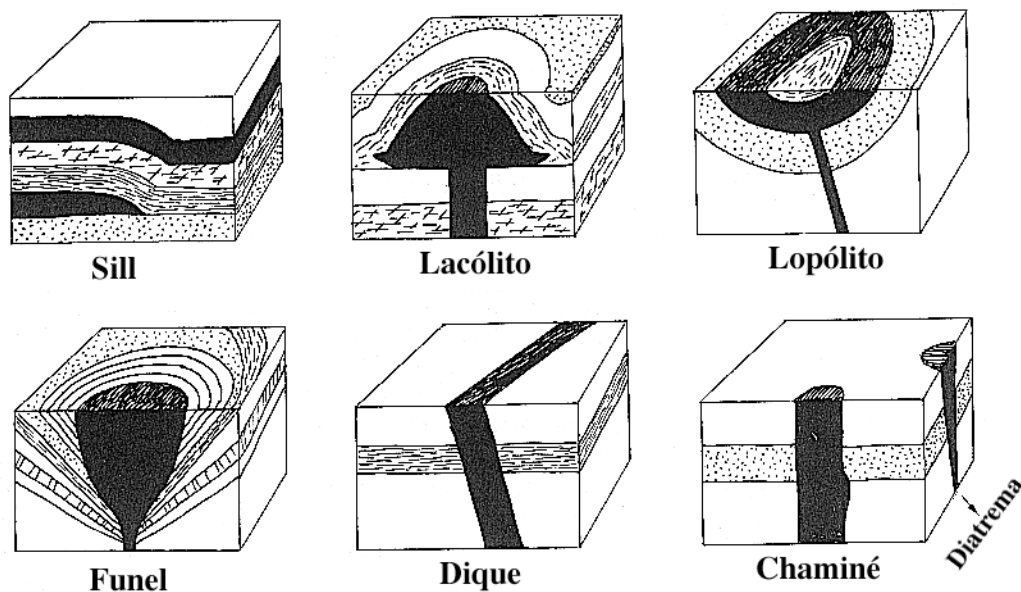


Figura 3 - Diferentes tipos de corpos intrusivos

Os **diques** são tabulares e discordantes; as **chaminés** são grosseiramente cilíndricas e constituem as fontes alimentadoras de aparelhos vulcânicos. Os **diatremas** são chaminés que se vão tornando tabulares em profundidade, normalmente possuindo indícios de uma implantação explosiva.

O termo **plutonito** refere-se normalmente a um grande corpo intrusivo sem ter em conta a sua forma. Um **stock** é um plutonito com uma área superficial inferior a 100km². Para valores superiores, este plutão designa-se por **batólito**. Os batólitos são enormes massas

(correspondendo à associação de plutões menores) podendo possuir centenas de quilómetros de largura; são implantados a profundidades de 5-20km.

