Jean-François Beaux
Bernard Platevoet
Jean-François Fogelgesang



Atlas de Pétrologie

2e édition

- Les minéraux et roches en 86 fiches
- Des fiches méthodes
- Plus de 480 photos et schémas en couleur

Licence
Master
CAPES, Agrégation

DUNOD

Jean-François Beaux
Bernard Platevoet
Jean-François Fogelgesang

Atlas de Pétrologie

2e édition

DUNOD

Remerciements

Dans la réalisation de cet ouvrage, les auteurs ont bénéficié du concours d'un certain nombre de collègues. Ils sont tout particulièrement reconnaissants à Christian ROBERT, Philippe AGARD et Benjamin BRIGAUD pour le prêt d'un certain nombre de lames minces et la réalisation de microphotographies. Ils tiennent également à remercier pour leur aide ou leur contribution à l'iconographie Jérôme ALEON, Jacques-Marie BARDINTZEFF, Louis CARION, Peter HOPPE, Luc LABENNE, Éric MARCOUX, Alain MEUNIER, Beate ORBERGER, Maurice PAGEL, Giuseppe SIANI, Georges REVERDY, Michael RYGELL, Jacques VECOVEN, Kevin WALSH et Thomas WITZKE. Ils expriment également leur gratitude à Évelyne CRINON pour ses recherches documentaires, à Rémy PICHON pour son aide dans l'imagerie électronique au MEB, à Serge MISKA pour la réalisation des diffractogrammes, ainsi qu'à Valérie GODARD et Éric DELAIRIS pour la confection de lames minces. Enfin les auteurs ont fait usage de quelques documents provenant des organismes suivants : Université Libre de Bruxelles, École Française des Bétons, Max Planck Institut for chemistry, NASA et Compagnie KHD Humboldt Wedag.

Sauf indication contraire, toutes les photos, illustrations et figures sont la propriété des auteurs.

Les données des tableaux des pages 76 à 95 sont des analyses adaptées de J. Lameyre, *Roches et minéraux*, Doin éditions, 1975, M. G. Best et E. H. Christiansen, *Igneous Petrology*, Blackwell Science, 2001, B. Bonin, *Magmatisme et roches magmatiques* 2e édition, éditions Dunod, 2004 et V. Le Roux et al., *Earth Planet. Sci Lett.*, 2007

Le pictogramme qui figure ci-contre mérite une explication. Son objet est d'alerter le lecteur sur la menace que représente pour l'avenir de l'écrit, particulièrement dans le domaine de l'édition technique et universitaire, le développement massif du photocopillage.
Le Code de la propriété intellectuelle du 1er juillet 1992 interdit en effet expressément la photocopie à usage collectif sans autorisation des ayants droit. Or, cette pratique s'est généralisée dans les établissements d'enseignement supérieur, provoquant une baisse brutale des achats de livres et de revues, au point que la possibilité même pour les auteurs de créer des œuvres nouvelles et de les faire éditer correctement est aujourd'hui menacée.
Nous rappelons donc que toute reproduction, partielle ou totale, de la présente publication est interdite sans autorisation de l'auteur, de son éditeur ou du Centre français d'exploitation du droit de copie (CFC, 20, rue des Grands-Augustins, 75006 Paris).



© Dunod, 2012, 2016
11 rue Paul Bert, 92240 Malakoff
www.dunod.com
ISBN 978-2-10-074738-2

Le Code de la propriété intellectuelle n'autorisant, aux termes de l'article L. 122-5, 2° et 3° a), d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause est illicite » (art. L. 122-4).
Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles L. 335-2 et suivants du Code de la propriété intellectuelle.

Table des matières

Avant-propos 5

Méthodes d'étude des minéraux et des roches

Fiche 1 Analyse d'une roche à l'échelle macroscopique 7
Fiche 2 Confection d'une lame mince de roche 9
Fiche 3 Observation au microscope polarisant (1) 11
Fiche 4 Observation au microscope polarisant (2) 13
Fiche 5 Forme et couleur des minéraux en LPNA 15
Fiche 6 Relief, clivages et inclusions en LPNA 17
Fiche 7 Teintes de biréfringence, extinctions et macles en LPA 19
Fiche 8 MEB et microsonde électronique : principe et applications 21
Fiche 9 Analyse des minéraux à la microsonde électronique 23
Fiche 10 Les minéraux et la détermination des formules structurales 25
Fiche 11 Introduction à la cristallographie géométrique 27
Fiche 12 Analyse des minéraux par diffraction de rayons X (DRX) 29

Minéraux

Fiche 13 Le quartz 31
Fiche 14 Les feldspaths alcalins (ou sodipotassiques) 33
Fiche 15 Les feldspaths calcosodiques ou plagioclases 35
Fiche 16 Les feldspathoïdes 37
Fiche 17 Les micas : biotite et muscovite 39
Fiche 18 Les amphiboles (1) : caractères généraux et diversité 41
Fiche 19 Les amphiboles (2) : actinotes et amphiboles sodiques 43
Fiche 20 Les pyroxènes (1) : orthopyroxènes et clinopyroxènes 45
Fiche 21 Les pyroxènes (2) : les clinopyroxènes 47
Fiche 22 Les olivines 49
Fiche 23 Les mineraux accessoires 51
Fiche 24 Les silicates d'alumine (1) : andalousite – sillimanite – disthène 53
Fiche 25 Les silicates d'alumine (2) : andalousite – sillimanite – disthène 55
Fiche 26 La staurotide – La cordiérite 57
Fiche 27 Les grenats – La chlorite 59
Fiche 28 Des alumino-silicates calciques : les épidotes – la lawsonite 61
Fiche 29 Les argiles (1) : architecture et aspect microscopique 63
Fiche 30 Les argiles (2) : techniques et méthodes d'identification 65
Fiche 31 La calcite – L'aragonite – La dolomite 67

Roches mantelliques et magmatiques

Fiche 32 Textures majeures des roches magmatiques 69
Fiche 33 Textures particulières des roches magmatiques 71
Fiche 34 Classification des roches magmatiques et mantelliques 73
Fiche 35 La norme CIPW 75
Fiche 36 Les basaltes 77
Fiche 37 Les gabbros 79
Fiche 38 Les andésites 81
Fiche 39 Les granodiorites 83
Fiche 40 Les trachytes 85
Fiche 41 Les rhyolites 87
Fiche 42 Les granites 89
Fiche 43 Les syénites et les syénites néphéliniques 91

Fiche 44 Les phonolites et les téphrites ... 93
Fiche 45 Les péridotites ... 95
Fiche 46 Séquence de cristallisation d'une roche basique ... 97
Fiche 47 Séquence de cristallisation d'une roche plutonique acide ... 99
Fiche 48 Zonations et croissance des cristaux ... 101
Fiche 49 Symplectites et réactions ... 103
Fiche 50 Évolutions post-solidus : les exsolutions minérales ... 105
Fiche 51 La différenciation magmatique : les roches de la croûte océanique ... 107
Fiche 52 La différenciation magmatique : les laves du Mont-Dore ... 109

Roches extra-terrestres

Fiche 53 Météorites primitives et différenciées ... 111
Fiche 54 Chondres et matrice des chondrites ... 113
Fiche 55 Inclusions réfractaires et grains présolaires ... 115
Fiche 56 Météorites et formation du système solaire ... 117

Roches sédimentaires

Fiche 57 Classification des roches sédimentaires (1) ... 119
Fiche 58 Classification des roches sédimentaires (2) ... 121
Fiche 59 Les conglomérats et les grès ... 123
Fiche 60 La diagenèse des sédiments détritiques de type sable ... 125
Fiche 61 Calcaires construits : coralliens, algaires et à stromatolithes ... 127
Fiche 62 Les calcaires bioclastiques – Les calcaires oolithiques ... 129
Fiche 63 Les calcaires bioclastiques à Foraminifères benthiques ... 131
Fiche 64 Les calcaires planctoniques ou pélagiques ... 133
Fiche 65 La diagenèse des sédiments carbonatés (1) ... 135
Fiche 66 La diagenèse des sédiments carbonatés (2) ... 137
Fiche 67 Les évaporites ... 139

Roches métamorphiques

Fiche 68 Structures et textures des roches métamorphiques ... 141
Fiche 69 Réactions minéralogiques et relations avec la cinématique ... 143
Fiche 70 Les informations des roches métamorphiques ... 145
Fiche 71 Les micaschistes ... 147
Fiche 72 Les gneiss : orthogneiss et paragneiss ... 149
Fiche 73 Les migmatites ou anatexites ... 151
Fiche 74 Les cornéennes et le métamorphisme de contact ... 153
Fiche 75 Les schistes verts ... 155
Fiche 76 Les amphibolites ... 157
Fiche 77 Les schistes bleus ... 159
Fiche 78 Les éclogites ... 161
Fiche 79 Les granulites – Les marbres ... 163
Fiche 80 Évolutions minéralogiques en climat HP-BT ; chemins (P-T-t) ... 165
Fiche 81 Établissement d'un gradient métamorphique régional ... 167

Ressources naturelles et dérivées

Fiche 82 Minéraux et pierres de construction ... 169
Fiche 83 Chaux et ciment ... 171
Fiche 84 Le béton hydraulique ... 173
Fiche 85 Charbons et bitumes ... 175
Fiche 86 Introduction à l'étude des gisements ... 177

Index ... 178

Avant-propos

Cet Atlas de Pétrologie s'adresse en premier lieu à tous les étudiants engagés en cursus de Licence dans les domaines des sciences de la vie et de la Terre. Construit sous forme de **fiches en double page** et abondamment illustré, cet ouvrage offre une **vision synthétique** sur un ensemble de **minéraux** et de **roches magmatiques, sédimentaires et métamorphiques**, les plus fréquemment rencontrés et dont la reconnaissance fait l'objet de séances de travaux pratiques. Il est aussi l'occasion de découvrir les roches **extraterrestres** avec l'étude des **météorite**s et d'aborder certains domaines de la **géologie appliquée** avec l'étude de **ressources naturelles** dans leurs gisements et leurs utilisations.

L'objectif de l'ouvrage dépasse ainsi largement la seule détermination des minéraux et des roches et vise surtout à **donner du sens aux observations** portant sur un très vaste panorama de matériaux géologiques, pour mieux décrypter leur histoire ou mieux comprendre leurs gisements. On verra ainsi par exemple comment identifier les étapes d'une cristallisation magmatique ou d'une diagenèse, reconstituer une histoire métamorphique ou établir les caractères d'un milieu de sédimentation...

Les minéraux et les roches sont présentés aux échelles **macroscopique** et **microscopique** de façon à respecter la démarche naturaliste essentielle qui conditionne toute étude raisonnée, avec une large part accordée aux différentes approches microscopiques, fondées sur des **bases cristallographiques** qui sont rappelées.

L'ouvrage est aussi l'occasion de présenter les **méthodes de la pétrologie**, des plus **classiques** aux plus **modernes**, permettant l'acquisition des informations. On retrouvera ainsi toutes les explications relatives au principe du **microscope polarisant** et aux **critères optiques** d'identification des minéraux (relief, angle d'extinction, teintes de polarisation...). L'ouvrage permettra aussi de se familiariser avec un ensemble de techniques d'analyse et d'imagerie fondées sur l'exploitation de la **microsonde électronique**, du **microscope électronique à balayage** et de la **diffraction de rayons X** (DRX).

Des **analyses géochimiques**, des **diagrammes**, des **classifications** sont également présentés et expliqués en relation avec les observations pétrologiques qu'ils éclairent, et des méthodes classiques de traitement de données sont détaillées (établissement de **formules structurales**, calcul de **norme**...).

Chaque **fiche** associe une page de **photographies** (**échantillons macroscopiques** et **lames minces**), éventuellement accompagnées de schémas ou de tableaux de composition chimique et portant toutes les légendes nécessaires à leur compréhension, à une page de **texte explicatif**. Celui-ci peut selon les cas exposer une démarche de **diagnose raisonnée** montrant comment identifier la nature du minéral ou de la roche, présenter des **informations complémentaires** ou rappeler les **fondements des méthodes** utilisées.

Cette approche, fruit de l'expérience des auteurs, répond donc à un triple souci, pour une meilleure acquisition des **compétences** en géologie : (1) se familiariser avec l'ensemble des **méthodes** de la pétrologie et en comprendre les principes et les apports ; (2) développer l'approche **concrète** des objets et la conduite d'**observations raisonnées** ; (3) favoriser l'**intégration** de ces observations dans un cadre plus général d'informations relevant des cours de géologie.

C'est donc à l'acquisition de ces **connaissances** et de ces **compétences** que nous vous convions, dans le cadre du cycle Licence mais aussi au-delà, pour tous ceux qui sont tentés par les concours de recrutement ou de promotion de professeurs (Agrégations et CAPES externes et internes), ou simplement désireux de mieux comprendre le monde minéral.

