

Chapitre 14

La mise en place des magmas

Cours

PLAN DU CHAPITRE

- 1 Les gisements des roches magmatiques et leur mise en place
- 2 La mise en place des roches volcaniques
- 3 Minéralogie et chimie des roches mises en place
- 4 Le fonctionnement des systèmes magmatiques

ZOOM

- 1 Les dynamismes éruptifs
- 2 Composition minéralogique et classification modale des roches
- 3 Le fonctionnement d'une chambre magmatique

INTRODUCTION

Le magmatisme est l'une des expressions les plus nettes de l'activité de la Terre et constitue un mécanisme d'évacuation de la chaleur interne de celle-ci. Il regroupe les processus de genèse, d'ascension, de mise en place et d'évolution des magmas, liquides silicatés plus ou moins riches en gaz et en solides. La manifestation la plus spectaculaire du magmatisme est le volcanisme qui correspond à l'arrivée en surface de magmas et met en place les roches volcaniques avec des dynamismes éruptifs variés (coulées, projections, nuées ardentes...). Des magmas bloqués en profondeur alimentent le plutonisme et donnent naissance aux roches plutoniques. Le magmatisme présente ainsi une grande diversité qui s'exprime à travers la texture des roches, leur chimie et leur minéralogie, leurs modalités de mise en place et leurs gisements, leurs associations spatiales et temporelles.

- ➔ **Quels sont les modes d'expression et les gisements des roches magmatiques et sur quels critères reposent leur identification et leurs classifications ?**
- ➔ **Quelles sont les relations existantes entre la composition minéralogique et chimique des roches ?**
- ➔ **Quels sont les différents caractères de la mise en place des roches et quels sont les moyens de les dater ?**

1 Les gisements des roches magmatiques et leur mise en place

1.1 Diversité des gisements

a) Roches volcaniques et plutoniques

Les magmas sont des liquides de haute température (entre 700 et 1 200 °C) issus pour la grande majorité d'entre eux de la fusion partielle de roches silicatées. Leur moindre densité par rapport à celle de leur milieu d'origine explique leur ascension vers la surface.

Leur arrivée en surface engendre les **roches volcaniques**, sous forme de gisements divers (coulees, projections...) (voir § 2).

De nombreux magmas cristallisent cependant en profondeur (d'un à quelques kilomètres et jusqu'à 15-20 kilomètres), soit parce que leur ascension très lente se conjugue avec leur refroidissement qui augmente leur viscosité, soit parce que le régime tectonique local bloque leur ascension (exemple du régime compressif dans une chaîne de collision). Ils sont à l'origine des **roches plutoniques**. Celles-ci parviennent à l'affleurement à la faveur de différents processus (érosion, réajustement isostatique...).

b) Les gisements des roches plutoniques

Ces gisements sont de morphologies variées. Les roches plutoniques apparaissent sous forme d'**intrusions** (figure 14.1) au sein d'autres formations qui constituent l'**encaissant**.

La géométrie des intrusions conduit à distinguer les **batholites** des **laccolites**. Les premiers, très fréquents, apparaissent en massifs souvent subcirculaires, d'extension plurikilométrique et recoupant nettement la géométrie de leur encaissant. Les seconds sont des intrusions de formes lenticulaires étalées horizontalement et souvent conformes à la géométrie de l'encaissant.

c) Les gisements en filons ou dykes

Les **filons** ou **dykes** forment des lames intrusives sécantes au sein de l'encaissant, généralement de faible épaisseur (métrique à pluridécamétrique), souvent verticales ou très redressées. Certains filons, appelés **sills** ou filons-couches sont des lames intrusives concordantes avec la géométrie de l'encaissant (figure 14.1)

Les réseaux filoniens peuvent constituer des intermédiaires entre chambres magmatiques profondes et épanchements volcaniques qu'ils alimentent. Ils sont aussi souvent développés en périphérie de batholites.

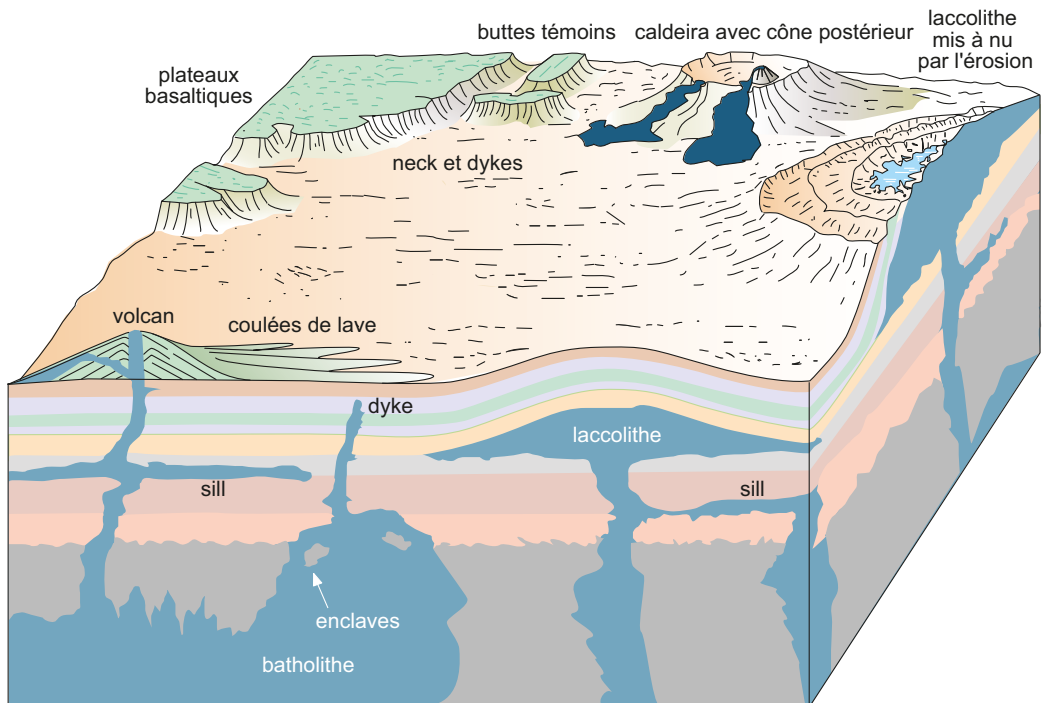


Figure 14.1 Les principaux modes de gisements des roches magmatiques

(Y. Lagabriele, M. Renard, M. de Rafelis, E. Martin, *Éléments de Géologie*, Dunod 17^e éd., 2021.)

1.2 Modes de gisement et textures associées

Une roche magmatique est un assemblage de **minéraux**, solides dont les atomes s'organisent en réseaux cristallins, donnant des **cristaux** auxquels peut s'ajouter un **verre**, phase solide non cristallisée.

La **texture** est définie par l'agencement et la taille des cristaux et la présence éventuelle d'un verre, phase solide non cristallisée.

a) Vitesses de nucléation et de croissance

Dans une roche, la taille des cristaux d'une espèce minérale donnée et leur nombre dépendent de deux paramètres : la vitesse à laquelle se forment les germes cristallins (c'est-à-dire le volume minimal de cristal permettant ensuite la croissance) appelée **vitesse de nucléation** et la **vitesse de croissance** correspondant au grossissement des cristaux autour des germes. Ces vitesses diffèrent d'une espèce minérale à une autre, ce qui explique les variations observées dans la cristallisation d'espèces minérales au cours d'un refroidissement donné.

Lors d'un refroidissement lent en profondeur, la nucléation reste modérée alors que le temps de croissance est élevé, ce qui produit souvent des cristaux de grande taille, en nombre limité, visibles à l'œil nu et appelés **phénocristaux**. À l'inverse, lors d'un refroidissement rapide en surface, la nucléation est élevée, avec un délai de croissance des cristaux très courts, ce qui est à l'origine de petits cristaux non visibles à l'œil, les **microlites**. À l'extrême, lors d'un refroidissement brutal (au contact de l'eau par exemple), la nucléation n'est pas possible et le liquide magmatique se fige en un verre. Le terme **mésostase** désigne l'ensemble du verre et des microlites.

! Attention !

Du fait des vitesses variables, entre nucléation et croissance, les relations entre taille des cristaux et vitesse de refroidissement sont parfois difficiles à appréhender : certaines roches filoniennes comme des pegmatites présentent de gros cristaux : elles ont pourtant refroidi rapidement, mais les cristaux, nourris par les fluides percolant les roches, avaient des vitesses de croissance élevées. À l'inverse, les obsidiennes, roches totalement vitreuses, résultent d'un refroidissement lent au sein de coulées très visqueuses.

b) Les différentes textures dans leur gisement

L'examen en lame mince d'un échantillon permet d'en déterminer la texture, et, par suite, les conditions de formation du gisement (figure 14.2).