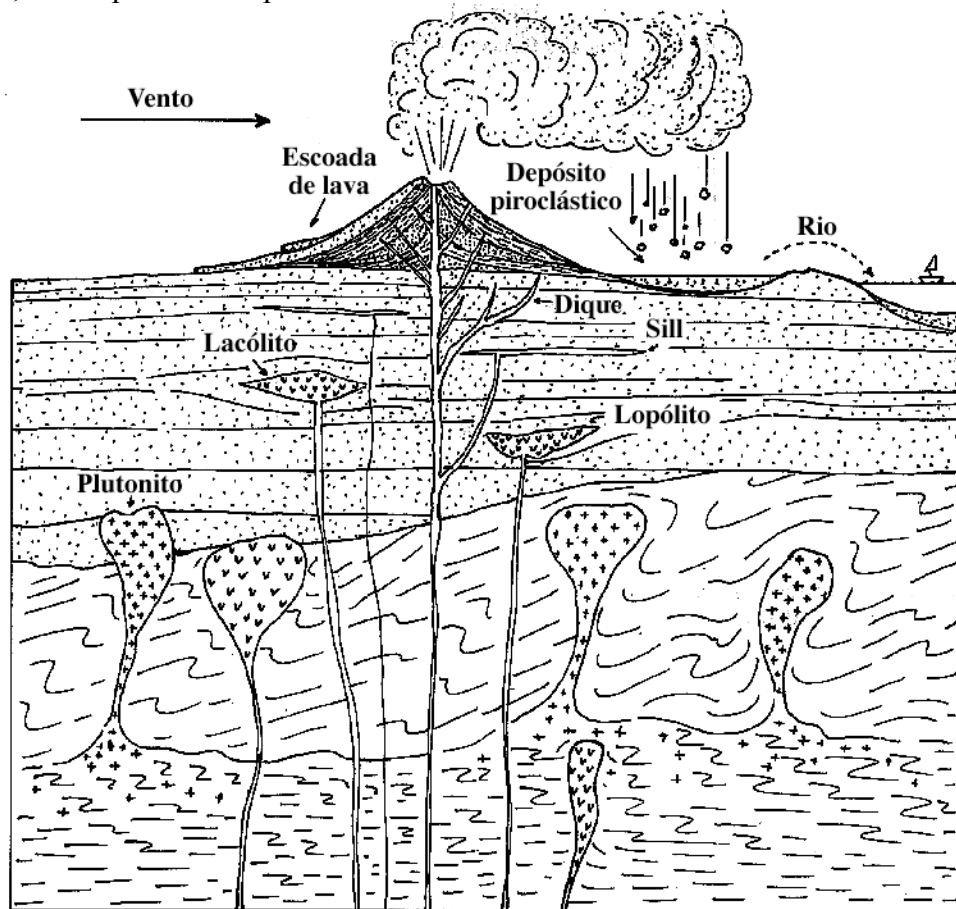


Figura 4 - Esquema típico de um perfil na crosta terrestre

O magma que chega à superfície (adquirindo a designação de lava) por processos extrusivos em aparelhos vulcânicos, embora muito mais viscoso do que água, consegue fluir pelos vales, concentrar-se em autênticos rios de lava até solidificar em zonas mais estáveis que permitem o desenvolvimento do processo de arrefecimento. A viscosidade das lavas depende enormemente da sua composição química, variando entre dois extremos: lava basáltica e lava riolítica; esta última pode ter viscosidades 1000 vezes superiores à lava basáltica.

As **escoadas basálticas** podem possuir espessuras desde menos de 1m a mais de 400m, com extensões superiores a 100Km. Pelo contrário, as lavas altamente viscosas riolíticas podem formar curtas escoadas muito espessas ou estruturas convexas que se salientam na paisagem chamadas **domas** (na verdade corresponde a lava que, de tão viscosa, não conseguiu chegar a extrair, ficando acumulada a baixa profundidade).

A SISTEMÁTICA DE ROCHAS ÍGNEAS - CRITÉRIOS TEXTURAIS, QUÍMICOS E MINERALÓGICOS

A cristalização completa de um magma, atingida quando a temperatura alcança a temperatura de *solidus*, dá origem a uma rocha ígnea que pode ser caracterizada sob vários aspectos. A

textura de uma rocha refere-se ao tamanho, forma e arranjo das suas fases constituintes. A textura é influenciada pelo número de fases e pela sua sequência de formação, assim como pelo sua dimensão e formas. A textura das rochas ígneas depende fortemente do tipo de arrefecimento e da abundância de núcleos quando se iniciou o processo de arrefecimento, não dependendo tanto da composição do magma. Se a cristalização é simultânea, os cristais de diferentes fases podem interferir durante o crescimento uns com os outros. Numa cristalização sequencial, uma dada fase atinge a sua forma cristalina antes que a outra comece a precipitar. Uma fase que ocupe espaços deixados livres por outras fases formadas anteriormente diz-se intersticial. Para caracterizar texturas ígneas, devem ser especificadas cinco variáveis: grau de cristalinidade (proporção cristais/vidro), tamanho do grão - granulometria, variação da granulometria, forma dos grãos e o arranjo de grãos não equidimensionais.

i) A cristalinidade é designada pelos seguintes termos, em ordem decrescente da proporção de cristais: **holocristalina** (não existe vidro), **hipocristalina**, **hemihialina** (proporções semelhantes de vidro e de cristais), **hipohialina** e **holohialina** (100% de vidro).

ii) Quanto à granulometria, são considerados dois aspectos: **rochas afaníticas** são aquelas que todos os grãos são tão pequenos que não podem ser distinguidos a olho nú. **Rochas faneríticas** contêm cristais que se podem distinguir (não necessariamente identificar) sem o auxílio de qualquer lente. As rochas faneríticas podem ainda ser classificadas em grão fino, médio e grosseiro.