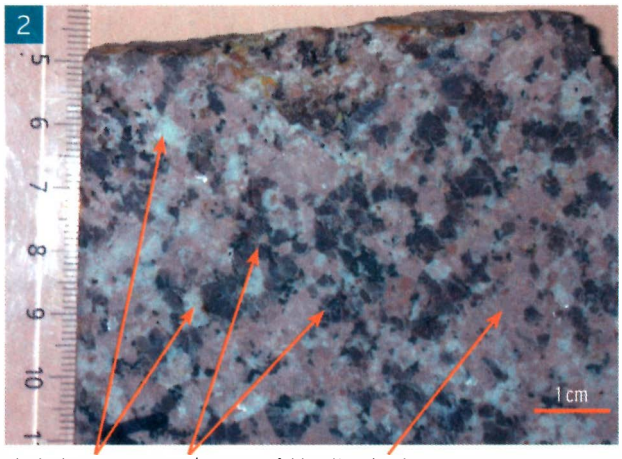
1 Méthodes d'étude des minéraux et des roches

Intrusion plutonique (Porto, Corse)



contact de l'intrusion granitique avec l'encaissant

Granite



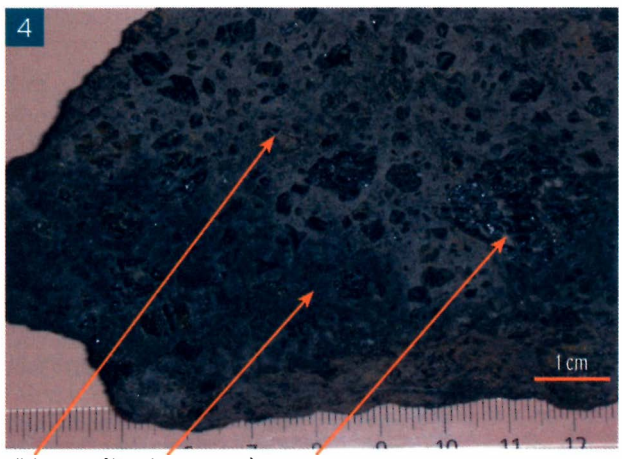
plagioclase quartz feldspath potassique

Coulées basaltiques (Ile de Madeire)



empilement de coulées prismées

Basalte porphyrique



olivine pâte noire pyroxène

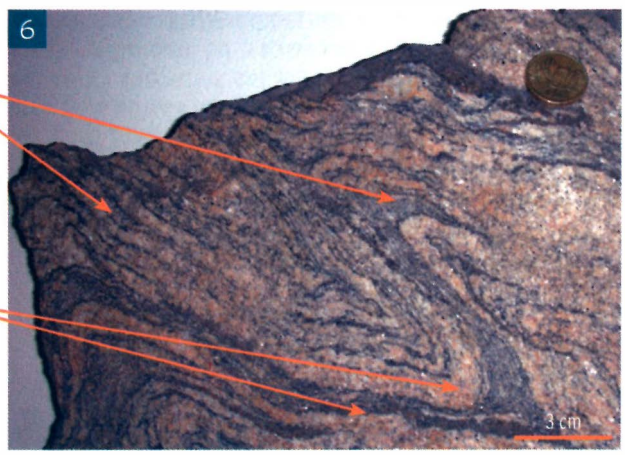
Gneiss (Saint-Malo)



plis et foliation minérale

lits clairs (leucosome) quartzo-feldspathiques et lits sombres (mélanosome) riches en mica

Gneiss



Analyse d'une roche à l'échelle macroscopique

fiche 1

Les roches à l'affleurement

L'étude de terrain permet le plus souvent de reconnaître le contexte général de la formation à laquelle appartient une roche donnée. On peut distinguer trois grands types de formation (photos 1, 3 et 5). Les **formations sédimentaires** sont généralement stratifiées et montrent des figures liées à la sédimentation et renferment souvent des fossiles ou des traces de vie (les terriers). Les **formations magmatiques** comprennent les formations de surface **d'origine volcanique** et les formations profondes **d'origine plutonique**, affleurant grâce à l'érosion. Les premières comportent soit des roches massives et ternes (coulées de lave, dômes), soit des roches fragmentées de calibres variés (appareils volcaniques avec leurs **tephra**) qui sont parfois difficiles à séparer des formations sédimentaires ; les secondes sont constituées de roches massives, cristallines (cristaux bien visibles) et présentent des contacts intrusifs francs avec l'encaissant qui subit des transformations liées à la chaleur de l'intrusion. Les **formations métamorphiques** forment également de grands ensembles de roches cristallines qui présentent les marques de la déformation : plis, schistosité, foliation (fiche 68).

Caractères macroscopiques des roches

▪ Roches sédimentaires. La présence d'une stratification et/ou de fossiles est un indice déterminant. La présence de galets ou de cristaux issus d'une érosion mécanique caractérise certaines **roches détritiques** comme les conglomérats et les grès. Le test de dureté avec l'acier ou le verre met en évidence la présence de quartz. Si la roche est constituée d'éléments fins non identifiables à l'œil nu, il peut s'agir soit d'**argilites** ou de **pélites** (la roche « happe la langue » et peut se déliter en présence d'eau) soit de **roches carbonatées** (le test à l'acide est positif), voire de **marnes** (pélites carbonatées) qui présentent les deux propriétés.

▪ Roches plutoniques (photo 2). Elles sont entièrement cristallisées. La reconnaissance des principaux minéraux est possible si le grain de la roche est supérieur au millimètre (usage conseillé de la loupe) :

1) dans le cas où les **feldspaths** sont **dominants** (la roche est souvent claire mais attention, les feldspaths ont des teintes très variables suivant leur état d'altération et leurs micro-inclusions minérales), il s'agit d'une **roche felsique,** un **granitoïde** si le quartz est abondant et donc visible à l'œil nu (> 20 %) ;

2) si les **feldspaths** sont associés à une quantité équivalente de **minéraux verts** comme l'olivine ou **noirs** comme le pyroxène, l'amphibole et la biotite, c'est une **roche mafique** de la famille des gabbros ;

3) lorsqu'on ne voit pas de feldspath (< 10 %), la roche est souvent verte : l'olivine est vert clair, les pyroxènes magnésiens sont vert foncé (diopside, enstatite) ; il s'agit d'une **roche ultramafique** : **péridotite** ou **pyroxénite**. Le plus souvent, la **serpentinisation** de l'olivine donne une roche massive dense et très sombre.

▪ Roches volcaniques. Elles sont **compactes,** contenant ou non des **phénocristaux** visibles à l'œil nu, dans une **pâte** plus ou moins claire suivant le rapport (feldspaths/minéraux mafiques) :

1) une pâte noire et des phénocristaux d'olivine et de pyroxène caractérisent un **basalte** (photo 4) ;

2) une pâte grise et des plagioclases relèvent d'une roche **intermédiaire** (andésite, trachy-andésite) ;

3) une pâte gris-clair à blanche et des phénocristaux de feldspath alcalin voire de quartz caractérisent un **trachyte** et une **rhyolite** respectivement. Certaines sont entièrement vitreuses, ce sont des **obsidiennes**.

Si la roche est fragmentée, vacuolaire voire fibreuse, de densité très faible, il peut s'agir d'éléments **ponceux** provenant d'une coulée pyroclastique. Si les fragments sont sombres, arrondis ou de forme aérodynamique, on est en présence de **lapillis** basaltiques, de **scories** ou de **bombes** volcaniques selon l'aspect et la taille.

▪ Roches métamorphiques (photo 6). Leur aspect feuilleté est dû à la **schistosité** (plans de moindre résistance) et à la **foliation minérale** (lits de minéraux différents). L'alternance de lits de quartz et de micas caractérise un **micaschiste** ; le feldspath s'y ajoute dans les **gneiss** et les **gneiss oeillés** ; la calcite est dominante dans les **marbres** ; Les **amphibolites** sont très sombres ; les grenats rouge-marron sont dans un fond vert de pyroxène pour les éclogites ; l'aspect bleu-noir caractérise les **schistes bleus** ou **glaucophanites**.

Cette approche doit être confirmée et affinée par une étude indispensable au **microscope polarisant**.

1 Méthodes d'étude des minéraux et des roches

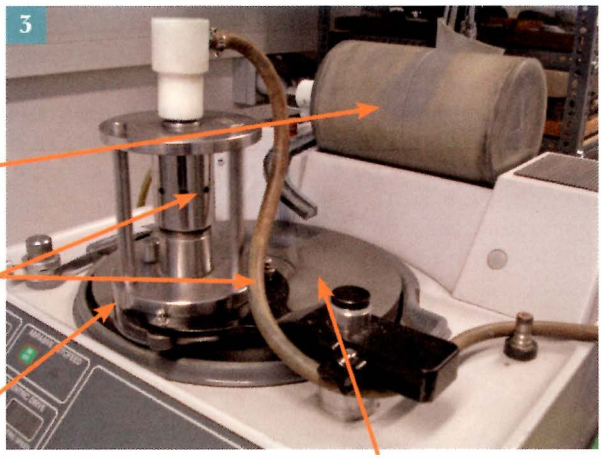
Étape 1 : sciage et obtention d'un talon



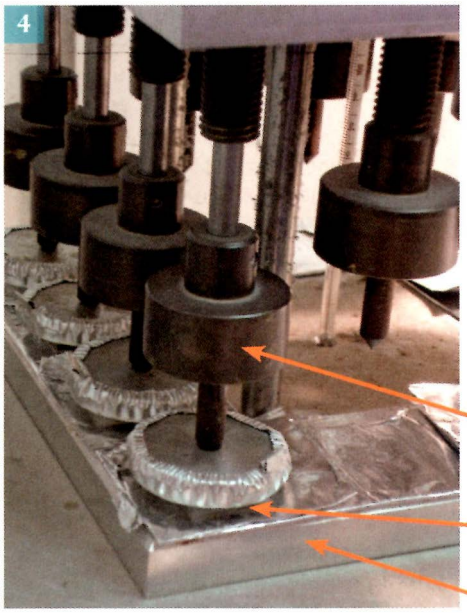
Exemple de talon



Étape 2 : surfaçage d'une des faces du talon sur rodeuse



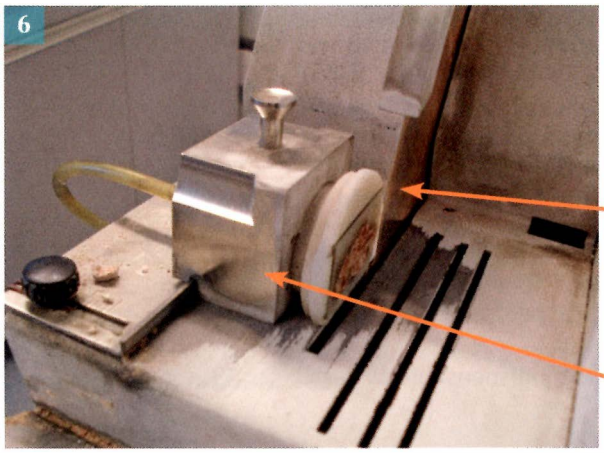
Étape 3 : collage du talon sur une lame porte-objet et mise sous presse



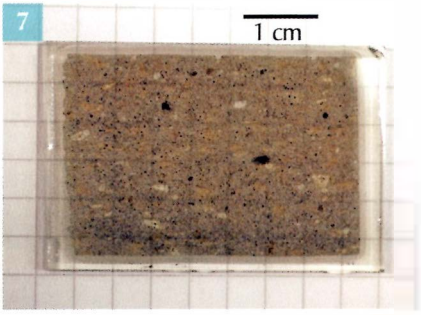
Talon collé sur une lame porte-objet



Étape 4 : sciage d'arasement



Lame mince finale



Confection d'une lame mince de roche

fiche 2

L'observation microscopique d'un fragment de roche suppose de réaliser au préalable une section de très faible épaisseur (30 µm) ou **lame mince**, pour permettre à la lumière de traverser la plupart des minéraux qui ne sont pas translucides. La réalisation de cette lame comporte 5 étapes et est réalisée par un lithopréparateur.

1. Confection d'un talon de roche par sciage

Il est obtenu par sciage de l'échantillon au moyen d'une scie à lame diamantée, selon deux plans parallèles équidistants de 1 à 2 cm en fonction de la rigidité de la roche (photo 1). La plaque de roche obtenue est alors redécoupée en un parallélépipède rectangle de 3,5 × 2,5 cm environ car elle sera à terme collée sur une lame de verre de 4,5 × 3 cm ; elle constitue le **talon** ou sucre en raison de son gabarit (photo 2). Certains échantillons sont parfois peu cohérents, du fait d'éléments mal cimentés, ou ont une texture vacuolaire : ils sont alors l'objet d'un traitement préalable d'imprégnation à la résine pour garantir leur maintien lors des étapes ultérieures.

2. Surfaçage et rectification d'une des faces du talon

Une des deux faces majeures du talon est tout d'abord poncée sur une meule ou lapidaire puis usée sur une rodeuse (photo 3) à l'aide d'une poudre abrasive très fine, à base de carbure de silicium (grains de 250 µm) en suspension dans de l'eau, de manière à gommer toute irrégularité de la surface destinée à être collée sur la lame porte-objet. Le talon est maintenu sur le portoir par aspiration, ce dernier pouvant contenir 6 talons en général.

3. Collage du talon sur la lame porte-objet

Le talon est alors nettoyé, séché, puis collé à chaud par ajout d'une résine mélangée à son durcisseur (type araldite) sur une lame de verre porte-objet. Cette dernière a elle-même été rodée (dépolie) au préalable pour être parfaitement plane et d'épaisseur constante. Le chauffage, de l'ordre de 80 °C durant 1 h, se déroule sous presse (photo 4) et permet à la résine de polymériser ce qui assurera une parfaite adhérence du talon sur le verre. La lame est gravée sur un des bords à ce stade pour pouvoir être identifiée.