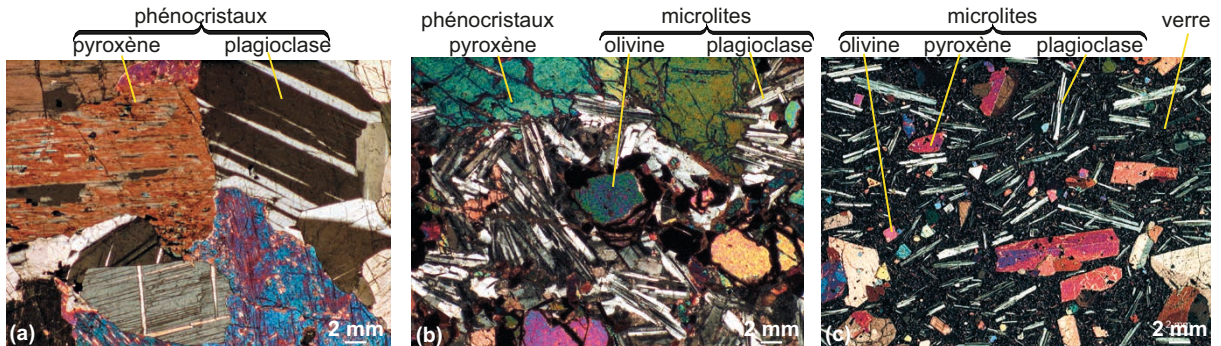


Figure 14.2 Textures grenue, microgrenue et microlitique.

(a) Texture grenue : gabbro ; (b) texture microgrenue : microgabbro ; (c) texture microlitique : basalte. Observations en lumière polarisée analysée (LPA).

Les roches plutoniques mises en place en profondeur présentent une texture **grenue** : les cristaux sont visibles à l'œil nu (phénocristaux) et sont jointifs.

Les roches filoniennes (dites parfois hypovolcaniques), de semi-profondeur, montrent une texture intermédiaire dite **microgrenue** : les cristaux sont toujours jointifs mais seulement visibles à la loupe ou au microscope.

Les roches volcaniques montrent généralement une texture **microlitique**, avec des microlites cristallisant lors de l'ascension du magma et accompagnés d'une proportion variable de verre, produit lors du refroidissement rapide en surface. Elles peuvent cependant renfermer des phénocristaux apparus lors d'une cristallisation précoce dans la chambre magmatique : la texture microlitique est dite **porphyrique**.

Un refroidissement brutal, au contact de l'eau par exemple (effet de trempe), peut engendrer une texture **vitreuse**.

1.3 Les marques de l'activité magmatique

Outre les roches mises en place, l'activité magmatique se traduit par un ensemble de traces indirectes affectant l'encaissant.

a) Les auréoles de métamorphisme et le métamorphisme de contact

L'intrusion d'un magma chaud au sein d'un encaissant froid induit une cuisson de ce dernier et provoque un métamorphisme essentiellement déterminé par la température. Ce **métamorphisme de contact** se développe sous forme d'une **auréole**, plus ou moins large (jusqu'à plusieurs centaines de mètres ou plusieurs kilomètres), autour de l'intrusion et au sein de laquelle les minéraux de l'encaissant sont modifiés.

b) L'activité hydrothermale et les manifestations associées

La présence d'un magma chaud dans une chambre magmatique modifie localement le régime thermique. La croûte, continentale ou océanique est alors le siège d'une circulation convective d'eaux infiltrées (eaux météoriques en milieu continental ou eau de mer en milieu océanique), ce qui alimente des systèmes hydrothermaux. En domaine continental, ceux-ci se manifestent par des émissions sous forme liquide (sources d'eaux chaudes, geysers) ou de vapeur (fumerolles), entraînant avec elles des éléments solubles variés. Ces émissions peuvent concentrer des éléments chimiques entrant difficilement dans les silicates (éléments incompatibles comme Pb, Ba...) et sont alors à l'origine de filons contenant des minéralisations diverses, exploitées comme ressources métalliques (sulfures de plomb, de zinc, sulfate de baryum...).

1.4 La chronologie de mise en place des gisements

a) Datation par chronologie relative

La datation relative des formations magmatiques se fonde sur les relations géométriques qu'elles présentent entre elles ou avec leurs encaissants.

Le critère de **superposition** peut ainsi être utilisé pour dater relativement des empilements de coulées volcaniques.

Le critère de **recoupement** permet la datation relative des filons, postérieurs à la roche la plus récente qu'ils recoupent.

Le critère d'**inclusion** peut être utilisé dans la datation relative d'intrusions successives, avec l'observation d'enclaves de l'une dans l'autre, les enclaves correspondant à la formation la plus ancienne.

La datation relative se fonde aussi sur l'observation pétrologique des terrains adjacents à l'intrusion, avec l'identification d'**auréoles de métamorphisme** de contact : l'intrusion est postérieure à la formation encaissante métamorphisée la plus récente. Elle est antérieure à la formation la

Voir chapitre 17, § 1

Voir chapitre 16, § 4

Voir ouvrage
de 1^{re} année,
chapitre 28

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 28, figure 28.5

plus ancienne qui repose sur elle en **discordance** sans être métamorphisée et/ou à toute formation détritique qui la contient en **galets** (principe d'inclusion). L'absence de ces formations non métamorphosées discordantes ou de ces sédiments détritiques interdit souvent l'encadrement dans le temps de la mise en place du pluton.

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 28

b) Datation par chronologie absolue

Les méthodes de la chronologie absolue ont été développées en 1^{re} année.

Les chronomètres les plus fréquemment utilisés se fondent sur :

- le **système K/Ar** basé sur la désintégration d'un isotope radioactif du potassium, le ^{40}K en ^{40}Ar (demi-vie : 1,248 Ga). Ce chronomètre, utilisé aujourd'hui avec des variations (méthode $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$) est utilisé pour des intervalles de temps compris entre 1 Ma et 4,5 Ga ;
- le **système U/Pb** : les analyses sont effectuées sur la roche totale ou sur des minéraux séparés comme les zircons (ZrSiO_4), minéraux accessoires fréquents dans les granites. Lors de leur formation, ceux-ci concentrent deux isotopes radioactifs ^{238}U et ^{235}U sans incorporer de plomb dans leur réseau cristallin : tout le plomb analysé est donc radiogénique et la mesure des rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ donne directement accès à l'âge et au tracé des courbes Concordia. Les couples U/Pb ont des périodes très grandes, ce qui autorise la mesure d'âges entre 10 Ma et 4,5 Ga.

Voir ouvrage de 1^{re} année, chapitre 28, zoom 2

Dans ces deux systèmes K/Ar et U/Pb, la quantité d'élément fils initiale est considérée comme négligeable par rapport à celle de l'élément fils radiogénique, ce qui définit les **systèmes « riches »** (sous-entendu radiogéniquement riches). Dans d'autres systèmes, dits pauvres, il faut appliquer d'autres méthodes prenant en compte l'élément fils initial (F_0) (exemple du système Rb/Sr).

2

La mise en place des roches volcaniques

2.1 Produits volcaniques et édifices volcaniques

a) Produits volcaniques

Les éruptions volcaniques s'accompagnent de l'émission de produits divers.

- Les **gaz volcaniques**, émis à la fois lors de l'éruption ou sous forme de fumerolles. Les gaz les plus fréquemment émis sont la vapeur d'eau, le dioxyde de carbone, le dioxyde de soufre ou le sulfure d'hydrogène. L'activité volcanique doit ainsi être prise en compte dans l'établissement des cycles des éléments (exemple du cycle du carbone).
- Les **coulées** : il s'agit d'émissions en surface de laves liquides, dont les températures sont comprises entre 600 °C et 1 200 °C. Les coulées sont plus ou moins fluides : les plus fluides sont les coulées basaltiques. L'écoulement rapide du magma au sein de la coulée et son ralentissement en surface peuvent générer des structures de type chordé (coulée de type **pahoehoe**). D'autres coulées basaltiques ont une surface plus accidentée et scoriacée (coulées de type **aa**), à l'image des coulées de la chaîne des Puys (appelées cheires).

La solidification rapide des laves en milieu aquatique engendre des formes particulières, les laves en coussins ou **pillow-lavas**. Le refroidissement des coulées en milieu aérien s'accompagne d'une rétraction thermique à l'origine de la prismation des coulées et de la formation d'**orgues** (exemple de la chaussée des Géants en Irlande).

- Les projections volcaniques ou **pyroclastes**, classées selon leur granulométrie avec les blocs et **bombes** (> 64 mm), les **lapilli** (64 mm - 2 mm) et les **cedres** (< 2 mm). Des lapilli bulleux et vésiculeux sont les **scories**, fragments de magmas refroidis lors du trajet en l'air et les **ponces**, très légères du fait de leur richesse en bulles de gaz.

ZOOM 1

Les dynamismes éruptifs

- Les **coulées pyroclastiques** : il s'agit de mélanges à haute température (quelques centaines de degrés) de pyroclastes et de gaz, susceptibles de dévaler à très grande vitesse (jusqu'à 400 à 500 km/h) les flancs des volcans. Il en existe plusieurs types qui reçoivent aussi le nom de **nuées ardentes**. Les accumulations de pyroclastes, souvent soudés à chaud, engendrent des dépôts appelés **ignimbrites**.
- Les **dômes** : ceux-ci résultent de l'émission de laves très visqueuses, sub-solides : ils peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres de hauteur (exemple du puy de Dôme) et prennent parfois la forme d'aiguilles (exemple de la montagne Pelée, en Martinique, éruption de 1902). Les produits volcaniques émis peuvent être remobilisés après une éruption, et générer des manifestations souvent dévastatrices, les **coulées** et **avalanches de débris**. Les coulées de débris ou **lahars** sont des torrents de boue et de débris volcaniques mis en mouvement par des précipitations abondantes ou la fonte de glaciers sur les flancs du volcan. Les **avalanches de débris** sont des glissements déclenchés sur les pentes du volcan, du fait de la circulation sous-jacente de fluides ou d'une instabilité de la pente.