iii) As variações na granulometria de uma mesma amostra podem ser significativas. O termo **equigranular** é usado quando existe um pequeno intervalo de variação granulométrica, isto é, quando todos os cristais têm praticamente a mesma dimensão. Quando existe um intervalo alargado e contínuo usa-se o termo textura **seriada**. A designação **porfirítico** é utilizado quando existe uma distribuição bimodal. Nas rochas porfiríticas os cristais maiores são designados **fenocristais** e o material de grão mais fino de **matriz**. Os microfenocristais são maiores do que os cristais da matriz mas menores que 1mm.

iv) A forma dos cristais pode ser descrita de duas maneiras: quer salientando a regularidade da superfície quer a igualdade das dimensões. Relativamente à superfície do cristal, utilizam-se termos como **euédrico** (quando o cristal é totalmente rodeado por faces regulares), **subeuédrico** (quando o cristal é parcialmente rodeado por faces regulares) e **anédrico** (quando não evidencia qualquer forma regular). Quanto ao segundo aspecto, usa-se o termo **equidimensional** (quando a dimensão nas três direcções cristalográficas são

semelhantes), **prismático** (quando um diâmetro é maior do que os outros), **tabular** e **folhetado** (quando um diâmetro é menor do que os restantes), etc.

v) O quinto aspecto da textura é referido por termos que dispensam explicações: paralelo, sub-paralelo, radiado ou sem qualquer orientação.

Os termos destas cinco categorias podem ser combinados numa descrição textural, seguindo-se a ordem, cristalinidade, granulometria e variação da granulometria. A forma do cristal e o seu arranjo refere-se a fases específicas não sendo aplicáveis a toda a rocha. Existem ainda muitos outros termos aplicáveis a casos particulares.

As rochas magmáticas podem ainda ser classificadas de acordo com outros critérios:

1. **Modo de implantação**: consoante as rochas se formem à superfície terrestre ou em profundidade, assim se aplicam os termos **extrusivas** ou **intrusivas**, respectivamente. São ainda usadas três outras designações de acordo com local de formação das rochas magmáticas: rochas **plutónicas** (as que arrefecem lentamente em profundidade na crosta ou no manto), rochas **subvulcânicas** ou **hipabissais** (as que se formam a fracas profundidades) e rochas **vulcânicas** (cujas formação ocorre à superfície pela chegada do magma, lava neste caso).

2. **Composição mineralógica**: as rochas que contêm minerais claros (essencialmente tectossilicatos) designam-se **leucocratas** ou **félsicas** (feldspato+sílica). As rochas ricas em minerais negros ferromagnesianos são **melanocratas** ou **máficas**. As rochas **holomelanocratas** ou **ultramáficas** são desprovidas de minerais claros.

3. **Composição química**: esta é apresentada em geral sob a forma de uma lista de óxidos, pois os elementos estão associados ao oxigénio. As rochas com mais de 63% de sílica designam-se **ácidas**. As que possuem entre 52-63% são **intermédias** e com 45-52% **básicas**. Para valores inferiores a 45% são rochas **ultrabásicas**.

Estes três critérios de classificação não são independentes. Na verdade, a composição mineralógica de uma rocha depende da composição química do magma que lhe dá origem e do modo de implantação a que é sujeito.

A textura e a composição constituem importantes características em que a classificação de rochas ígneas é baseada. O aspecto textural mais importante é a granulometria, embora possam existir outras características que sejam usadas na classificação. A composição da rocha pode

ser expressa em termos de componentes (SiO_2 , Al_2O_3 , etc.) ou fases (quartzo, moscovite, etc.). Uma análise química é essencial para decifrar a génese da rocha ígnea e é útil na sua descrição; porém, não podemos esquecer que podem existir duas rochas com composições químicas semelhantes mas que podem ser bastante diferentes em termos genéticos. A classificação de rochas ígneas com base na proporção dos componentes tem sido historicamente importante e deu origem a um conjunto de termos usados até hoje.

Nos anos 60 Streckeisen constrói um diagrama que é largamente utilizado na classificação de rochas ígneas faneríticas (figura 5). A primeira etapa consiste na determinação da percentagem modal de M (minerais máficos), ou seja, o índice de coloração. Se este for superior a 90, a rocha é classificada de acordo com os tipos e proporções dos minerais máficos. Se é inferior, o M não é necessário para a classificação; esta é determinada pela proporção de Q, A, P e F.