4. Arasage et façonnage final par rodage

L'ébauche de lame (photo 5) est fixée par aspiration sur un portoir puis le talon est scié ou arasé, toujours à l'aide d'une scie à lame diamantée, de manière à ne lui conserver qu'un ou deux dixièmes de mm d'épaisseur (100 à 200 µm) (photo 6). La nouvelle face obtenue est alors usée sur la rodeuse précédente (photo 3) à l'aide d'une succession de poudres abrasives de plus en plus fines (de 250 à 5-6 µm) à mesure que décroît l'épaisseur.

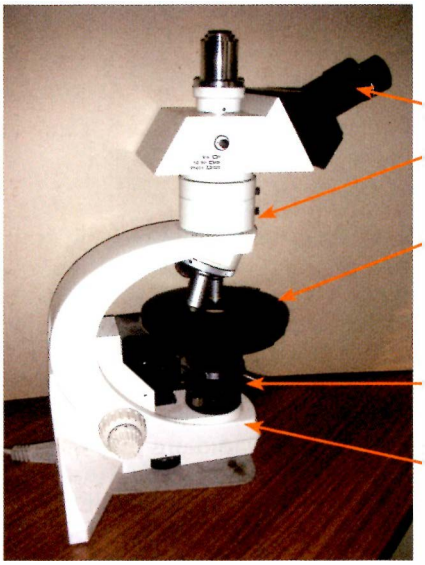
L'épaisseur finale requise est de **30 µm**. Le respect de cette épaisseur est essentiel puisque les teintes de polarisation dépendent des différences de propagation des radiations lumineuses suite à leur trajet au sein du cristal ; dans un cristal anisotrope, les vitesses de propagation diffèrent selon les directions : le déphasage dans le temps des radiations à la sortie du cristal dépend ainsi de la section mais aussi de l'épaisseur traversée. L'épaisseur est contrôlée au microscope polarisant sur les minéraux les plus fréquents et les plus aisés à identifier, comme le quartz ou les plagioclases. À la bonne épaisseur, leurs teintes de polarisation se déclinent dans toute la gamme des gris depuis le blanc jusqu'au noir (voir fiche 4) ; si la lame est trop épaisse, ces sections présentent des teintes jaunâtres (voire même plus vives !) en lumière polarisée analysée (LPA).

5. Les dernières étapes

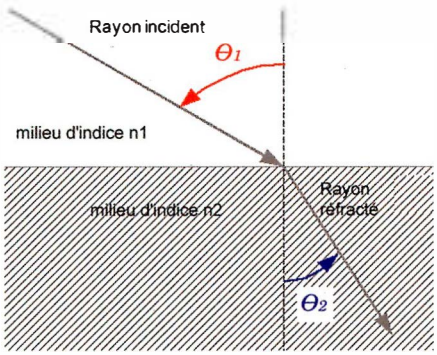
En règle générale, après nettoyage et séchage de la lame mince, une lamelle de verre est collée au-dessus au moyen d'une résine ou de baume de Canada ce qui protège la fine section de l'échantillon (photo 7).

Si la lame est destinée à des analyses géochimiques des minéraux effectuées à la microsonde, elle n'est pas recouverte d'une lamelle. Sa surface est polie à l'aide de feutres et de pâtes diamantées très fines (de 3 à 1 µm) puis métallisée, c'est-à-dire recouverte selon les cas d'une très fine couche d'or ou de carbone.

1 Méthodes d'étude des minéraux et des roches

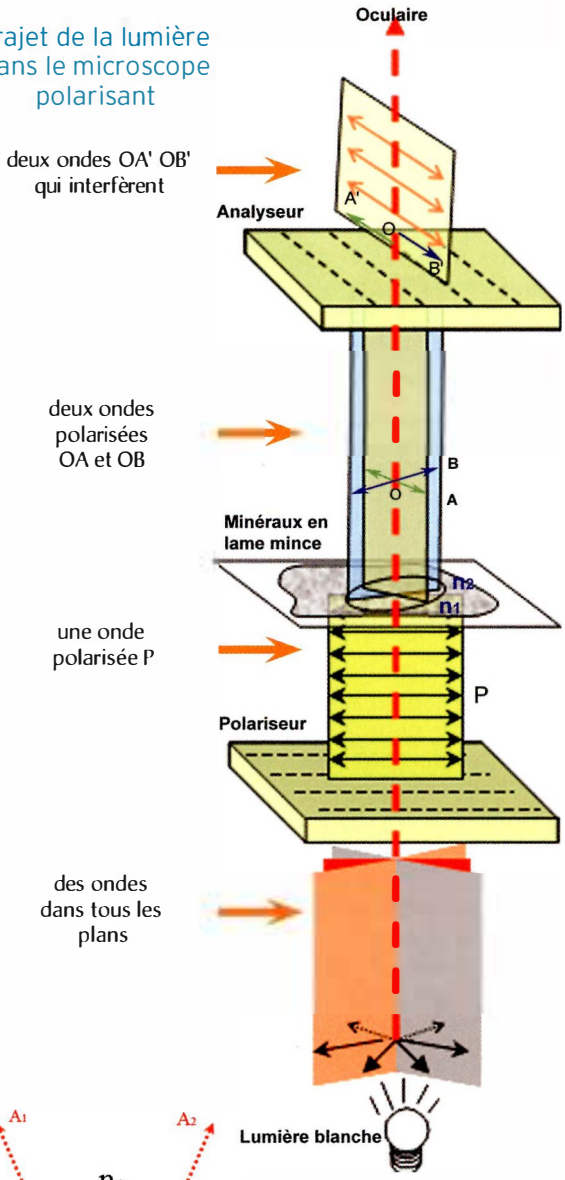


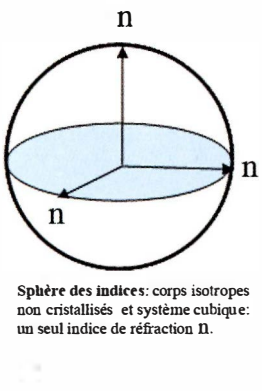
1 Un microscope polarisant



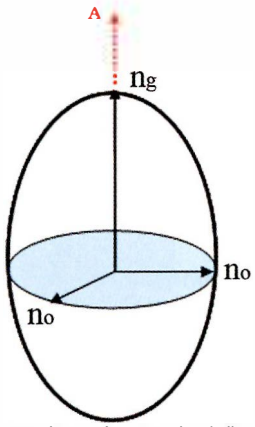
3 Indices et angles de réfraction

4 Trajet de la lumière dans le microscope polarisant

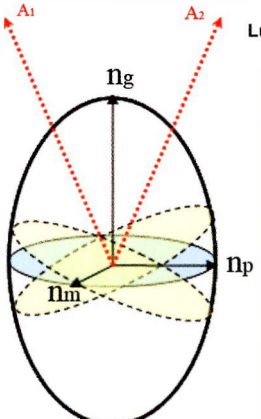




Sphère des indices: corps isotropes non cristallisés et système cubique: un seul indice de réfraction n.



Ellipsoïde de révolution: deux indices principaux: ng et no, une section cyclique et un axe optique A.



Ellipsoïde quelconque: 3 indices ng, nm et np, 2 sections cycliques et 2 axes optiques A1 et A2.

3 Indices des milieux isotropes et anisotropes

Propriétés des systèmes cristallins

- **isotrope**: cubique
- ***anisotrope**
  - **uniaxe**: rhomboèdrique
    hexagonal
    quadratique
  - **biaxe**: orthorhombique
    monoclinique
    triclinique

Observation au microscope polarisant (1)

fiche 3

Lumière et microscope polarisant

La lumière blanche **naturelle** est constituée d'une infinité d'ondes (longueurs d'onde du visible entre 0,400 et 0,800 µm) se propageant dans tous les plans de l'espace. Mais le microscope polarisant utilise une **lumière blanche polarisée**, constituée d'un ensemble d'ondes se propageant dans un seul plan appelé **plan de polarisation**. On l'obtient en faisant passer la lumière naturelle à travers un filtre, appelé **polariseur** (figures 1 et 4). Cette lumière polarisée traverse la lame mince de roche étudiée.

La lumière peut être **polarisée une seconde fois** à la sortie de la lame mince par un second polariseur nommé **analyseur**, escamotable et dont le plan de polarisation est orthogonal à celui du polariseur : on dit alors que la lumière est **analysée.** Polariseur et analyseur sont dits **croisés**.

Il y a donc deux possibilités différentes d'observation avec ce microscope, l'une en lumière polarisée non analysée (**LPNA**) et l'autre en lumière polarisée analysée (**LPA**). Il possède de plus une **platine tournante** permettant une rotation de 360° (2π) de la lame mince et par suite, des minéraux étudiés (photo 1).

En l'absence de lame mince de roche sur la platine, l'onde sortant du polariseur est éliminée par l'analyseur dont le plan de polarisation est orthogonal : aucune lumière ne parvient à l'observateur, ce qui permet bien de vérifier que le polariseur et l'analyseur sont convenablement croisés. Par contre, si l'on place une lame mince de roche entre polariseur et analyseur, l'observateur voit les cristaux : ceux-ci ont donc la propriété de modifier l'onde P incidente.

Corps isotrope, corps anisotrope : l'exemple des minéraux

Un rayon lumineux qui pénètre dans un milieu i différent de l'air comme l'eau ou le verre, est réfracté d'un angle distinct de celui du rayon incident et sa vitesse V_i change en fonction de la qualité du nouveau milieu traversé. Ce milieu est caractérisé par un **indice de réfraction** $n_i = n_{air}/(V_i /V_{air})$, l'indice de l'air étant pris comme unité ($n_{air} = 1$). La vitesse de propagation dans le milieu est alors inversement proportionnelle à l'indice. La relation entre les indices et l'angle de réfraction est exprimée par la **loi de Snell - Descartes** :

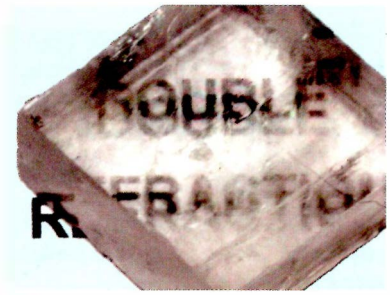
$$\mathbf{n_1.sin\theta_1 = n_2.sin\theta_2}$$ (figure 2).

Un **corps isotrope** (air, eau, verre, tout milieu amorphe) possède un seul indice de réfraction : il est dit **monoréfringent** : la vitesse de la lumière est identique quel que soit l'angle de propagation ; en trois dimensions, la valeur de son unique **indice n** (donc la vitesse de la lumière) décrit une sphère appelée **sphère des indices** (figure 3) et il n'existe qu'un seul rayon réfracté.

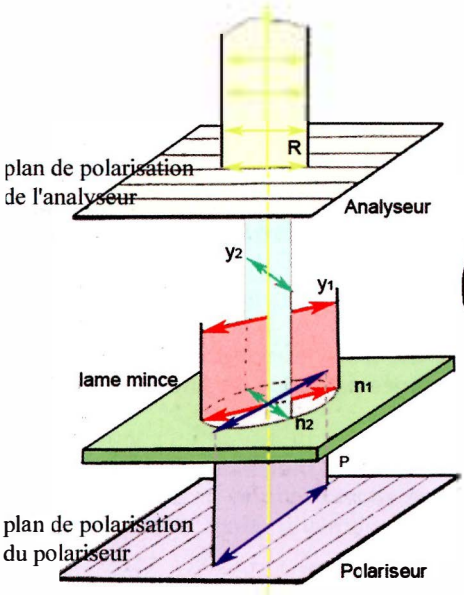
Un **corps anisotrope,** comme un cristal qui a une structure atomique non parfaitement symétrique, (tous les systèmes cristallins sauf cubique) montre des variations spatiales de l'indice de réfraction, et par suite de la vitesse de la lumière, et qui sont décrites :

- **par un ellipsoïde de révolution à deux indices** principaux $\mathbf{n_g}$ **et** $\mathbf{n_o}$ (figure 3) ; cet ellipsoïde admet une section cyclique de rayon n_o, la normale à cette section étant l'**axe optique** : le minéral est dit **uniaxe** ;
- **par un ellipsoïde quelconque à trois indices**, grand indice $\mathbf{n_g}$, petit indice $\mathbf{n_p}$ et indice moyen $\mathbf{n_m}$ (les vitesses étant inversement proportionnelles aux indices) pour les cristaux les moins symétriques. Il admet deux sections cycliques de rayon $\mathbf{n_m}$ et possède donc deux axes optiques : le minéral est dit **biaxe** (figure 3).

En lame mince, une section cristalline correspond donc à une section quelconque de l'ellipsoïde des indices dont les deux axes sont alors deux indices de réfraction $\mathbf{n_1}$ **et** $\mathbf{n_2}$ intermédiaires entre les valeurs extrêmes $\mathbf{n_g}$ et $\mathbf{n_p}$. Le minéral est alors dit **biréfringent**. L'onde lumineuse polarisée P du microscope, perpendiculaire à la surface du cristal, se réfracte en **deux ondes polarisées** orthogonales et de vitesses différentes. À la sortie du minéral, elles sont donc **déphasées**. Les plans des deux ondes et leur amplitude sont déterminés par les caractères de la **section de l'ellipsoïde traversée**. En lumière polarisée non analysée (**LPNA**), l'observateur perçoit donc cette lumière modifiée par le minéral ; il peut, en orientant la platine tournante, étudier tour à tour les propriétés du minéral suivant les deux indices $\mathbf{n_1}$ **et** $\mathbf{n_2}$ de la section du minéral.