Voir chapitre 21,
figure 21.6

b) Les édifices volcaniques

Les morphologies des volcans sont diverses et sont le résultat de leur histoire éruptive.

Certains édifices sont produits au cours d'un seul épisode éruptif ou d'épisodes de même type : ce sont des volcans **monogéniques**, dont la mise en place s'écoule sur des durées variables allant de quelques heures à plusieurs années : exemple des **cônes stromboliens** formés principalement par des accumulations de scories (figure 14.3) ou des **dômes** résultant de l'émission d'une masse de lave visqueuse. Ces deux types d'édifices s'observent dans la chaîne des Puys, dans le massif Central.

ZOOM 1

Les dynamismes
éruptifs

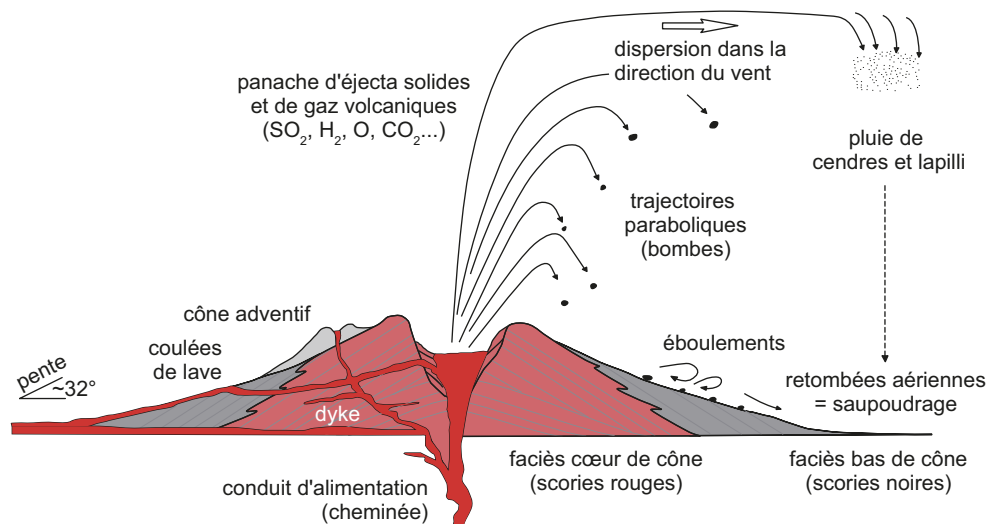


Figure 14.3 Les manifestations volcaniques d'un édifice strombolien.

(Y. Lagabriele, M. Renard, M. de Rafelis, E. Martin, *Éléments de Géologie*, Dunod 17^e éd., 2021.)

D'autres édifices, généralement plus vastes, portent les marques de dynamismes différents : la mise en place de ces volcans **polygéniques** s'étend sur des durées plus longues (centaines de milliers à millions d'années) et est le résultat de très nombreuses éruptions monogéniques : c'est notamment le cas des **stratovolcans**, à l'exemple des massifs du Cantal ou des monts Dore dans le massif Central, et dans lesquels se retrouvent coulées, dômes et cratères d'explosion.

Les **volcans-boucliers** sont des édifices de grande taille, dont les pentes douces sont constituées par les coulées fluides, parfois recouvertes de cônes stromboliens : exemple du Mauna Loa à Hawaï ou du Piton de la Fournaise à la Réunion.

Le sommet de certains édifices volcaniques est marqué par l'existence d'une dépression circulaire limitée par une faille : cette dépression est une **caldeira** (figure 14.1) et qui résulte de l'effondrement de la partie centrale du volcan à la suite d'une éruption majeure qui a provoqué la vidange de la chambre magmatique sous-jacente.

Les formations volcaniques peu consolidées (cendres, projections...) sont facilement érodées. Leur ablation dégage alors les parties les plus cohérentes qui sont mises en relief : exemple des filons très visibles dans la morphologie de certains volcans (Puy de Sancy) ou des **necks**, qui sont les témoins des conduits d'alimentation des cratères.

2.2 Les dynamismes éruptifs et leur déterminisme

a) Les différents types éruptifs

Les produits émis au niveau des volcans attestent de l'existence de différents types de dynamismes éruptifs. Ces dynamismes se rattachent en premier abord à deux types, le type **effusif** qui s'exprime principalement sous forme de coulées, avec des projections généralement réduites en volume et le type **explosif** marqué par des émissions abondantes de pyroclastes, attestant d'une fragmentation importante du magma.

La **classification** des types éruptifs peut être précisée en se fondant sur l'analyse des dépôts volcaniques d'une éruption donnée, avec la prise en compte de l'épaisseur, de la dispersion et de la taille des pyroclastes. Cette classification (Walker, 1973) permet ainsi de comparer des types éruptifs actuels ou passés, à la condition que l'érosion ait préservé les dépôts mis en place. Les noms des différents types sont ceux de volcans choisis en référence, du moins explosif, le type **hawaïen**, au plus explosif, le type **plinien** (explosion du Vésuve en 79, à l'origine de la destruction d'Herculanum et de Pompéi) et ultraplinien (explosion du Tambora en 1815, avec des dépôts retrouvés à plus de 1 300 km du volcan).

Une autre classification se fonde sur l'**indice d'explosivité volcanique**, VEI, (*Volcanic Explosivity Index*), fondé sur l'altitude atteinte par les pyroclastes et leur volume. Sur cette échelle de 1 à 8, un VEI supérieur à 4 signifie par exemple l'atteinte de la stratosphère. Cet indice reste cependant d'estimation difficile pour des éruptions passées.

b) Les facteurs déterminant les dynamismes éruptifs

Deux types de caractéristiques déterminent le dynamisme éruptif d'une éruption :

- caractéristiques liées aux magmas : nature et propriétés physico-chimiques (viscosité, teneur en gaz) ;
- caractéristiques liées à la zone d'émission : topographie, présence d'eau phréatique, de glace...

Un magma renferme toujours une certaine fraction de **gaz dissous**. L'ascension du magma, de plus faible densité que les roches encaissantes, détermine une diminution de pression qui initie l'**exsolution** des gaz dissous sous forme de petites bulles. Cette exsolution réduit encore la densité du magma et accélère la vitesse d'ascension et, par suite, la décompression. Celle-ci accroît la taille des bulles qui fragmentent alors le magma : celui-ci constituait initialement un milieu liquide continu contenant des gaz ; le dégazage le conduit vers un seuil de **fragmentation** où il se transforme en un milieu continu en gaz contenant des fragments de liquide.

La teneur en gaz libérés et leur devenir déterminent alors le dynamisme éruptif.

- Le dégazage peut se faire aisément, en système ouvert, avec libération progressive des gaz : le magma ascendant est peu fragmenté : les pyroclastes sont réduits et le magma liquide peut alimenter des coulées ou des dômes, selon la viscosité du magma, dans un dynamisme effusif.

ZOOM 1

Les dynamismes éruptifs

- Le dégazage se fait dans un système qui reste fermé : la fragmentation du magma s'accroît, ce qui conduit à des dynamismes d'autant plus explosifs que la teneur en gaz est élevée.

La viscosité des magmas est un caractère majeur influant sur le dégazage, celui-ci étant d'autant plus aisé que la viscosité est faible.

La viscosité d'un magma est déterminée par trois paramètres physico-chimiques :

- la **teneur en silice** : un magma est d'autant plus visqueux qu'il est riche en silice : la richesse en silice accroît la polymérisation entre tétraèdres (SiO_4^{4-}), ce qui réduit leur mobilité ;
- la **température** : à composition chimique constante, la viscosité diminue lorsque la température augmente ;
- la **crystallinité du liquide**, c'est-à-dire la proportion de cristaux dans le liquide, qui accroît la viscosité lorsqu'elle augmente.

La nature du dynamisme éruptif fait également intervenir des caractéristiques particulières de la zone d'émission :

- la topographie qui peut orienter les émissions (pentes, présence de vallées...);
- la présence d'eau, qui accroît la fragmentation magmatique et peut transformer le dynamisme effusif d'une lave pauvre en fluides en un dynamisme explosif, ce qui constitue l'**hydromagmatisme**.

Lors de son ascension, le magma peut rencontrer des nappes d'eau souterraines (dont la plus superficielle est la nappe phréatique) ce qui engendre des explosions et une libération importante de vapeur d'eau dans des éruptions dites **phréatomagmatiques**. Les rencontres entre eaux et magmas peuvent générer des cratères volcaniques d'explosion appelés **maars**. Dans les paysages, ceux-ci apparaissent souvent comme des dépressions circulaires, remplies par un lac et limitées par un anneau de dépôts pyroclastiques.

En domaine océanique, la mise en place en profondeur sous une colonne d'eau de 30 à 40 MPa de pression basale annihile toute explosivité et provoque un refroidissement brutal avec des débits en coussins (pillow-lavas).

c) La prévention des risques volcaniques

Les manifestations volcaniques, susceptibles de constituer des dangers pour les populations environnantes, sont de différents types et ont des impacts variables. Certaines correspondent directement aux émissions éruptives : émissions de **coulées** de lave, **retombées** de lapilli (exemple de la destruction de Pompéi par le Vésuve), **écoulements pyroclastiques** (exemple de la destruction de Saint-Pierre par la montagne Pelée, en 1902), émissions de **gaz** (exemple de la libération brutale de CO_2 par le lac Nyos au Cameroun en 1986). D'autres découlent de phénomènes secondaires : remaniements des dépôts sous forme de coulées boueuses, les **lahars** (exemple du Nevado del Ruiz, en Colombie en 1985), ou d'**avalanches de débris** ; **tsunamis** induits par les explosions ou les avalanches parvenant en mer (exemple du Krakatoa en Indonésie en 1883).