No nome da rocha, para além dos termos apresentados no diagrama de Streckeisen, podem incluir-se termos relativos à textura ou à mineralogia. Os minerais que existam em percentagem tal que influenciem o nome da rocha são designados por essenciais. Os restantes são acessórios. Ainda o termo feldspatóide apresentado no referido diagrama é genérico; assim, na prática, usa-se o nome do tipo concreto de feldspatóide que ocorre na rocha em estudo.

A classificação de rochas com grande percentagem de vidro ou de grão muito fino não devem ser classificadas a não ser que existam resultados de análises químicas. Na verdade, a classificação com base em análises modais tornam-se impraticáveis quando as rochas possuem cristais demasiado pequenos para que sejam facilmente identificados ao microscópio óptico. Do ponto de vista químico, existe uma correspondência perfeita entre rochas faneríticas e afaníticas; o correspondente afanítico do granito é um riolito, de um granodiorito um dacito, de um gabro um basalto, etc. A classificação de rochas afaníticas é então realizada pela aplicação do diagrama TAS (total alkali system - fig. 6), onde se conjugam as percentagens de SiO_2 , Na_2O e K_2O .

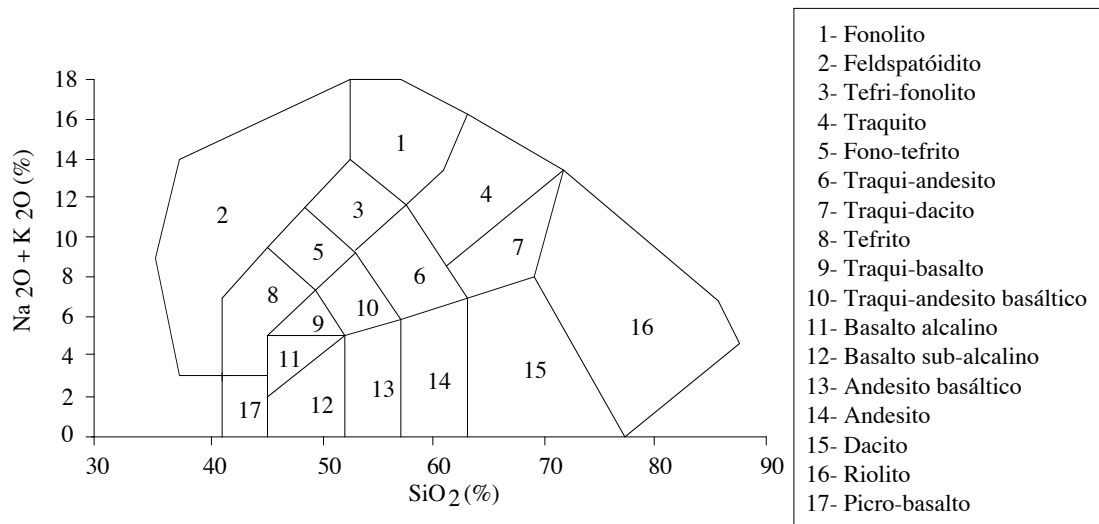
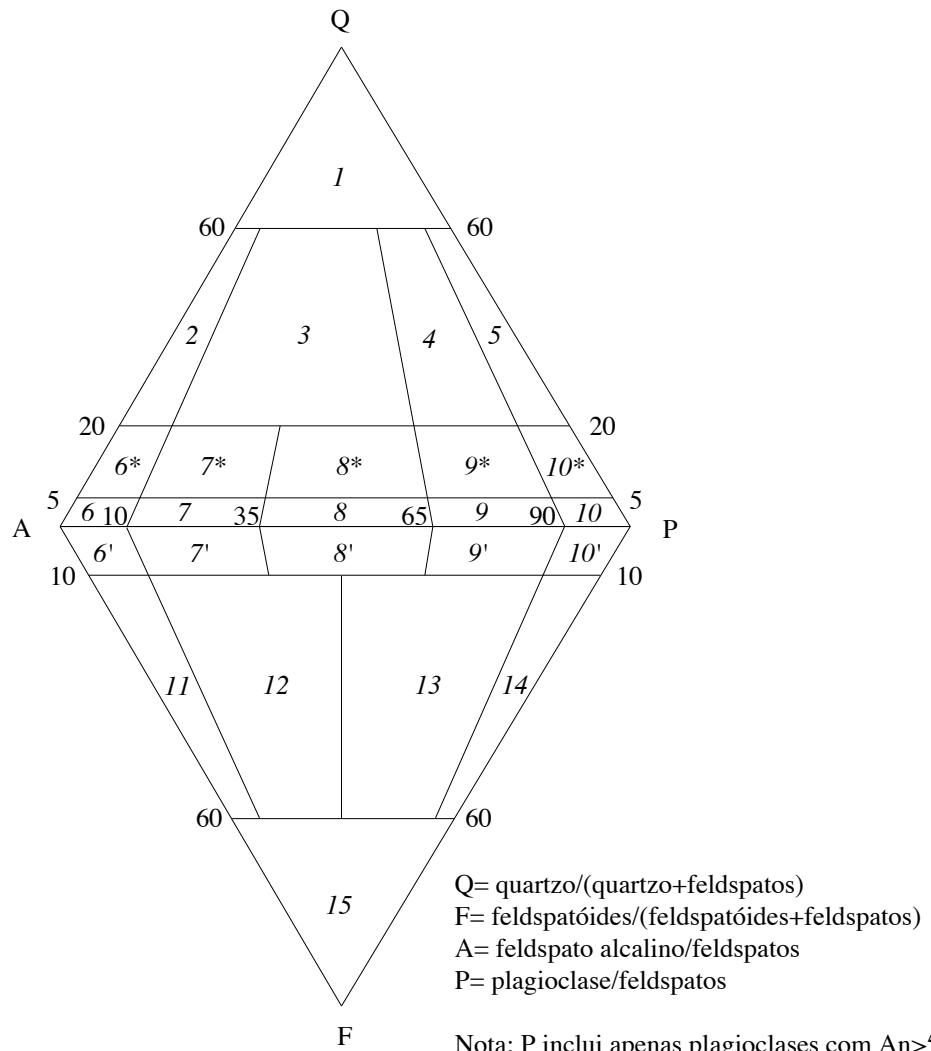