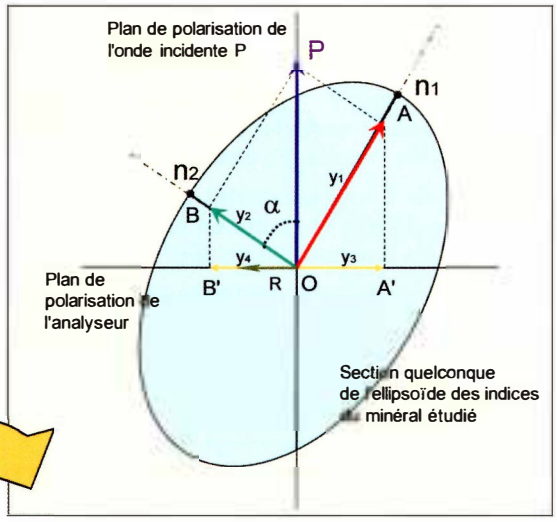


1 Double réfraction à travers la calcite



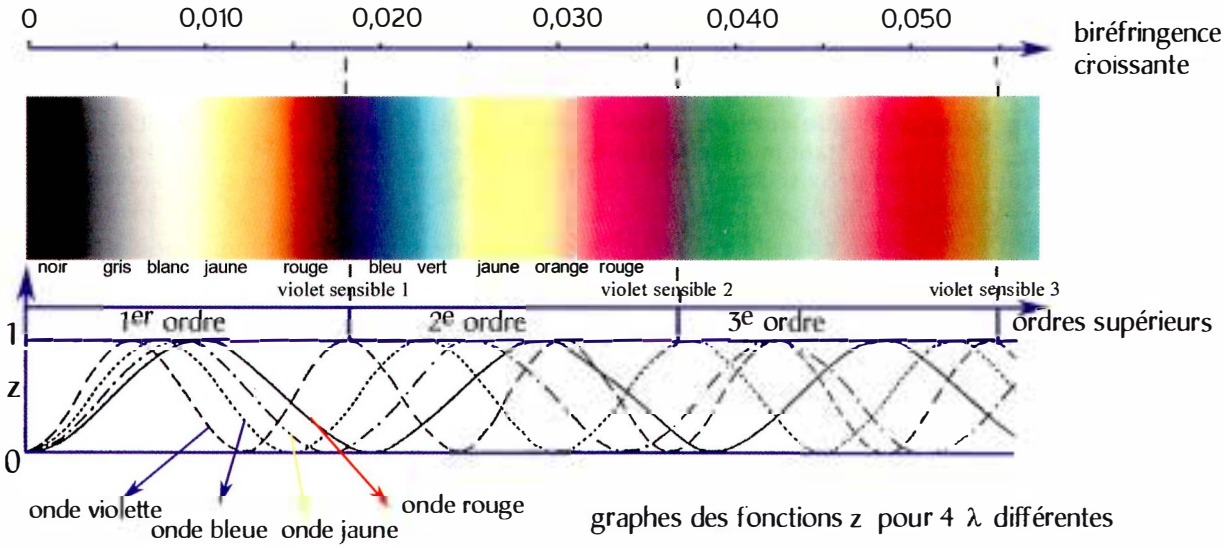
vue orthogonale à la direction des rayons lumineux

3 Les ondes réfractées et la vibration résultante R



(1) $y = P.\cos \omega t$ avec $\omega = 2\pi V_i / \lambda$
(2) $y_1 = OA = P.\sin\alpha.\cos\omega t$
(3) $y_2 = OB = P.\cos\alpha.\cos(\omega t + \varphi)$
(4) $\varphi = 2\pi.(n_1 - n_2).\ e / \lambda$
(5) $y_3 = OA' = (P.\cos\alpha.\sin\alpha).\cos\omega t$
(6) $y_4 = OB' = (P.\sin\alpha.\cos\alpha).\cos(\omega t + \varphi)$
(7) $R = P.\cos\alpha.\sin\alpha[\cos(\omega t + \varphi) - \cos\omega t]$
(8) $R = P.\sin 2\alpha.\sin(\varphi/2).\sin(\omega t + \varphi/2)$
(9) $I = P^2.\sin^2 2\alpha.\sin^2(\varphi/2)$

3 Trajet lumineux dans le microscope



4 L'échelle des teintes de biréfringence de Newton

Observation au microscope polarisant (2)

Trajet de la lumière et teintes de polarisation

En pénétrant dans le cristal, l'onde lumineuse polarisée P, qui s'écrit sous la forme (1) (figure 3) est décomposée en deux ondes réfractées (figure 3), bien visibles par exemple à travers un cristal de calcite (figure 1). Ces deux ondes y_1 et y_2, projections de l'onde P sur les axes n_1 et n_2 ((2) et (3) - figure 3), se propagent à des vitesses différentes et subissent le déphasage φ ((4) - figure 3). Si l'on travaille à épaisseur constante (les lames minces ont toutes une épaisseur de 30 µm), le déphasage ne dépend alors que de la **différence des deux indices de réfraction** de la section du minéral, soit la **biréfringence du minéral**. À l'entrée de l'analyseur A (second polariseur), les deux rayons réfractés y_1 et y_2 sont polarisés une seconde fois dans le **plan de polarisation de l'analyseur** et donnent y_3 et y_4 de formes (5) et (6) (figure 3). Les deux ondes sont maintenant dans le même plan, elles ont même amplitude mais sont en opposition de phase. Toutefois, comme l'une est **en retard de φ sur l'autre,** elles ne s'annulent pas à chaque instant. L'observateur perçoit donc une vibration résultante **R**, issue de l'interférence entre les deux ondes OA' et OB' et de forme (7) ou, après transformation (8) (figure 3). L'existence de R et son intensité I (9) (carré de l'amplitude) dépendent du **déphasage** φ entre les deux vibrations y_1 et y_2 et de l'**angle** α, variable grâce à l'usage de la platine tournante.

Un minéral, pourtant non opaque en LPNA, peut donc apparaître en section éteinte en LPA :

- lorsque R s'annule. C'est le cas si $A.\cos\alpha.\sin\alpha = 0$, soit si $\cos\alpha$ ou $\sin\alpha = 0$ ce qui correspond à $\pi/2$, π, $3\pi/2$ et 2π. Inversement l'intensité lumineuse I (ou éclairement) sera maximum pour $\cos\alpha = \sin\alpha$ donc pour les valeurs d'angle α : $\pi/4$, $3\pi/4$, $5\pi/4$ et $7\pi/4$ (figure 3). En LPA tous les minéraux biréfringents passent ainsi par 4 positions d'**extinction** et 4 positions d'**intensité lumineuse maximum** par tour de platine ;
- lorsque le déphasage initial φ $(2\pi.(n_1 - n_2).e / \lambda)$ est nul. Il peut s'agir d'une **substance amorphe**, comme le verre de la lame (trous dans le minéral), d'un **cristal cubique**, mais aussi d'une **section cyclique de l'ellipsoïde**, rare et pour laquelle le minéral paraît alors **isotrope** (voir fiche 3) ;
- lorsque le déphasage initial est égal à $2k\pi$, alors le retard linéaire $\mathbf{(n_1 - n_2).e = k\lambda}$ est donc multiple de la longueur d'onde : dans ce cas les deux vibrations OA' et OB' sont en phase et R = 0. En lumière blanche, il y a toujours des vibrations dont la longueur d'onde λ vérifie cette relation. La lumière perçue par l'observateur à la sortie de l'analyseur n'est donc plus complète puisque toutes les ondes vérifiant cette relation sont éteintes : l'onde R possède une teinte particulière ne dépendant que de la biréfringence du minéral $\mathbf{(n_1 - n_2)}$.

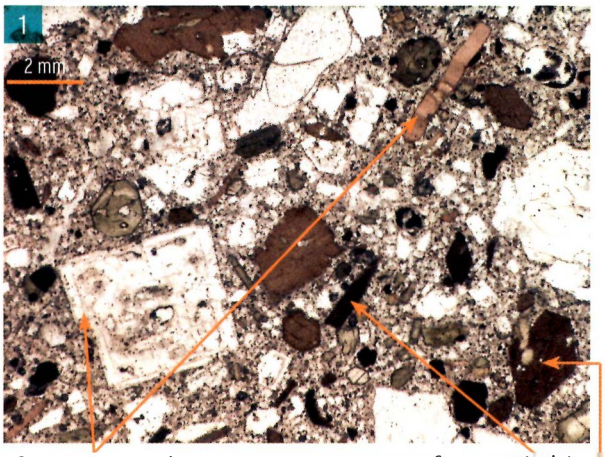
L'échelle des teintes de Newton

En lumière blanche, les radiations présentes dans la lumière perçue dépendent de la valeur de la fonction $z = \sin^2\varphi/2$ (voir équation 9), soit $z = \sin^2\pi(n_1 - n_2).e/\lambda$ (4). Si on examine l'allure de cette fonction pour les radiations rouge, jaune, bleue et violette formant la lumière blanche en faisant varier uniquement le retard $\mathbf{(n_1 - n_2).e}$ (section par exemple d'un cristal de quartz en biseau augmentant progressivement **e**), on observe toute la gamme des teintes perçues (figure 4). Chaque teinte s'explique par la **combinaison des quatre radiations** fondamentales reçues avec une amplitude donnée pour un retard donné. Cette **échelle des teintes de polarisation** définie par Newton, est organisée en ordres successifs : 1er, 2e, 3e ordre et ordres supérieurs, séparés les uns des autres par un violet appelé **violet sensible**. **Les gris et blancs** sont typiques du 1er ordre, les **teintes** sont **vives** dans les 2e et 3e ordres, **pâles** et **délavées** dans les ordres supérieurs.

À épaisseur e constante, la **teinte de la section** d'un minéral ne dépend que de la valeur de sa **biréfringence** : c'est la **teinte de polarisation** définie dans l'échelle de Newton (figure 4). Chaque minéral présente donc toute une gamme de couleurs en fonction de la section : depuis une **teinte de polarisation maximale** pour la biréfringence maximale $\mathbf{(n_g - n_p)}$, jusqu'au noir pour une **section cyclique** alors isotrope. **Seule la teinte de polarisation maximale est une caractéristique du minéral** (voir fiche 7).