La prévention des risques se fonde :

- sur la connaissance des **éruptions passées** : il s'agit de dresser une cartographie des dépôts anciens en en déterminant l'importance (extension, épaisseur) et l'âge, ce qui permet de dresser une carte de l'aléa volcanique pour la région ;
- sur la mise en place de **réseaux de surveillance** qui enregistrent en continu de multiples paramètres dont l'activité sismique (abondance de petits séismes ou tremors marquant l'ascension des magmas), la déformation de l'édifice (gonflement sous l'effet de la montée des magmas), la composition chimique des fumerolles...

Voir chapitre 18

3 Minéralogie et chimie des roches mises en place

Une roche constitue un système chimique de composition déterminée qui a permis la cristallisation d'un certain nombre de minéraux, de compositions elles aussi déterminées.

L'identification et la classification des roches magmatiques peuvent ainsi reposer sur leurs caractères minéralogiques et sur leurs caractères géochimiques.

3.1 La composition minéralogique des roches magmatiques

Celle-ci peut être étudiée par la détermination du **mode** (ou composition modale) qui désigne la proportion volumique des principaux minéraux d'une roche. Cette proportion est évaluée en lame mince d'après la surface occupée par chaque type minéral.

La roche peut alors être classée dans la **classification modale** internationale de **Streckeisen**. Les minéraux cardinaux pris en compte sont les minéraux dits « blancs » avec 4 pôles : Q = quartz, A = feldspath alcalin (c'est-à-dire feldspath potassique de type orthose et sodique de type albite) ; P = plagioclase ; F = feldspathoïde, donnant une représentation en losange, sans prise en compte des autres minéraux. Le programme limite l'étude à la partie QAP.

Les roches contenant une grande diversité de minéraux, le total des proportions des trois minéraux QAP est inférieur à 100 : il faut alors ramener ces proportions sur une base de 100.

Le diagramme QAP est un triangle équilatéral ce qui fait que tout point en son sein est une combinaison des 3 pôles dont la somme est égale à 100 ($Q + A + P = 100$). En pratique, pour déterminer la composition en chaque pôle, il faut tracer la parallèle à la base opposée au pôle considéré et lire sur les côtés la proportion correspondante. Les 3 parallèles se coupent en un point.

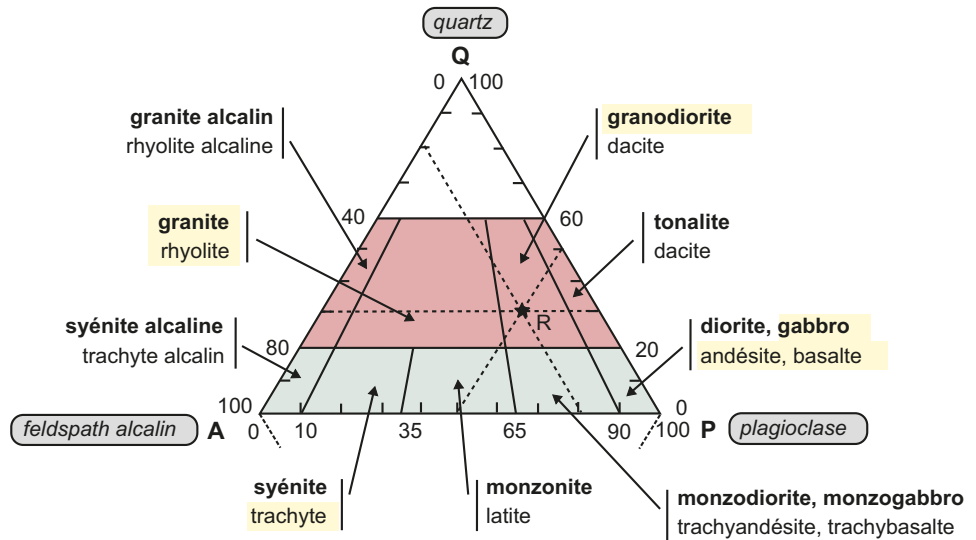


Figure 14.4 La classification modale des roches magmatiques : diagramme QAP de Streckeisen.

Ce diagramme étant transposable aux roches volcaniques, celles-ci sont notées en caractères normaux alors que les roches plutoniques sont en caractères gras. Les roches au programme sont signalées sur fond jaune. Les coordonnées de la roche R sont les suivantes : Q = 30 % ; A = 20 % ; P = 50 % ; il s'agit d'une granodiorite.

Pour les roches volcaniques, les proportions des minéraux visibles ne sont pas représentatives de la composition globale car la contribution chimique du verre est ainsi négligée. On reporte alors dans le diagramme QAP la **norme** (ou composition normative), qui est calculée en utilisant

Voir chapitre 15,
zoom 2 et ouvrage
de 1^{re} année,
chapitre 19

la composition chimique de la roche et en déterminant la composition modale qu'elle aurait si elle était complètement cristallisée.

Cette classification ignore les minéraux ferromagnésiens : elle ne convient pas pour les roches comme les péridotites qui contiennent plus de 90 % de ces minéraux et qui font l'objet d'une autre classification.

3.2 La composition chimique des roches magmatiques

Les magmas à l'origine des roches magmatiques sont des magmas **silicatés** ; les analyses sont pratiquées par spectrométrie sur des roches réduites en poudre et sont données en % de poids d'oxydes pour les **éléments dits majeurs** (tableau 14.1). Outre ceux-ci, les techniques d'analyses donnent aussi aujourd'hui accès à la détermination de la concentration de très nombreux autres éléments faiblement représentés et dits **éléments traces**.

La teneur en silice permet de distinguer trois catégories de roches magmatiques :

- les **roches acides** (granites, rhyolites...) lorsque $(\text{SiO}_2) > 63 \%$;
- les **roches intermédiaires** (granodiorites, diorites, dacites, andésites...) pour $52 \% < (\text{SiO}_2) < 63 \%$;
- les **roches basiques** (gabbros, basaltes...) lorsque $45 \% < (\text{SiO}_2) < 52 \%$.

Il existe également des roches **ultrabasiqes** avec $(\text{SiO}_2) < 45 \%$; ce sont les péridotites, mais qui ne sont pas à proprement parler des roches magmatiques : ce sont des roches mantelliques, roches-mères de magmas basiques.

D'autres oxydes accompagnent ces évolutions de la teneur en silice avec notamment, des roches basiques aux roches acides :

- une diminution des proportions des éléments ferromagnésiens (analysés sous forme de FeO, Fe₂O₃, MgO) et calcium (analysé sous forme de CaO) ;
- une augmentation des proportions des éléments alcalins (analysés sous forme de Na₂O et de K₂O).

Tableau 14.1 Quelques analyses d'éléments majeurs représentatives des roches.

| Éléments | Péridotite (Iherzolite) | Basalte Gabbro | Andésite Diorite | Trachyte Syénite | Rhyolite Granite |
|--------------------------------|----------------------------|-------------------|---------------------|---------------------|---------------------|
| SiO ₂ | 45,4 | 47,3 | 58,7 | 62,3 | 73,9 |
| TiO ₂ | 0,4 | 2,3 | 0,8 | 0,7 | 0,2 |
| Al ₂ O ₃ | 4,4 | 15,9 | 17,4 | 17,3 | 13,7 |
| Fe ₂ O ₃ | 5,1 | 3,2 | 3,2 | 3 | 1,8 |
| FeO | 7,4 | 8,9 | 3,5 | 2,3 | |
| MgO | 30,3 | 6,6 | 3,3 | 0,9 | 0,3 |
| CaO | 5,7 | 9,9 | 6,3 | 2,4 | 0,7 |
| Na ₂ O | 0,6 | 3,7 | 3,8 | 5,6 | 3,5 |
| K ₂ O | 0,3 | 1,7 | 2 | 5,1 | 5,1 |
| P ₂ O ₅ | 0,1 | 0,6 | 0,2 | 0,2 | 0,1 |

(valeurs en pourcentages massiques d'oxydes)

L'identification d'une roche et la détermination de son nom peuvent s'appuyer sur les caractères géochimiques. Un diagramme très utilisé est le **diagramme TAS** (ou *Total Alkalies versus Silica*) (figure 14.5). Celui-ci définit les domaines des différentes roches et permet le tracé d'évolutions magmatiques observées entre certaines d'entre elles.