Figura 6 - Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas

Livros recomendados

Barker D.S. (1983) - Igneous rocks. Prentice Hall.

Páginas de interesse na Internet: <http://www.science.ubc.ca/~geol202/igneous/igneous.html>



- | | |
|----------------------|---|
| 1 - Q>60 | Não é uma rocha ígnea |
| 2- Q=20-60, P<10 | Granito alcalino |
| 3- Q=20-60, P=10-65 | Granito |
| 4- Q=20-60, P=65-90 | Granodiorito |
| 5- Q=20-60, P>90 | Tonalito |
| 6*- Q=5-20, P<10 | Sienito alcalino quartzífero |
| 7*- Q=5-20, P=10-35 | Sienito quartzífero |
| 8*- Q=5-20, P=35-65 | Monzonito quartzífero |
| 9*- Q=5-20, P=65-90 | Monzodiorito quartzífero (An<50) ou Monzogabro quartzífero (An>50) |
| 10*- Q=5-20, P>90 | Diorito quartzífero (An<50) ou Gabro quartzífero (An>50) ou Anortosito quartzífero (M<10) |
| 6- Q=0-5, P<10 | Sienito alcalino |
| 7- Q=0-5, P=10-35 | Sienito |
| 8- Q=0-5, P=35-65 | Monzonito |
| 9- Q=0-5, P=65-90 | Monzodiorito (An<50) ou Monzogabro (An>50) |
| 10- Q=0-5, P>90 | Diorito (An<50) ou Gabro (An>50) ou Anortosito (M<10) |
| 6'- F=0-10, P<10 | Sienito alcalino c/ feldspatóides |
| 7'- F=0-10, P=10-35 | Sienito c/ feldspatóides |
| 8'- F=0-10, P=35-65 | Monzonito c/ feldspatóides |
| 9'- F=0-10, P=65-90 | Monzodiorito c/ feldspatóides (An<50) ou Monzogabro c/ feldspatóides (An>50) |
| 10'- F=0-10, P>90 | Diorito c/ feldspatóides (An<50) ou Gabro c/ feldspatóides (An>50) |
| 11- F=10-60, P<10 | Sienito feldspatóico |
| 12- F=10-60, P=10-50 | Monzossienito feldspatóico |
| 13- F=10-60, P=50-90 | Monzodiorito feldspatóico (An<50) ou Monzogabro feldspatóico (An>50) |
| 14- F=10-60, P>90 | Diorito feldspatóico (An<50) ou Gabro feldspatóico (An>50) |
| 15- F>60 | Rocha rica em feldspatóides |

Figura 5 - Classificação modal para rochas ígneas faneríticas com um índice de coloração (máficos) inferior a 90.