1 Méthodes d'étude des minéraux et des roches

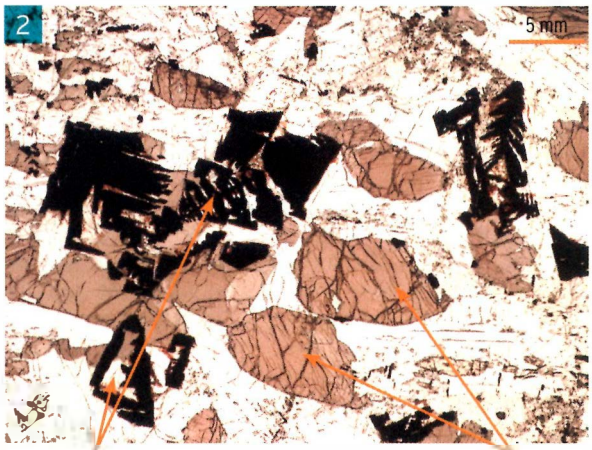
Formes des minéraux



formes rectangulaires plus ou moins allongées

formes aciculaire et losangique

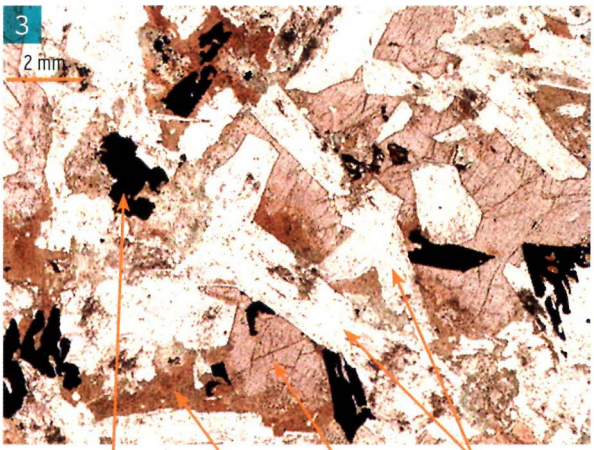
Cristaux tabulaires et squelettiques



cristaux squelettiques de magnétite

cristaux tabulaires de pyroxène

Couleurs des minéraux

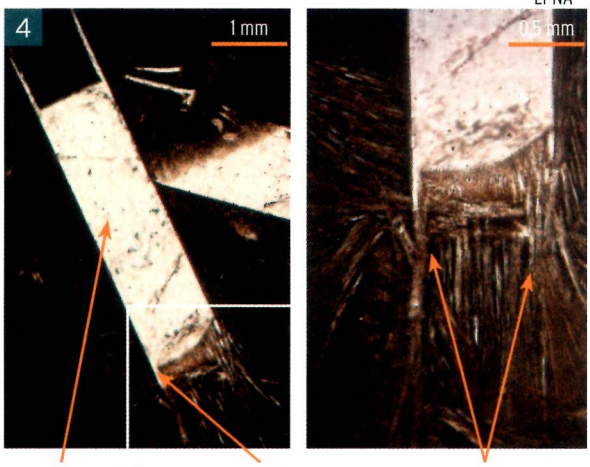


cristaux opaques

cristaux très colorés ou peu colorés

cristaux incolores

Croissance d'un plagioclase

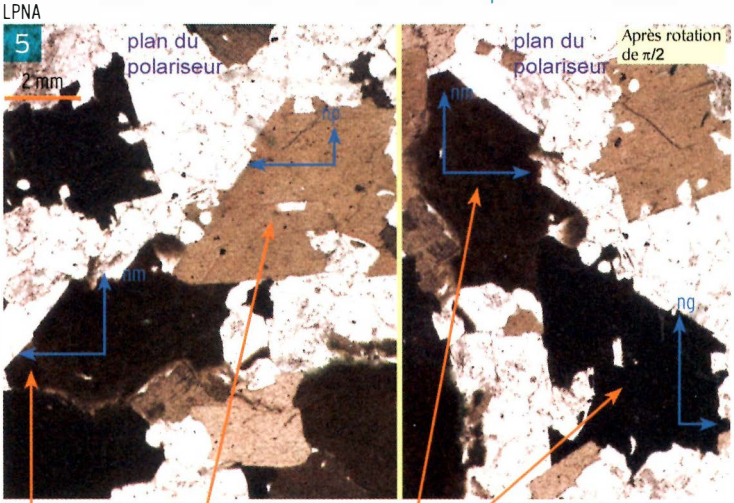


forme tabulaire

puis squelettique d'un plagioclase de pillow lava

puis dendritique

Pléochroïsme des minéraux : exemple de la biotite

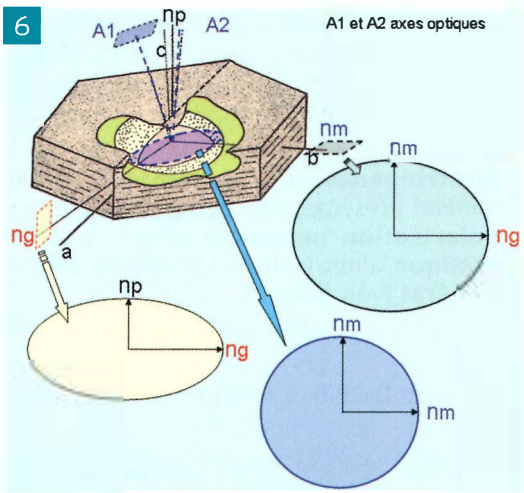


Section suivant np (brun clair)

puis ng (brun très foncé)

Section suivant nm (brun foncé) non pléochroïque.

Les trois sections particulières d'une biotite (voir la photo 5)



Forme et couleur des minéraux en LPNA

fiche 5

La plupart des minéraux d'une roche peuvent être identifiés par l'observation en lumière polarisée non analysée (LPNA), par laquelle débute toujours l'étude d'une lame mince.

Forme des minéraux

Elle dépend du **système cristallin** auquel appartiennent les minéraux, de **l'ordre** dans lequel ils ont cristallisé et de leur **vitesse de cristallisation** qui détermine leur **mode de croissance**.

▪ Cristaux automorphes et xénomorphes. Les **cristaux automorphes** sont ceux qui ont leur **forme propre**. Liées au système cristallin, les sections prismatiques sont carrées, rectangulaires, losangiques, ou en parallélogrammes plus ou moins réguliers suivant le degré de symétrie, les sections étant souvent globuleuses dans le système cubique (photo 1). Ce sont généralement des minéraux précoces qui se développent en **milieu fluide** dans les roches volcaniques et plutoniques. Un **ordre de cristallisation** est déduit des relations d'automorphie entre les cristaux permettant d'établir la **séquence de cristallisation** du magma (fiches 46 et 47). Certains minéraux automorphes peuvent cependant être tardifs si la croissance des faces se fait en repoussant les autres minéraux ou par résorption de minéraux préexistants : c'est souvent le cas des **mégacristaux** (fiche 40) des granitoïdes et des **porphyroblastes** des roches métamorphiques (fiche 68). Les **cristaux xénomorphes** (photo 3) n'ont pas de forme propre et sont tardifs.

▪ Formes des cristaux, vitesse et mode de croissance. On distingue classiquement :

– les **cristaux tabulaires** (photos 1, 4) ont des contours prismatiques matérialisant les faces. Une **croissance lente** et un mode de croissance « **couche par couche** » conduisent au développement de faces régulières ;

– les **cristaux squelettiques** (photos 2, 4) présentent des lacunes de cristallisation (cristaux en trémie). La vitesse de cristallisation rapide provoque de forts gradients chimiques autour des cristaux dont les arêtes et sommets se développent au détriment des faces : c'est le mode de croissance « **sommet-arête** » ;

– les **cristaux dendritiques** (photo 4) sont arborescents, plumeux (comme des cristaux de glace sur une vitre), courbes, parfois groupés en **sphérules**. La vitesse de croissance est extrêmement rapide, car le liquide est dans un état de fort degré de surfusion (trempe brutale, température très en dessous du liquidus).

Couleur des minéraux

Les couleurs observées en LPNA permettent de distinguer quatre grands types de minéraux (photo 3) :

– des **minéraux opaques**, noirs : ils absorbent totalement la lumière du polariseur. C'est le cas de nombreux oxydes (magnétite, ilménite) et sulfures. Ils sont étudiés au microscope métallographique à réflexion ;

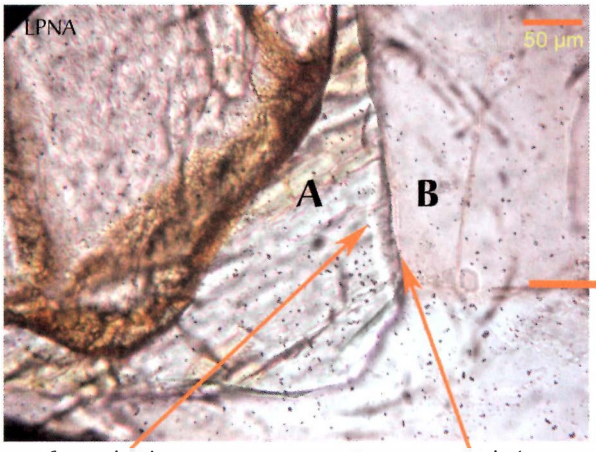
– des **minéraux incolores** qui n'absorbent aucune radiation. Ils apparaissent blancs en LPNA comme les feldspaths, le quartz, l'olivine, la muscovite (voir les fiches spécifiques de ces minéraux) ;

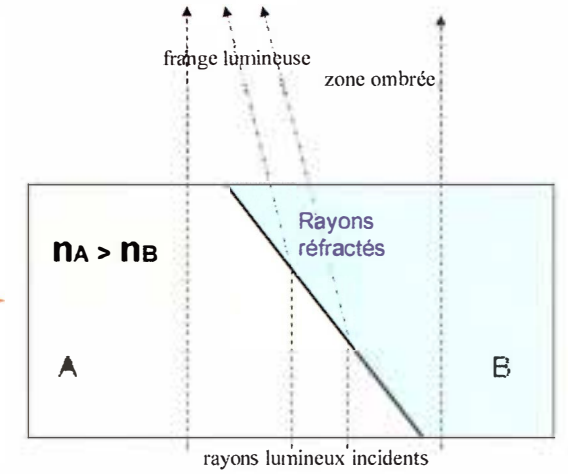
– des **minéraux légèrement colorés** qui absorbent donc certaines radiations et qui peuvent aussi parfois présenter de faibles variations de couleur quand on tourne la platine. Les **pyroxènes** sont généralement faiblement colorés ;

– des **minéraux fortement colorés et changeant de couleur par rotation de la platine**. On passe d'une couleur à l'autre par une rotation de $\pi/2$: une section minérale présente donc une **anisotropie d'absorption** appelée **pléochroïsme**. Les deux couleurs observées correspondent aux deux directions des indices de réfraction $\mathbf{n_1}$ **et** $\mathbf{n_2}$ de la section (photo 5 et figure 6). Quand l'un des deux indices est parallèle au plan du polariseur, une seule onde est réfractée dans le cristal et la couleur observée est celle suivant cet indice. La rotation de $\pi/2$ donne la couleur suivant l'autre indice. Pour un minéral uniaxe, il existe donc deux couleurs suivant $\mathbf{n_g}$ et $\mathbf{n_o}$, pour un minéral biaxe trois couleurs possibles suivant $\mathbf{n_g}$, $\mathbf{n_p}$ et $\mathbf{n_m}$. Les minéraux cubiques et les sections cycliques des autres systèmes ne sont pas pléochroïques : la couleur observée correspond à l'indice $\mathbf{n_o}$ ou $\mathbf{n_m}$ (photo 5). Les **micas noirs** et les **amphiboles** sont très souvent fortement colorés et pléochroïques.

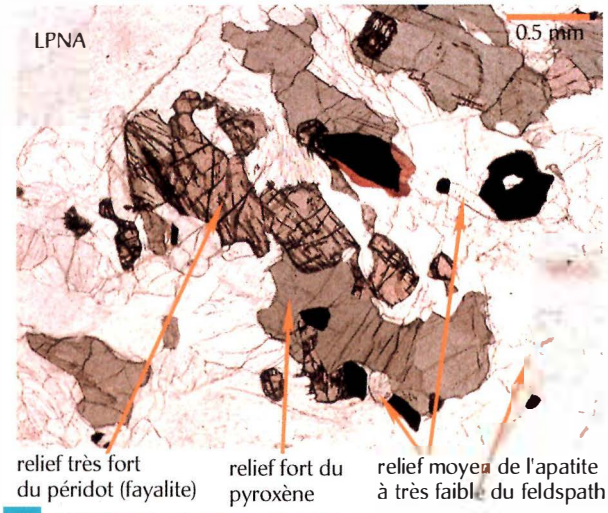
1 Méthodes d'étude des minéraux et des roches

1 Le relief des minéraux : frange lumineuse (« liseré de Becke ») et zone ombrée

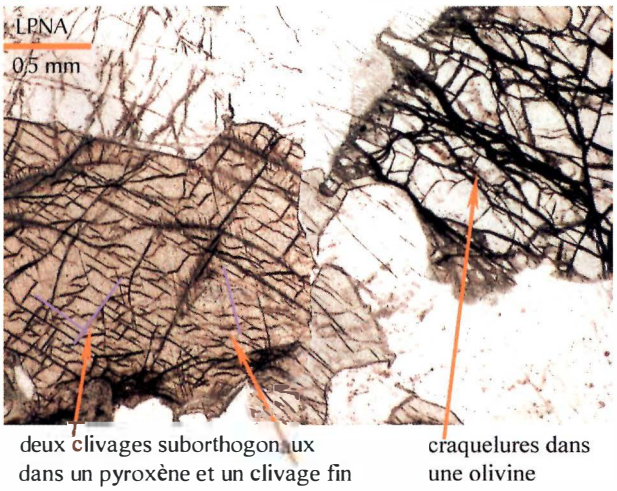




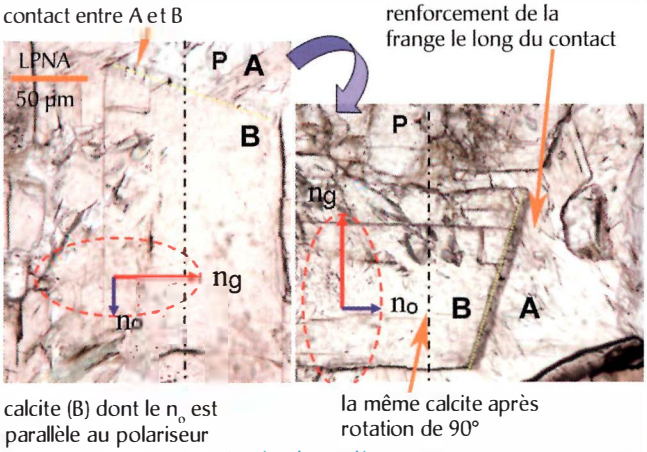
2 Relief plus ou moins fort des minéraux



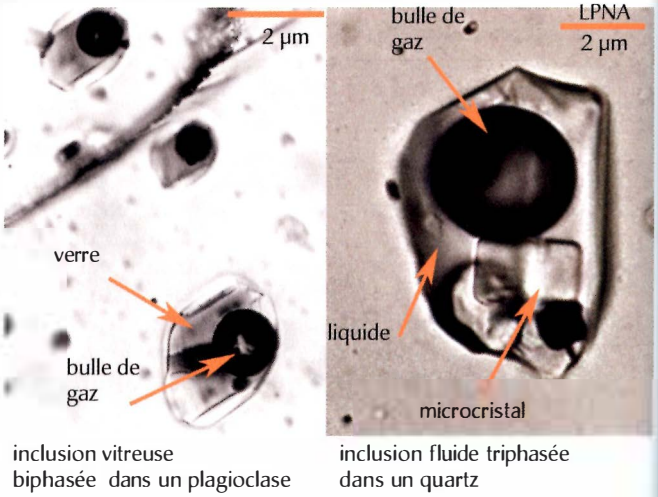
4 Clivages et craquelures



6 Anisotropie de relief de la calcite



6 Inclusion vitreuse et inclusion fluide dans un minéral



Relief des minéraux

L'impression de relief d'un minéral (photo et figure 1)

Au microscope polarisant, les contours des minéraux sont plus ou moins bien visibles en lumière polarisée non analysée. Cette propriété est due à la différence d'indice de réfraction qu'un minéral présente par rapport à la résine adhésive ou par rapport au minéral avec lequel il est en contact. Si l'on examine ce contact (photo 1), on remarque que le minéral au contact de l'autre est bordé d'une frange comprenant deux zones respectivement ombrée et brillante. Cette frange contrastée est le résultat des réflexions et réfractions de la lumière sur le plan de contact entre les deux minéraux, la valeur des angles de réflexion et de réfraction dépendant de la différence d'indice entre les deux milieux (fiche 3). **Ces contrastes lumineux donnent une impression de relief au minéral** ayant le plus fort indice de réfraction ; cette propriété est appelée **relief d'un minéral**. C'est donc une notion essentiellement relative entre les minéraux d'une même lame mince.