Voir chapitre 15,
les séries
magmatiques

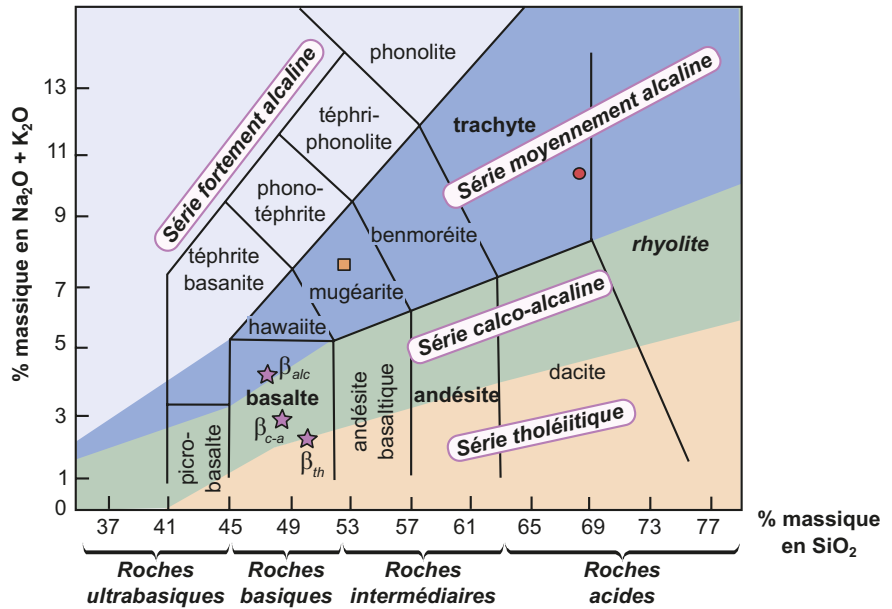


Figure 14.5 Diagramme TAS.

Les noms des roches au programme sont en gras. Les étoiles se rapportent aux 3 types de basaltes présentés dans le chapitre 15 (β_{th} : basalte tholéiitique ; β_{ca} : basalte calco-alcalin ; β_{alc} : basalte alcalin). Carré et cercle correspondent à 2 laves de la chaîne des Puys, du puy Pariou et du puy de Dôme (dômite) respectivement.

Voir TP 10

3.3 Relations entre compositions minéralogique et chimique d'une roche magmatique

Les minéraux des roches magmatiques sont pour l'essentiel des minéraux **silicatés** (auxquels s'ajoutent également des minéraux accessoires comme des **oxydes**). Chacun se définit notamment par sa composition chimique, résumée par une formule simple, qui est celle du motif chimique qui se répète dans le cristal. On parle de **formule structurale**.

Les éléments chimiques du magma, donnés par l'analyse globale des roches, se distribuent ainsi dans les minéraux en fonction de la composition de ceux-ci.

La présence ou non d'un minéral donné et son abondance, c'est-à-dire la composition minéralogique, donnent ainsi directement des informations sur la composition chimique de la roche.

Le **tableau 14.2** présente la formule structurale et la teneur en silice (% massique) des principaux minéraux des roches magmatiques et leur distribution au sein de celles-ci.

Les minéraux dits « **blancs** » (non ferromagnésiens), les plus riches en silice (quartz, feldspath alcalin, plagioclase sodique), se rencontrent dans les roches acides, et les plus pauvres (plagioclases calciques) dans les roches basiques. Par exemple, la teneur massique en silice des roches à feldspaths seuls, dites saturées en silice, ne dépasse pas 55 à 60 % alors que celle des roches possédant du quartz, dites sursaturées en silice (il reste de la silice libre après combinaison avec les autres éléments chimiques comme l'alumine, les ferromagnésiens et les alcalins), dépasse cette limite.

L'abondance des minéraux silicatés dits « **sombres** » ou ferromagnésiens décroît des roches basiques aux roches acides en lien avec les teneurs décroissantes en Fe et Mg.

Enfin la proportion des feldspaths et des micas, principaux minéraux à séquestrer les alcalins (Na et K), traduit la teneur des roches en ces éléments.

ZOOM 2
Composition minéralogique et classification modale des roches

Tableau 14.2 Formules structurales des principaux minéraux des roches magmatiques, teneur en silice (% massique) pour la formule donnée et répartitions les plus fréquentes.

| | Minéral | Formule structurale | Teneur en silice (%) | Répartition | | |
|------------------|-------------------|---|----------------------|---------------|----------------|-----------------|
| | | | | roches acides | roches interm. | roches basiques |
| minéraux blancs | quartz | SiO_2 | 100 | ■ | ■■■■■■■ | |
| | feldspath alcalin | $KAlSi_3O_8$ | 65 | ■ | ■■■■■ | |
| | plagioclase Na | $NaAlSi_3O_8$ | 69 | ■ | ■■■■■ | |
| | plagioclase Ca | $CaAl_2Si_2O_8$ | 43 | ■ | ■■■■■ | ■ |
| minéraux sombres | biotite | $K(Fe,Mg)_3Si_3AlO_{10}(OH)_2$ | 39 | ■ | ■■■■■ | |
| | muscovite | $KAl_2Si_3AlO_{10}(OH)_2$ | 45 | ■ | ■■■■■ | |
| | amphibole | $Ca(Fe,Mg)_2Al_{0,5}Si_{3,5}O_{11}(OH)$ | 47 | ■■■■■ | ■■■■■ | |
| | pyroxène | $Ca,(Mg,Fe)Si_2O_6$ | 50 | | ■■■■■ | ■ |
| | olivine | $(Mg,Fe)_2SiO_4$ | 30-43 | | ■■■ | ■ |
| | oxydes Fe-Ti | Fe_3O_4 ou TiO_2 | 0 | ■ | ■ | ■ |

Les minéraux contenant OH sont dits hydroxylés.

Un magma peut être plus ou moins hydraté : ce degré d'hydratation se traduit par la proportion de **minéraux hydroxylés** (biotite, muscovite, amphibole) dans la roche magmatique correspondante.

4

Le fonctionnement des systèmes magmatiques

4.1 Les associations entre roches magmatiques

Dans une région donnée, il est parfois possible d'observer un ensemble de différentes roches magmatiques, géographiquement proches les unes des autres et d'âges très voisins.

Par exemple, le volcanisme de la chaîne des Puys montre des types pétrographiques variés, allant de basaltes à des trachytes (analyses reportées dans la [figure 14.5](#) et [TP 10](#)) mis en place dans une zone de faible étendue (60 km de long sur 10 km de large) et un intervalle de temps de faible durée (entre -100 000 et -30 000 ans pour l'essentiel).

Dans une région donnée, les roches magmatiques peuvent ainsi s'organiser en associations spatiales et temporelles qui peuvent être étudiées dans leurs gisements et leurs caractères pétrographiques. Cette étude des associations conduit à la définition des **séries magmatiques** étudiées dans le chapitre 15 et reportées sur les figures 14.5 et 15.12.

Les observations réalisées et la mise en relation des roches associées fournissent alors de précieuses informations pour comprendre le fonctionnement du système magmatique ayant présidé à leur mise en place et à leur évolution, et notamment permettent de formuler des hypothèses sur les phénomènes se déroulant au sein des chambres magmatiques.

4.2 Le fonctionnement d'une chambre magmatique

La reconstitution du fonctionnement d'une **chambre magmatique** est une question toujours difficile qui se fonde sur la complémentarité d'approches variées, géophysiques, cartographiques, pétrologiques.

De telles approches ont permis par exemple d'argumenter un modèle de fonctionnement de chambre magmatique au niveau des dorsales rapides : des hypothèses sur la localisation de la

Voir chapitre 15,
figure 15.12

chambre, sa profondeur et ses limites peuvent être formulées à partir d'études de sismique-réflexion alors que la compréhension des processus pétrologiques provient essentiellement de l'étude des **complexes ophiolitiques**.

Les **dorsales rapides** sont le siège d'une activité magmatique importante, donnant des chambres magmatiques développées où se mettent en place les gabbros et qui alimentent à leur sommet le complexe filonien à l'origine des émissions basaltiques souvent sous forme de coulées. Le lent refroidissement dans la chambre permet la cristallisation et la constitution d'une bouillie cristalline à l'origine des gabbros. Les phénomènes magmatiques et les déformations tectoniques liées à l'extension affectent cette bouillie chaude et sont à l'origine des litages qui caractérisent les gabbros de base de croûte. À la partie supérieure de la chambre, se concentre une poche de magma sommitale sous forme de sill alimentant les émissions de surface (figure 14.6).