Distinguer les minéraux par leur relief (photo 2)

On peut ainsi différencier, suivant l'impression de relief que donnent les minéraux en LPNA, des minéraux à **relief très fort** (péridot), à **relief fort** (pyroxène), à **relief moyen** (apatite, mica), à **relief faible** (feldspaths et quartz), ou encore à « **relief négatif** » par rapport à l'indice de la résine ou du verre (leucite, fluorite). On peut déterminer la catégorie à laquelle appartient le minéral étudié et constitue une indication précieuse.

L'anisotropie de relief (photo 3)

Chaque section (sauf les sections isotropes) présente toujours deux indices de réfraction ; il existe donc dans une même section **deux valeurs de relief suivant la valeur des indices n_1 et n_2** et en conséquence chaque section présente une **anisotropie de relief**. Ces deux reliefs sont observés alternativement, comme pour l'étude du pléochroïsme, en repérant la position de plus fort relief (indice le plus élevé, au plus n_g, alors parallèle au plan P du polariseur) et en appréciant la différence de relief par rotation de $\pi/2$ du minéral (au plus n_p ou n_o, alors parallèle au plan P). Le relief paraît plus fort pour l'indice le plus élevé et inversement ; l'anisotropie de relief est d'autant plus forte que la différence entre les indices de la section est grande. Aussi, elle ne s'observe cependant aisément que pour quelques minéraux comme la calcite.

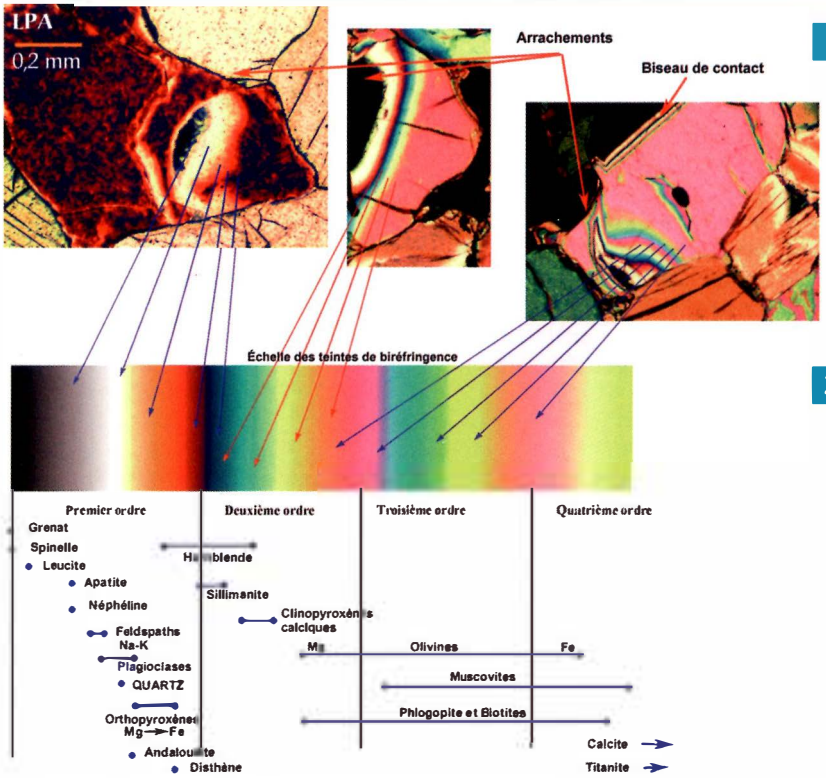
Clivages, craquelures, inclusions

Les **clivages** (photo 4) sont des cassures orientées marquant les plans de moindre résistance du réseau cristallin. Il est courant d'observer une, deux voire trois familles de plans de clivage. C'est un excellent critère de reconnaissance à condition de rechercher les sections qui recoupent ces divers plans de clivage. Ainsi, les micas ont un clivage, les amphiboles et les pyroxènes en ont deux (parfois trois), les feldspaths aussi, mais ils sont peu visibles à cause du faible relief de ces minéraux, car un clivage est d'autant plus visible que le relief est fort.

Les **craquelures** (photo 4), à la différence des clivages, sont quelconques, irrégulières, non orientées dans le minéral. Elles sont également plus visibles dans les minéraux à fort relief comme les olivines ou les grenats. C'est souvent le long des craquelures que l'altération du minéral se développe préférentiellement.

Les **inclusions** (photo 5) désignent toute structure englobée dans un cristal hôte. Elles peuvent correspondre à des **minéraux précoces** inclus lors de la croissance des faces de ce dernier. Plus souvent, elles sont liées à l'**altération** du minéral et typiques de celui-ci. Ceci s'observe en particulier pour les feldspaths dont la limpidité est altérée, ce qui constitue un excellent critère de reconnaissance en LPNA par rapport au quartz. Les **inclusions fluides** sont des microcavités dans les cristaux ; elles sont bi- ou triphasées suivant la présence de liquide, de microcristaux et d'une bulle de gaz qui s'agite avec la chaleur de l'éclairage. Les cristaux des roches volcaniques peuvent contenir des **inclusions vitreuses**. Cette fois la bulle de gaz ne bouge guère car prise dans un verre. **Inclusions fluides ou vitreuses** sont des **reliquats du fluide piégé** par les cristaux au cours de leur croissance. Leur étude apporte de nombreuses indications physico-chimiques sur le milieu de cristallisation.

Méthodes d'étude des minéraux et des roches



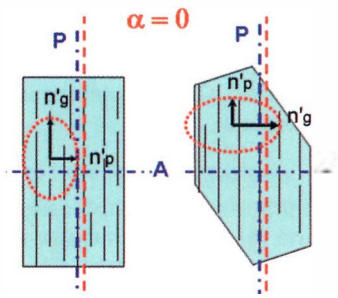
1 Teintes de biréfringence de trois sections d'olivine différentes

L'éventail des teintes est observé le long des biseaux, le long d'un contact oblique avec un autre minéral, ou à la faveur d'arrachements

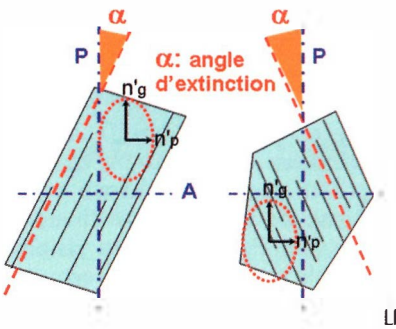
Teintes de biréfringence maximales des minéraux courants : la biréfringence augmente avec la teneur en fer pour les minéraux ferromagnésiens.

3 Les deux types d'extinction

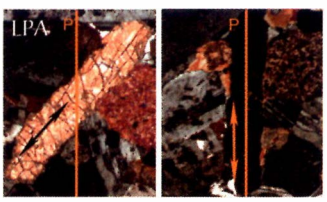
a) Extinction droite



b) Extinction oblique



3 Extinction droite et oblique dans les pyroxènes

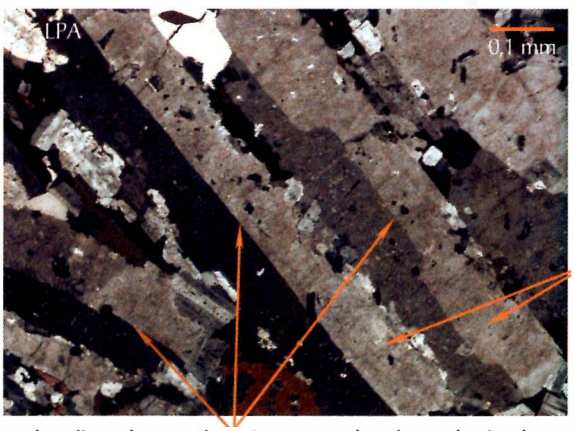


a) Extinction droite de l'orthopyroxène par rapport au prisme et à la direction de clivage (double flèche rouge). P: plan du polariseur en jaune.



b) Extinction oblique du clinopyroxène par rapport au prisme et à la direction de clivage. L'angle d'extinction est donné par P et la flèche rouge (direction du clivage).

LPA



plan d'accolement des cristaux ou plan de macle simple

macle multiple dans une amphibole

macle simple dans des feldspaths potassiques





macle multiple dans un plagioclase

4 Macle simple et macle multiple

Teintes de biréfringence, extinctions et macles en LPA

fiche 7

Teintes de biréfringence des minéraux

Dans une lame mince observée en lumière polarisée et analysée, un même minéral présente des sections dont les teintes de biréfringence sont différentes, ce qui est dû au fait que ces sections sont d'orientation quelconque et variable. Ces teintes se situent entre le gris foncé à noir pour les rares sections très proches d'une section cyclique (fiche 4) et une teinte maximale dans l'échelle de Newton, celle des sections à biréfringence maximale $\mathbf{n_g - n_p}$. **Seule cette teinte de biréfringence maximale, correspondant à la section contenant n_g et n_p, est caractéristique de l'espèce minérale.**

Ce sont donc ces sections qu'il faut trouver **en priorité** et en caractériser la teinte **à l'éclairement maximum**, c'est-à-dire notamment à en trouver l'ordre dans l'échelle de Newton (document 1). Les minéraux courants ont des teintes se situant le plus souvent dans les trois premiers ordres. Il n'y a pas d'ambiguïté quand la section présente une teinte grise à blanche car ces teintes caractérisent le 1er ordre. Toutes les autres teintes peuvent être des 1er, 2e et 3e ordres. L'ambiguïté peut être levée de façon simple en observant :

- les **défauts** des minéraux comme un fort **amincissement** ou un **arrachement** (document 1) ;
- le **contact oblique** avec un autre minéral : on amène à l'extinction le minéral au contact en tournant la platine ce qui laisse seule visible la teinte du minéral étudié (document 1).

Dans ces deux situations, c'est l'**épaisseur e** du minéral étudié qui varie et toute la gamme de l'échelle de Newton jusqu'à la teinte maximale du minéral est alors observable dans ces zones d'épaisseur croissante. L'examen de la succession des teintes dans le biseau révèle l'ordre dans lequel se situe la section étudiée (document 1). Celui-ci est bien déterminé en retenant uniquement la section de biréfringence maximale. Ainsi l'exemple du document 1 montre que la biréfringence maximale de l'olivine se situe à la fin du 3e ordre.

Toutefois la **biréfringence maximale (typique) d'un minéral** (document 1) peut varier avec sa composition. Au sein d'un groupe de minéraux, comme celui des olivines ou des pyroxènes, les variétés minérales ont des teintes de biréfringence d'autant plus élevées qu'elles sont plus riches en fer.

Il est parfois **impossible** de bien repérer la teinte de biréfringence des minéraux très colorés en LPNA (micas noirs et amphiboles) car la couleur propre du minéral masque dans ce cas la teinte de biréfringence.

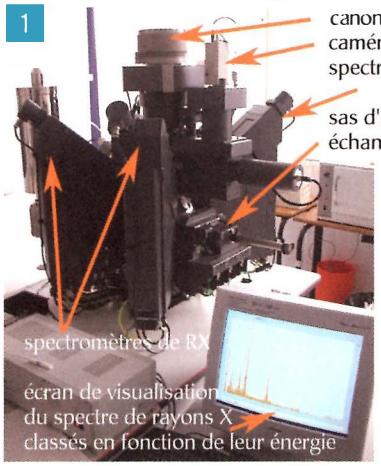
Angles d'extinction et macles

▪ Les angles d'extinction. Tous les minéraux biréfringents s'éteignent quatre fois par tour de platine (fiche 5). Il est important de repérer cette extinction par rapport à la trace d'un plan : ce peut être le **plan d'un clivage**, **l'un des côtés prismatiques** d'un minéral automorphe ou un **plan de macle** (voir à la suite). Deux cas sont possibles : (1) le minéral s'éteint quand ce plan est parallèle à celui du polariseur ; on dit que **l'extinction est droite par rapport au plan repère** ; (2) le minéral s'éteint quand ce plan repère est oblique par rapport à celui du polariseur ; **l'extinction est dite oblique**. On peut mesurer l'**angle d'extinction** (document 2 et photo 3). L'extinction permet de **positionner la section de l'ellipsoïde du minéral** par rapport au repère choisi car les indices n'_g et n'_p, donnés par les axes de l'ellipse, sont respectivement parallèles aux plans du polariseur et de l'analyseur (document 2). Les caractères de l'extinction sont typiques de certaines espèces minérales (fiches suivantes). La **valeur de l'angle d'extinction** peut de plus être liée au chimisme du minéral : c'est le cas des plagioclases dont la teneur en calcium peut être déduite de l'angle d'extinction (fiche 15).

▪ Les macles (photo 4). Les minéraux sont dits maclés quand plusieurs cristaux sont associés selon une loi cristallographique précise. Ces éléments de macle dans un même cristal s'observent très bien en LPA car, n'ayant pas la même orientation cristallographique, les sections associées diffèrent par leur **teinte de biréfringence** et leur **angle d'extinction**. On distingue des **macles simples à deux entités**, comme pour les feldspaths alcalins (sanidine et orthose), ou des **macles multiples** (dites **polysynthétiques**) ; c'est le cas des plagioclases et souvent également des amphiboles et des pyroxènes. On distingue alors **deux familles d'orientation cristallographique différente** dans le même cristal (photo 4).

Méthodes d'étude des minéraux et des roches

Microsonde électronique de Castaing



1 Électrons et rayonnements émis

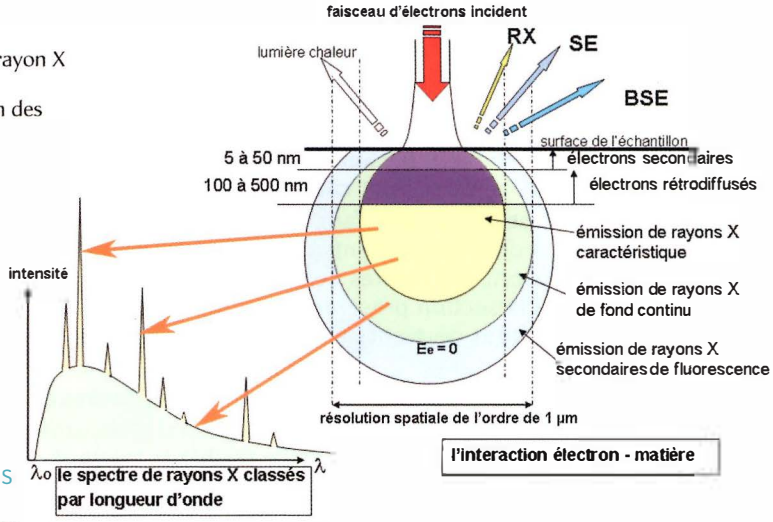


Image électronique à partir des électrons secondaires (SE) de cristaux d'hématite

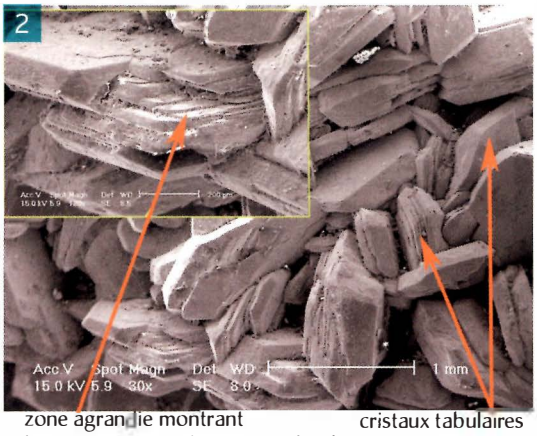


Image en SE d'un microfossile (foraminifère planctonique)

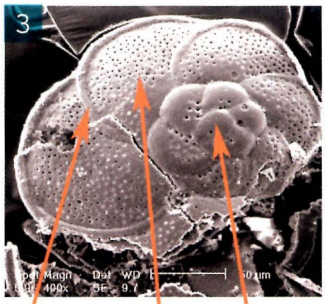


Image en SE de cendres volcaniques

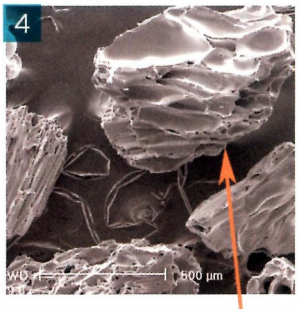


Image de cristaux de zircon et d'apatite à partir des électrons rétrodiffusés (BSE)

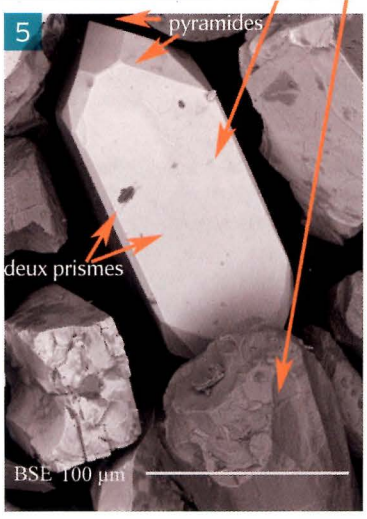


Image BSE d'une lame mince de roche

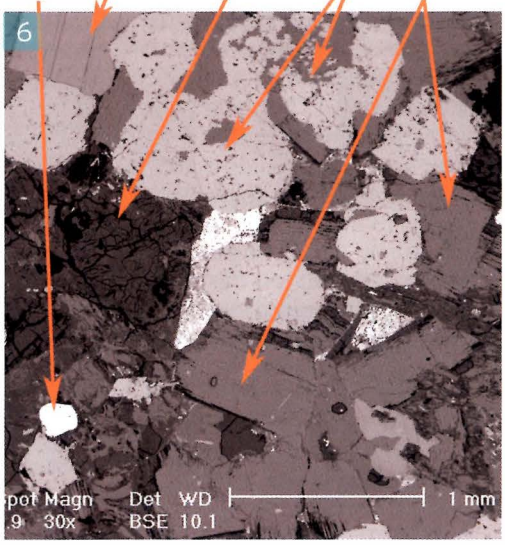
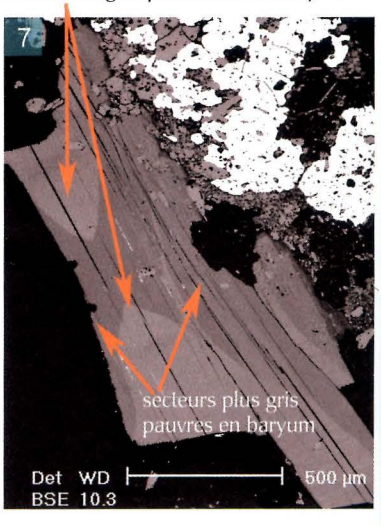


Image BSE d'un mica zoné en secteur



MEB et microsonde électronique : principe et applications

fiche 8

L'interaction électrons-matière

Le microscope électronique à balayage (MEB) et la microsonde électronique, instruments très voisins (photo 1), sont fondés sur l'interaction d'un faisceau d'électrons incident (15 kV pour 10 nA) avec la matière constituée de fragments de roches, de minéraux, ou sous forme d'une **lame mince polie non recouverte**. La conduction électrique est assurée par un traitement de métallisation de la surface de l'échantillon qui correspond à un dépôt très fin de carbone (de structure métal) ou d'or. L'arrivée et la pénétration du faisceau d'électrons dans la matière sont soit ponctuelles (diamètre de 0,1 µm), soit assurées par un balayage du faisceau sur la surface du matériel à étudier. Le faisceau électronique provoque :

– une **émission d'électrons** sur une profondeur de pénétration de l'ordre de 1 à 3 µm (document 1) ; ce sont des **électrons secondaires** de faible énergie (E < 50 eV) et des **électrons rétrodiffusés** d'énergie plus élevée, comparable à celle des électrons incidents. On peut recueillir aussi des **électrons transmis** avec un matériel plus mince et ainsi réaliser des **images électroniques** allant de la **morphologie** du matériel (typiquement avec un MEB) jusqu'à sa **structure atomique**, on utilise alors un microscope électronique à transmission (MET) ;

– une **émission de photons** dans le domaine des **rayons X** ; cette émission est double : (1) elle est tout d'abord composée d'un **spectre continu de rayons X** (document 1) qui correspond au freinage des électrons incidents à proximité des noyaux atomiques ; ce freinage de l'électron, qui est un choc inélastique, s'accompagne d'une émission d'énergie ($\Delta E = h.\upsilon = h.c/\lambda$) sous forme d'un photon X de longueur d'onde λ, dont l'énergie maximale ΔE_o est donnée par l'énergie de l'électron incident quand il est arrêté ($\Delta E_o = h.c/\lambda_o$) ; ce spectre est donc borné par λ_o (document 1) ; (2) s'y ajoute un **spectre d'émission X discret** (discontinu), fait de **raies caractéristiques** des **éléments chimiques présents** dans le minéral : c'est le **spectre caractéristique** ;

– une **émission de photons** X **secondaires** de **fluorescence** liée à la réabsorption d'une partie des photons X émis ; une émission de photons dans le domaine du visible est possible : c'est la **cathodoluminescence** (voir fiche 65).

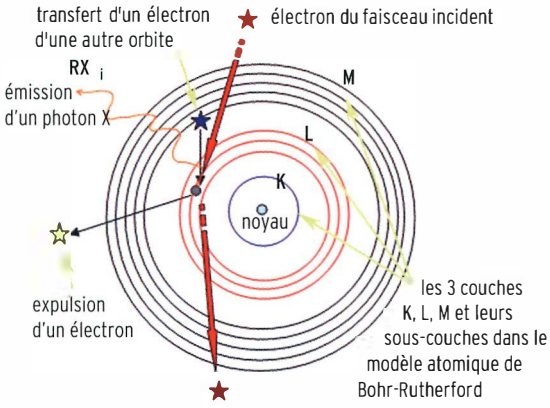
L'imagerie électronique à partir de l'émission d'électrons

▪ À partir de l'émission des électrons secondaires (photos 2, 3 et 4). En microscopie électronique à balayage, les électrons secondaires (SE : *secondary electrons*), issus de la surface de l'échantillon, permettent d'obtenir des images dont la résolution est de l'ordre de 5 nm avec des grandissements de 10 000 à 100 000 et une profondeur de champ importante aux faibles grandissements. Ces images permettent en particulier d'étudier la **morphologie** des grains ou des cristaux, d'apprécier le mode de **croissance** des cristaux, les produits de leur déstabilisation ou de leur dissolution, de voir les **structures** externes et internes des **microfossiles**.

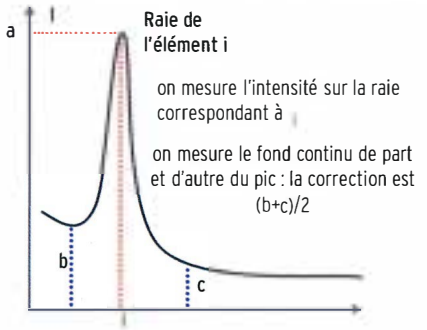
▪ À partir des électrons rétrodiffusés (photos 5, 6 et 7). L'intensité de l'émission des électrons rétrodiffusés (BSE : *backscattered electrons*) est d'autant plus forte que le **numéro atomique** des éléments entrant dans la composition du matériel est élevé. Les images présentent donc un **contraste de luminosité** dépendant du numéro atomique des éléments présents ; ainsi la luminosité de l'image donnée par le détecteur est d'autant plus blanche que des **éléments lourds** comme le fer, le baryum, le zirconium (photo 5) sont présents par rapport aux éléments plus légers comme l'oxygène, le silicium, l'aluminium, les alcalins. En conséquence l'image contrastée obtenue permet de différencier les grandes catégories de minéraux et d'étudier aisément leur morphologie et leurs relations texturales : les tectosilicates sont en général sombres, les pyroxènes, les amphiboles et les grenats sont plus clairs car ils peuvent être riches en fer (photo 6), les oxydes ou surtout les sulfures de métaux tels le fer, le plomb, donnent des images très brillantes. Enfin les **exsolutions** et les **zonations** sont très visibles sur ces images, comme par exemple la distribution du fer dans les pyroxènes, du baryum dans les feldspaths alcalins ou les micas (photo 7) ou les exsolutions dans les feldspaths. Ainsi l'information portée par l'imagerie donnée par les électrons rétrodiffusés est non seulement morphologique mais elle donne en sus des **indications qualitatives** sur la **composition** des minéraux. Il est clair que l'**imagerie électronique** a révolutionné, comme en biologie, l'étude microscopique des roches et des minéraux.