ZOOM 3

Le fonctionnement d'une chambre magmatique

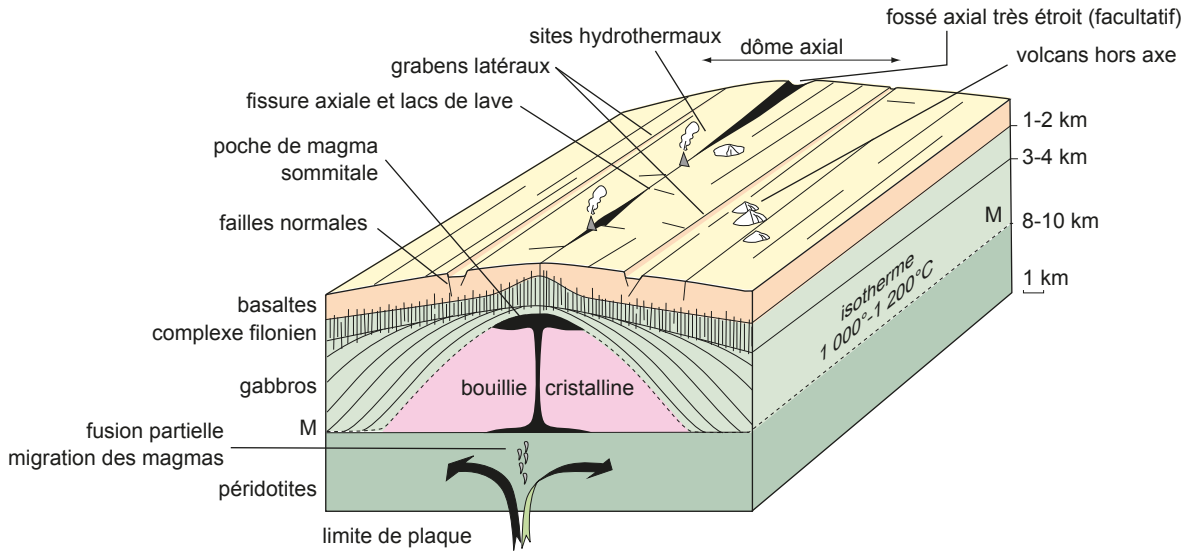


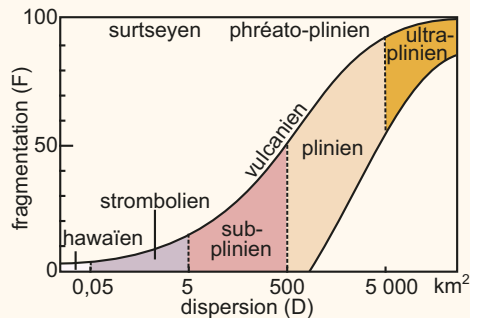
Figure 14.6 Coupe transversale schématisant le fonctionnement d'une dorsale rapide. (Y. Lagabrielle, M. Renard, M. de Rafelis, E. Martin, *Éléments de Géologie*, Dunod 17^e éd., 2021.)

ZOOM 1

Les dynamismes éruptifs

Classification de Walker (1973)

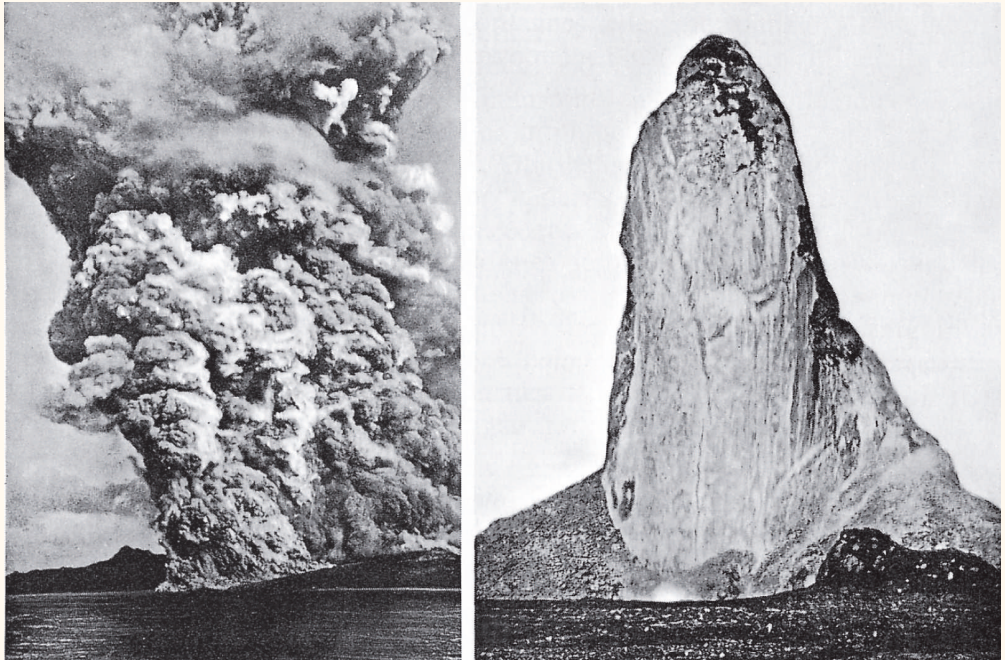
On estime dans un premier temps l'épaisseur maximale T des dépôts d'une éruption au niveau du cratère. L'épaisseur des pyroclastes émis lors de l'éruption est mesurée en s'éloignant du cratère. On considère alors l'épaisseur T/100 dont on trace l'isopaque : la dispersion D correspond à la surface contenue à l'intérieur de cette courbe. La fragmentation est estimée après échantillonnage des dépôts pyroclastiques à une distance T/10. Les échantillons sont tamisés et la fragmentation F traduit le % de fragments de taille inférieure à 1 mm. Plus cet index est grand, plus le magma a été fragmenté, ce qui traduit un caractère plus explosif de l'éruption.



Les différents types éruptifs

| type éruptif - exemple | morphologie de l'édifice et produits émis | dynamisme |
|--|--|-------------------------------|
| hawaïen Mauna Loa Kilauea | cônes surbaissés ; dômes de laves (laves visqueuses) ; coulées, fontaines de laves, peu de pyroclastes | effusif |
| strombolien Stromboli (îles Éoliennes) | cônes de scories projections de type lapilli et bombes | faiblement explosif |
| vulcanien Vulcano (îles Éoliennes) | cônes de projections diverses (cendres) lave visqueuse panaches de cendres | modérément explosif |
| plinien Vésuve | édifice hétérogène magma très visqueux, riche en gaz ; cendres ; coulées pyroclastiques | très explosif |
| surtseyen (Islande) phréatoplinien | pyroclastes de petite taille et en grande quantité | hygromagmatisme très explosif |

Exemples de dynamismes



Nuée ardente arrivant sur la mer et aiguille de la montagne Pelée lors de l'éruption de 1902.

Cette aiguille commence son ascension à partir d'octobre 1902 avec des vitesses atteignant parfois 15 mètres par jour. Elle atteint 349 mètres 7 mois plus tard. Elle s'effondre complètement en septembre 1903 après l'émission de 58 nuées ardentes en 10 mois (photos : Antoine Lacroix).



Cratère de l'Avachinski (péninsule du Kamtchatka), en sombre : dôme de lave mis en place en 1991



Cratère du Tolbachik montrant des alternances de coulées et de projections (péninsule du Kamtchatka)



Coulées fluides cordées du Tolbachik (péninsule du Kamtchatka)



Basaltes en pillow-lavas massif du Chenaillet (Alpes)

(photos : J.-F. Beaux)

ZOOM 2

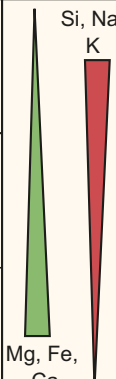
Composition minéralogique et classification modale des roches

Les classifications sont généralement fondées sur la composition minéralogique exprimée en pourcentage volumique des différents minéraux, ce que l'on appelle son **mode**, et déterminée à partir de l'observation microscopique. De telles classifications sont dites **modales**. En toute rigueur, elles ne peuvent être appliquées qu'aux roches entièrement cristallisées. Ces classifications sont cependant étendues aux roches volcaniques, soit en considérant la nature des cristaux dispersés dans le verre, soit en procédant à une cristallisation totale théorique ou **norme**. Celle-ci est calculée à partir de la composition chimique de la roche, en distribuant les oxydes analysés dans des minéraux conventionnellement fixés et dans leurs proportions stœchiométriques requises par les minéraux.

Différentes classifications modales

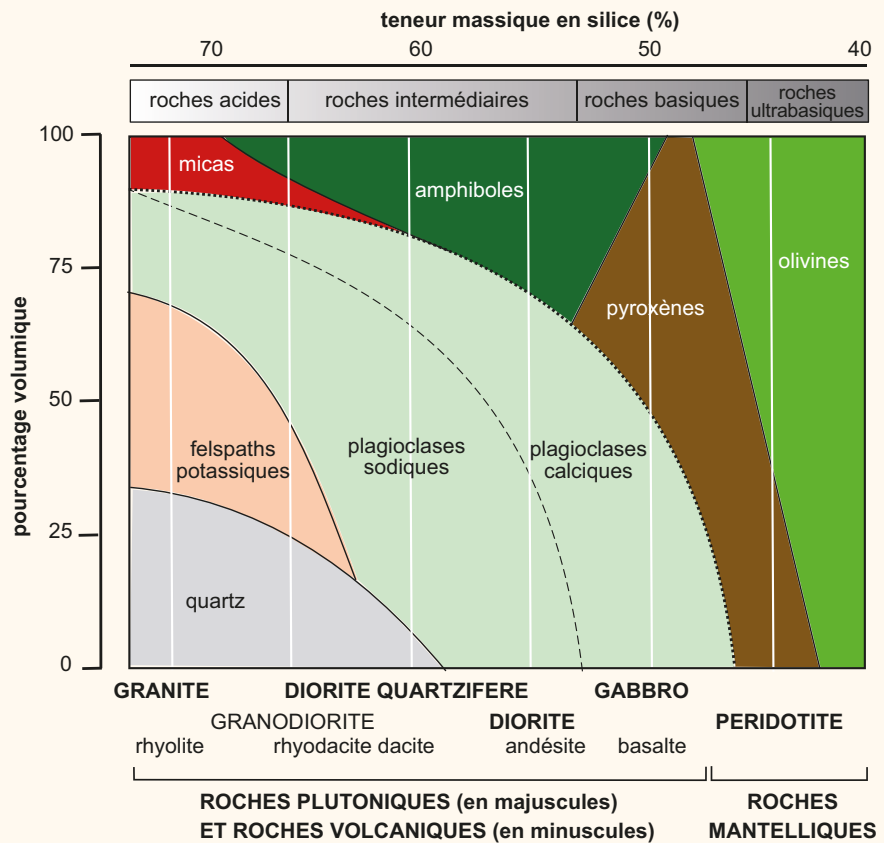
Il existe différentes **classifications modales** qui reposent sur les proportions relatives ou absolues des minéraux blancs, dits cardinaux : quartz, feldspaths alcalins (feldspaths potassiques et albite pure), plagioclases, feldspathoïdes (ces derniers ne sont pas pris en compte dans cet ouvrage). La plus utilisée est la **classification de Streckeisen** qui permet de classer les différentes roches dans un diagramme triangulaire (voir [figure 14.4](#)).

La figure ci-dessous présente quelques **critères** permettant une classification opérationnelle des roches : elle sera souvent utilisée pour identifier une roche.

| ROCHES MAGMATIQUES | | | quartz | ← sans quartz → | |
|--|--|---|--|--|---|
| | | | ← feldspaths → | | |
| indice de coloration | nature des feldspaths | variations chimiques | feldspathoïdes | | |
| minéraux sombres < minéraux blancs (0 - 35 %) | feldspaths alcalins dominants |  | GRANITE rhyolite | (SYENITE) trachyte | roches sous-saturées en silice (non envisagées ici) |
| minéraux sombres = minéraux blancs (35 - 65 %) | plagioclases sodiques An < 50 plagioclases dominants | | GRANO-DIORITE dacite andésite quartzique | DIORITE (MONZONITE) andésite | |
| minéraux sombres > minéraux blancs (65- 95 %) | dominants An > 50 plagioclases calciques | | | GABBRO basalte | |

Critères de classification des roches magmatiques.

La figure ci-dessous se fonde sur la composition minéralogique totale des roches en considérant les minéraux clairs et sombres.



Compositions minéralogiques des roches et classification.

Roches saturées et sous-saturées en silice

Au cours de la cristallisation d'un magma, la silice donnée dans l'analyse sous forme SiO_2 se combine avec les autres éléments chimiques (fer, magnésium... dosés sous forme d'oxydes) pour former des minéraux silicatés. Une partie du calcium, le potassium et le sodium participent à la constitution des feldspaths.

Si la quantité de SiO_2 excède ce qui se combine avec les autres éléments, une partie de la silice cristallise de manière libre, sous forme de quartz. Par contre, si le magma est très déficitaire en silice, une partie des alcalins (sodium et potassium) participe à la formation des feldspaths et une autre partie engendre d'autres silicates, les feldspathoïdes, qui associent moins de silice à une quantité donnée d'alcalins. La présence de feldspathoïdes caractérise les roches sous-saturées en silice (voir ci-dessus figure Critères de classification des roches magmatiques). Les feldspathoïdes ne peuvent donc coexister avec le quartz. Une roche sans feldspathoïdes est ainsi une roche saturée en silice. Lorsque le quartz est en quantité appréciable, les roches sont dites **sursaturées** en silice. Elles définissent le vaste ensemble des **granitoïdes**.

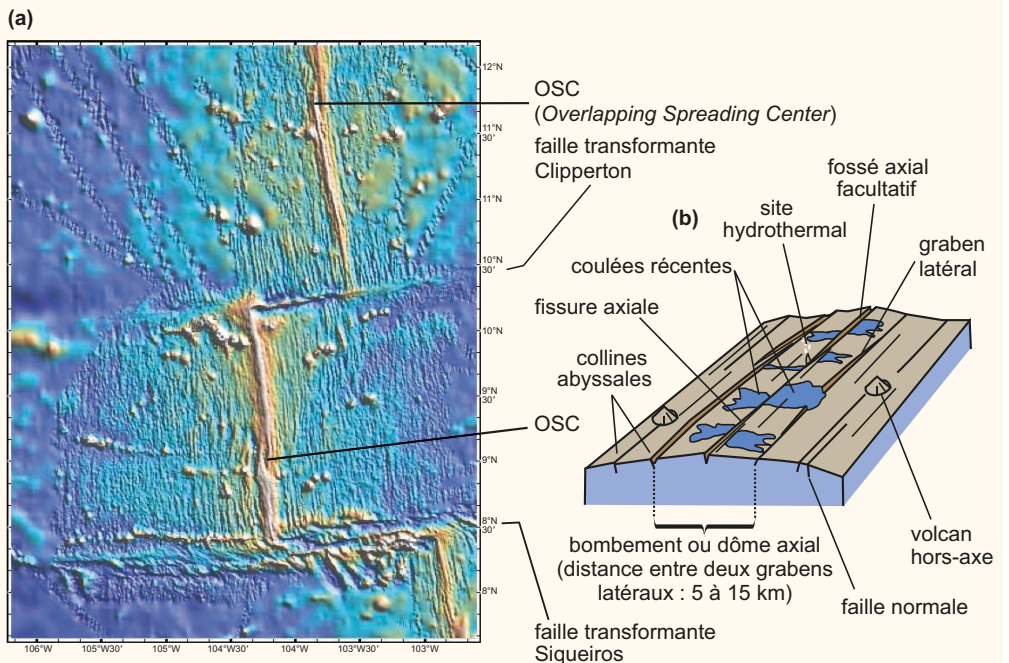
ZOOM 3

Le fonctionnement d'une chambre magmatique

Les dorsales rapides, comme la dorsale est-Pacifique, sont le siège d'une activité magmatique importante à l'origine d'une croûte océanique épaisse de quelques kilomètres.

Données cartographiques

La bathymétrie fait apparaître un bombement axial, siège de la mise en place de magmas sous forme de coulées. Cette zone volcanique axiale est bordée de part et d'autre par une zone tectonique active où s'observent de nombreux grabens latéraux.

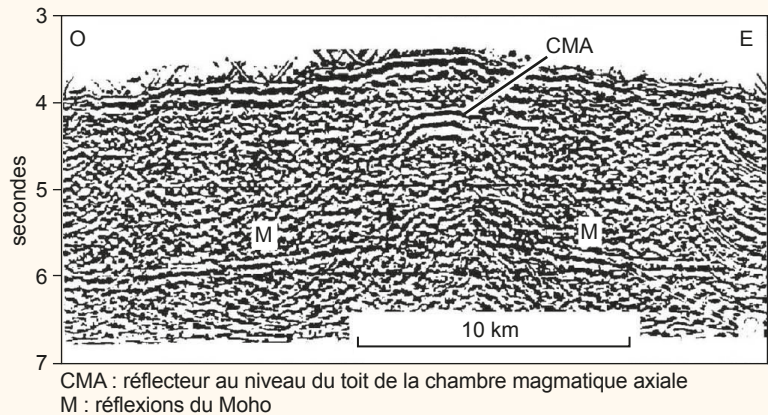


(a) Bathymétrie de la dorsale est-Pacifique entre 8 et 12 °N. **(b)** Schématisation des observations recueillies au niveau de la zone axiale d'une dorsale rapide.

Les OSC sont des *Overlapping Spreading Centers*, au niveau desquels deux segments de dorsales montrent un léger décalage latéral, les deux zones décalées se recouvrant sur une courte distance.

Données sismiques

Des profils de sismique-réflexion transversaux ou longitudinaux à l'axe de la dorsale est-Pacifique permettent d'identifier des réflecteurs interprétés comme le toit des chambres magmatiques ou la zone de transition entre la croûte mise en place et le manteau. Ces données montrent que la chambre magmatique se trouve à des profondeurs comprises entre 1,5 et 2,5 km, avec une largeur variable comprise entre 1 et 4-5 km.



Profil de sismique-réflexion transversal à l'axe de la dorsale est-Pacifique (vers 9°30 N).

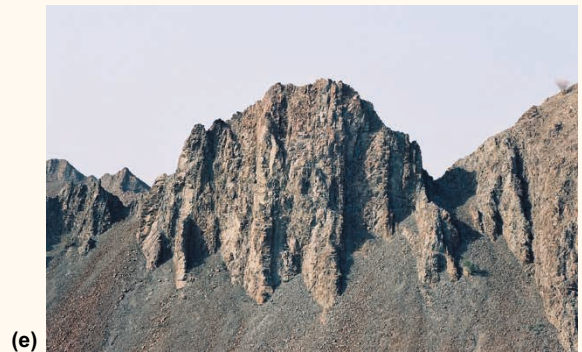
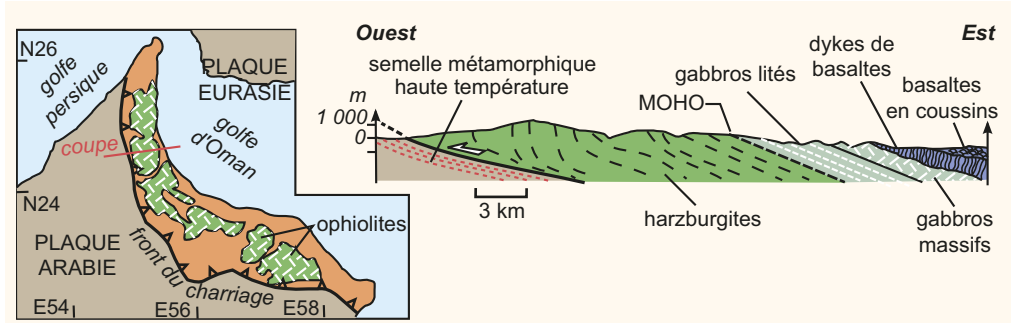
(D'après VERA E.E. et al. 1990 « The structure of 0-0,2 My old oceanic crust at 9°N in the East-Pacific Rise from expanded spread profiles », *J. Geophys. Res.*, 95, 15529 -15556).

On note l'interruption du réflecteur Moho à la verticale du bombement, interprétée comme la base et la zone d'alimentation de la chambre.

Données pétrologiques

Les données pétrologiques peuvent provenir de **forages océaniques** donnant accès à différents niveaux de la croûte océanique, celle-ci étant produite à l'axe des dorsales. L'un des forages les plus profonds est le forage 504B situé près des Galapagos (est-Pacifique équatorial), et qui a atteint 1 800 mètres de profondeur à travers des basaltes sans atteindre toutefois des gabbros en place. Des gabbros situés sous le complexe filonien ont été atteints pour la première fois par le forage 1256D, effectué dans la plaque Cocos, dans un fond âgé de 15 millions d'années. Mais de nombreuses données proviennent de l'observation de **complexes ophiolitiques**, portions de lithosphère océanique reposant sur une marge continentale et mise en place par chevauchement lors de processus tectoniques.

Le complexe ophiolitique d'Oman apparaît comme représentatif d'une lithosphère initialement produite par une dorsale rapide. Celui-ci, le plus important du monde, forme une nappe chevauchant sur plus de 100 km la marge arabe et dont l'épaisseur reconstituée est de l'ordre de 15 à 20 km se répartissant en 8 à 12 km de péridotites mantelliques et 4 à 7 km de roches crustales (gabbros et basaltes). Il s'est mis en place au Crétacé, par obduction d'une portion de lithosphère en relation avec le raccourcissement d'un domaine océanique séparant l'Arabie de la bordure sud de l'Eurasie.



(a) : paysage au sein des formations péridotitiques (formations sombres) ; (b) : zone de transition : le personnage le plus haut est au niveau du Moho, avec les gabbros au-dessus et les péridotites en dessous, montrant de nombreux filons gabbroïques plus clairs ; (c) : gabbros lités ; (d) : gabbro isotrope en lame mince montrant principalement des pyroxènes et des plagioclases ; (e) : complexe filonien ; (f) : basaltes en pillow-lavas avec deux dykes d'alimentation (photos (a), (b), (c), (d), (f) : J.-F. Beaux ; (e) : G. Ceuleener).

Ce complexe conduit à la reconstitution d'une coupe verticale de plus de 10 km, ce qui est accord avec l'épaisseur généralement reconnue de la croûte océanique mise en place par une dorsale rapide. Il associe des termes ultrabasiques, péridotites mantelliques (photo (a)), surmontés de produits magmatiques basiques de type gabbros (photo (b)) : la limite entre ces deux ensembles correspond au Moho pétrologique. Les gabbros sont d'abord lités puis isotropes (photos (c) et (d)). Au-dessus de ces derniers, se situe le complexe filonien (photo (e)) fait de dykes injectés les uns dans les autres. Ces filons se retrouvent au sein des basaltes en coussins (pillow-lavas) dont ils ont alimenté la mise en place (photo (f)). L'observation des différents niveaux des complexes ophiolitiques fonde les modèles de fonctionnement des chambres magmatiques.

Les magmas produits par décompression adiabatique et fusion partielle du manteau imprègnent une zone de transition, marquée par l'existence de nombreux filonnets de liquides recoupant les péridotites. Les liquides drainés alimentent une chambre dans laquelle le lent refroidissement permet la cristallisation et la constitution d'une bouillie cristalline qui engendre les gabbros. Les phénomènes magmatiques et les déformations tectoniques liées à l'extension affectent cette bouillie chaude et sont à l'origine des litages qui caractérisent les gabbros de base de croûte (photo (d)). À la partie supérieure de la chambre, se concentre un corps liquide sous forme de sill et qui alimente les émissions de surface.

Réviser

Les magmas sont des liquides silicatés de haute température (entre 700 et 1 200 °C pour la majorité d'entre eux) qui prennent naissance en profondeur et remontent ensuite vers la surface. Un refroidissement en profondeur conduit à une cristallisation totale sous forme de roches **plutoniques** identifiables à leur texture **grenue**. À l'inverse, leur arrivée à la surface donne naissance à divers types d'appareils **volcaniques** constitués de laves dont la texture **microlitique** traduit un refroidissement rapide et une cristallisation partielle.

La **chronologie** de mise en place des roches magmatiques peut être établie de manière **relative** en se fondant sur des critères géométriques (superposition, recoupement, inclusion...) et de manière **absolue** par radiochronologie.

Les appareils volcaniques résultent de **dynamismes éruptifs** variés dont les manifestations sont en lien avec la viscosité et la teneur en gaz des magmas et avec les caractéristiques des zones d'émission. La **viscosité** dépend de plusieurs facteurs que sont la température, la teneur en silice, le contenu en gaz dissous et la proportion de fraction solide. Cela permet de distinguer deux grands types de dynamisme, le dynamisme **effusif** au dégazage aisé et à l'origine des coulées et le dynamisme **explosif**, siège d'un dégazage violent projetant en abondance des pyroclastes et qui peut constituer un risque dangereux pour les populations locales.

La **classification** des roches magmatiques repose sur leur composition **modale**, à l'exemple de la classification de Streckeisen. Les minéraux observés sont le reflet de la composition chimique des magmas.

L'étude des roches magmatiques permet d'identifier des associations spatiales et temporelles qui définissent des **séries magmatiques** et d'accéder à la compréhension du fonctionnement des **chambres magmatiques**.

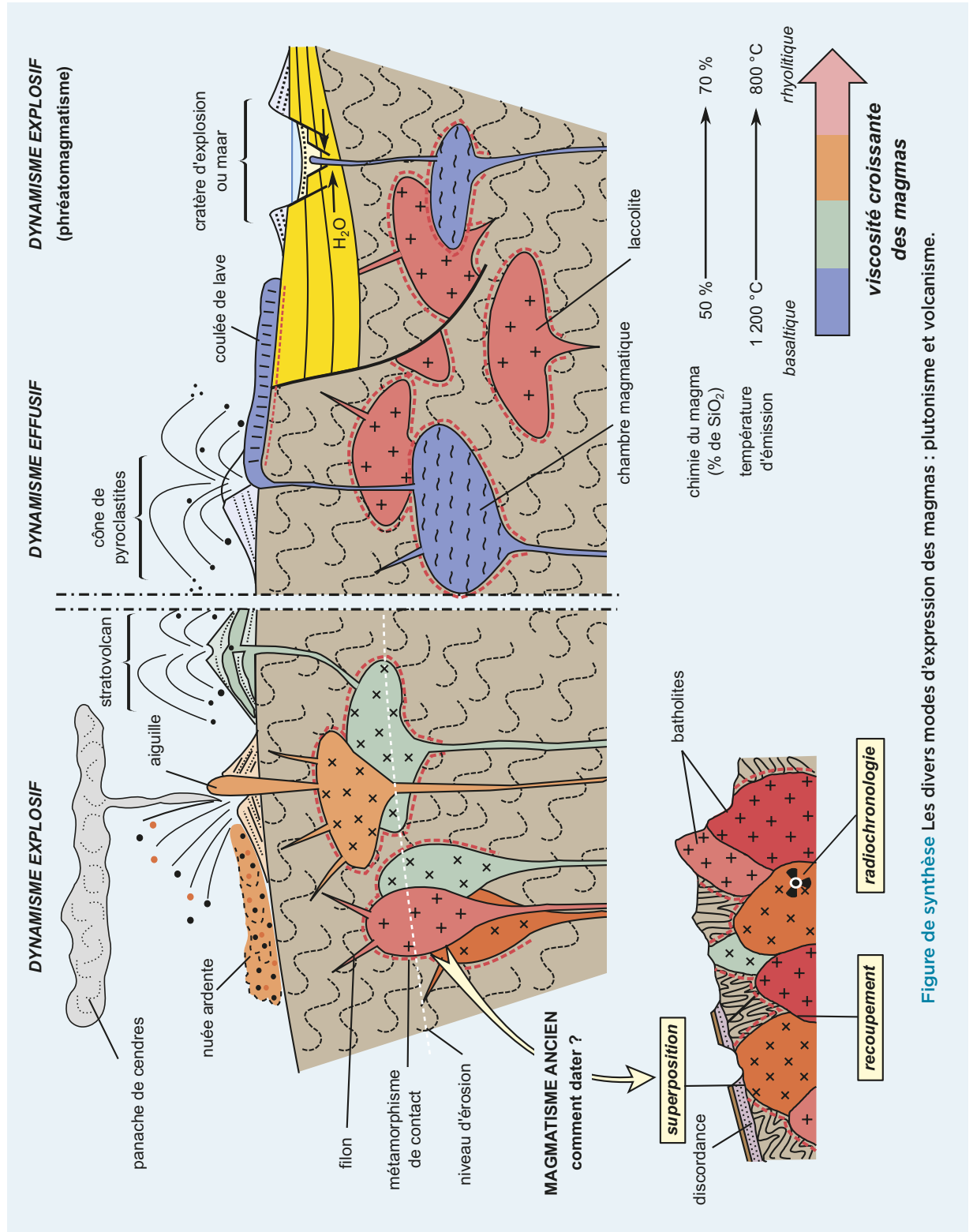


Figure de synthèse Les divers modes d'expression des magmas : plutonisme et volcanisme.