1 Méthodes d'étude des minéraux et des roches

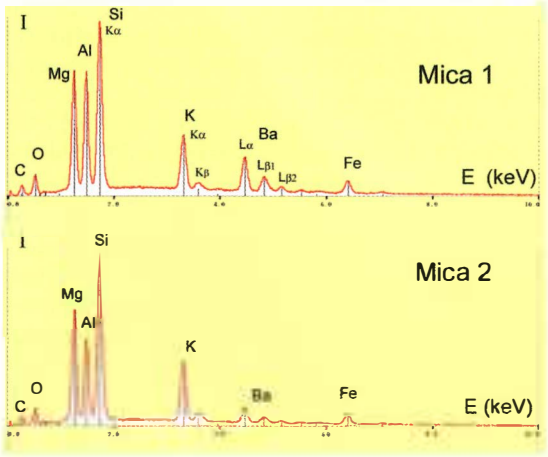
1 Schéma de la transition électronique radiative



2 Mesure du rayonnement X caractéristique d'un élément i et du fond continu



3 Spectres en énergie du rayonnement X



4 Images X des éléments dans les minéraux

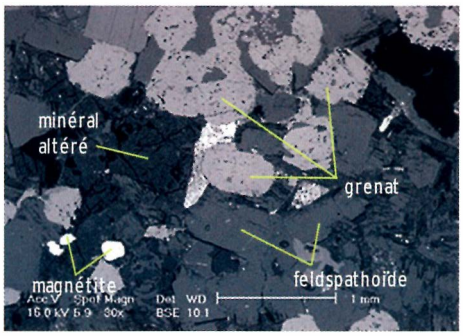
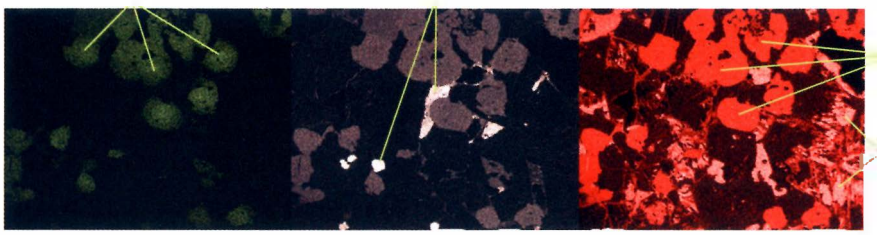


image en BSE (électrons rétrodiffusés) de la zone analysée

cœurs des grenats riche en titane

magnétite

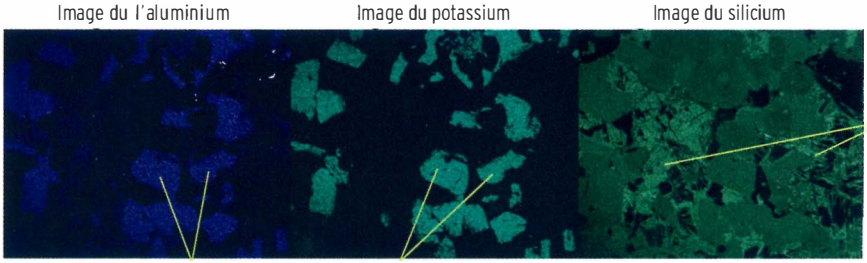


grenat calcique

carbonate issu de l'altération d'une autre phase minérale

Image X du titane | Image du fer | Image du calcium

Image du l'aluminium | Image du potassium | Image du silicium



phase d'altération siliceuse associée au carbonate

silicate riche en aluminium et potassium (feldspathoïde potassique)

L'émission du spectre X caractéristique de rayons X et la composition chimique

Les électrons du faisceau incident ont une énergie suffisante pour provoquer l'expulsion d'électrons des couches électroniques profondes **K, L et M** des atomes de la matière analysée (document 1). Cette expulsion est compensée par le **transfert** d'électrons d'une couche externe vers la vacance orbitale plus interne due à l'expulsion. Cette transition électronique est **radiative** car accompagnée de l'émission d'un photon X dont l'énergie est égale à la différence d'énergie de liaison entre les électrons expulsé et transféré ; l'énergie du **photon X** émis est donc liée aux niveaux énergétiques des orbites électroniques K, L ou M de l'élément concerné. C'est pourquoi **ce spectre X est fait de raies d'énergie différente** (spectre discret), caractérisant **chaque élément**.

Il est alors possible de quantifier l'élément selon la relation de Castaing : $\mathbf{C_i^{ech}/C_i^{st} = A.\ (I_i^{ech}/I_i^{st})}$

Pour tout élément i, il y a **proportionnalité** entre **l'intensité** du rayonnement caractéristique ($\mathbf{I_i^{ech}}$) et la **concentration élémentaire** ($\mathbf{C_i^{ech}}$) comparées à celles ($\mathbf{I_i^{st}}$, $\mathbf{C_i^{st}}$) d'un minéral standard connu, ceci à une **constante près A** dont le calcul de correction multifactoriel est assez complexe. La quantification passe donc par la mesure, pendant un temps donné (usuellement 10 s), de l'intensité d'une raie caractéristique (la mieux adaptée) de l'élément, déduction faite du **fond continu** (mesure de part et d'autre du pic, document 2), et permet d'évaluer **l'incertitude** sur la teneur qui, en étant trop faible, peut s'avérer **non significative**.

Deux **types de spectromètres de rayons X** permettent de sélectionner les raies caractéristiques d'un élément soit par leur **longueur d'onde,** soit par leur **niveau d'énergie**. L'analyse peut se faire par **balayage** du faisceau sur une surface homogène ou, le plus souvent, **ponctuellement** avec un faisceau électronique bien focalisé. La surface analysée de l'échantillon est ainsi de l'ordre du micromètre en diamètre. Ceci permet notamment de réaliser de multiples analyses au sein d'un même cristal, permettant par exemple le suivi d'une zonation ou l'analyse de phases microcristallines incluses.

L'analyse du rayonnement par spectrométrie et l'image X des éléments

L'analyse du rayonnement peut se faire par **spectromètre à dispersion d'énergie** (**EDS** : *energy-dispersive spectrometer*). Le détecteur recueille l'ensemble du spectre X émis et classe les raies en fonction de leur énergie, afin **d'identifier les raies propres à chaque élément** présent. Ainsi la biotite zonée (voir fiche 8 et document 3) possède un spectre avec les raies K ou L des éléments tels que O, Mg, Al, Si, K, Ba et Fe ; la raie du carbone est due au film de carbone assurant la conduction électrique. On observe bien la différence entre les zones riches en baryum (mica 1) avec les raies de Ba très intenses et corrélativement la moindre représentation des raies des éléments Al et K, par rapport à la bordure du cristal moins riche en baryum (mica 2). La composition du minéral peut être calculée à partir de l'intensité des raies caractéristiques des éléments par rapport à la calibration faite sur des standards connus.

Des images X des éléments (voir fiche 8 et document 4) sont obtenues en mode balayage du faisceau électronique (typique du MEB). Après sélection d'une raie caractéristique pour chaque élément, la mesure du rayonnement X propre à chaque élément permet d'obtenir une carte (ou image X) d'abondance et de répartition précise des éléments, ce qui conduit à préciser, outre la composition, les affinités paragénétiques des minéraux entre eux.

Le rayonnement X peut être également analysé par des **spectromètres de rayon X à dispersion angulaire de longueur d'onde** (**WDS** : *wavelength-dispersive spectrometer*) dont est munie la microsonde électronique (jusqu'à 5). Le rayonnement X émis parvient sur un cristal orientable provoquant, pour un angle d'incidence θ_i, une réflexion spécifique des rayons X de longueur d'onde λ_i (vérifiant ainsi la loi de Bragg : $2d.\sin\theta_i = n.\lambda_i$) correspondant à la raie caractéristique de l'élément i. L'intensité de la raie est alors mesurée par un compteur de RX ; l'analyse est plus précise qu'en spectrométrie EDS et permet un dosage simultané de 5 éléments. Une fois l'acquisition réalisée (corrigée du fond continu), le calcul de correction donne la **composition du minéral** en pourcentage d'atomes ou de poids d'oxydes ; on peut ensuite calculer la formule structurale du minéral (voir fiche 10).

1 Méthodes d'étude des minéraux et des roches

Les différents groupes de minéraux

Un **minéral** est, selon la définition habituellement donnée, un solide naturel, homogène, présentant une structure atomique ordonnée sous forme d'un réseau cristallin organisé et une composition chimique définie. Cette définition se heurte souvent à des difficultés : ainsi la composition chimique est parfois très clairement définie, comme celle du quartz (SiO_2) ou de la calcite ($CaCO_3$), mais de nombreuses espèces minérales peuvent constituer des **solutions solides** avec une composition variable entre deux pôles purs ; c'est par exemple le cas des olivines, présentant un espace de composition de type (Fe_{2-x}, Mg_x) SiO_4 entre deux pôles purs, la forstérite (Mg_2SiO_4) et la fayalite (Fe_2SiO_4).

La composition chimique permet au premier ordre de séparer les minéraux en différentes classes, soit :

- la plus abondante de loin, les **silicates,** formant l'essentiel des roches mantelliques, magmatiques et métamorphiques (gneiss, micaschistes), et une large part des roches sédimentaires (conglomérats, grès…) ;
- les **carbonates** (calcite, aragonite, dolomite), minéraux majeurs des formations sédimentaires ;
- les **oxydes** et les **hydroxydes**. Par exemple, oxydes de fer : magnétite (Fe_3O_4), hématite (Fe_2O_3) ; de fer et de titane : ilménite ($FeTiO_3$) ; d'étain : cassitérite (SnO_2) ; d'uranium : uraninite (UO_2) ; d'aluminium : corindon (Al_2O_3) ; hydroxyde d'aluminium : gibbsite ($Al(OH)_3$) ;
- les **sulfates**. Par ex. : barytine ($BaSO_4$), gypse ($CaSO_4$, $2H_2O$), anhydrite ($CaSO_4$) ;
- les **phosphates**. Par ex. : apatite ($Ca_5(PO_4)_3(OH,Cl,F)$) ;
- les **sulfures**. Par ex. : pyrite (FeS_2), galène (PbS), blende (ZnS) ;
- les **halogénures**. Par ex. : halite (NaCl), sylvite (KCl), fluorite (CaF_2) ;
- les **éléments natifs**. Par ex. : or, argent, cuivre, platine, diamant.

Les silicates

La base des structures silicatées est un **tétraèdre** constitué d'un cation de silicium entouré de 4 atomes d'oxygène selon la formule $(SiO_4)^{4-}$. L'électroneutralité des édifices est assurée par des cations de natures diverses équilibrant électriquement les anions. La grande diversité des silicates résulte du degré et du mode de polymérisation des tétraèdres, des remplissages cationiques et des substitutions pouvant s'effectuer entre cations. Le mode de polymérisation, avec mise en commun entre tétraèdres d'un nombre variable d'oxygènes, définit les différentes classes de silicates et leur motif de base. Outre l'oxygène O^{2-}, un certain nombre de silicates, dits hydroxylés, contiennent des anions (OH^-) (ex. des micas ou des argiles, des amphiboles…). Les différentes classes de silicates sont :

- les **nésosilicates** en tétraèdres isolés $(SiO_4)^{4-}$, avec les olivines, les grenats et les silicates d'alumine ;
- les **sorosilicates** en tétraèdres groupés par deux $(Si_2O_7)^{6-}$, avec les épidotes (zoïsite) et la lawsonite ;
- les **cyclosilicates** avec des tétraèdres en anneaux $(Si_6O_{18})^{12-}$ (ex. : cordiérite, tourmaline, béryl) ;
- les **inosilicates** en tétraèdres en chaînes, chaînes simples avec les pyroxènes $(Si_2O_6)^{4-}$ et chaînes doubles avec les amphiboles $(Si_4O_{11})^{6-}$;
- les **phyllosilicates**, dont les tétraèdres sont en couches $(Si_4O_{10})^{4-}$, avec les micas, les chlorites, la serpentine, le talc et les minéraux argileux (illite, smectites, kaolinite…) ;
- les **tectosilicates** dont les tétraèdres sont tous liés entre eux, avec le quartz (et les formes associées), les feldspaths alcalins (orthose), les plagioclases et les feldspathoïdes (néphéline, leucite…).

Analyses chimiques et formules structurales

Les analyses chimiques sont exprimées en pourcentages de poids d'oxydes pour tous les minéraux contenant de l'oxygène (exemples : SiO_2, Al_2O_3, FeO, Na_2O…) et en pourcentages de poids d'éléments pour les minéraux non oxygénés (sulfures, halogénures…). On notera que cet usage du poids perdure le plus souvent, même si la prise en compte de la masse, parfois pratiquée, serait plus correcte au plan physique, puisque celle-ci est indépendante de la valeur de l'attraction newtonienne.

L'établissement de la **formule structurale** vise à transformer ces données pour parvenir à la composition du minéral, non plus exprimée en liste d'oxydes ou d'éléments, mais exprimée par la formule de celui-ci, donnant une information sur les éléments qui le constituent, sur leurs proportions relatives dans les sites cristallins et leur stœchiométrie prenant en compte de l'équilibre des charges.

Les minéraux et la détermination des formules structurales

fiche 10

Avant établissement de la formule, des observations macroscopiques et microscopiques préalables auront permis d'identifier ce minéral et de le rattacher à un groupe dont la formule chimique globale est connue.

Les pourcentages en poids d'oxydes, issus de l'analyse chimique (colonne 1 du tableau 1 ci-dessous), sont divisés par les masses molaires des oxydes (colonne 2) (ou des éléments), donnant des moles d'oxydes (millimoles si l'on multiplie par 1 000) (colonne 3).

Les quantités molaires obtenues sont celles des oxydes analysés ; elles sont aussi celles de l'élément constituant l'oxyde (Si, Mg, K...) : par exemple, une mole de Si dans SiO_2. Pour certains oxydes, il importe cependant de tenir compte du coefficient stœchiométrique des éléments dans la formule de l'oxyde : par exemple, x moles de Al_2O_3 correspondent à 2x moles d'Al pour 3x moles d'O. Ces quantités sont données en colonne 4.

Pour les minéraux contenant de l'oxygène (ex. : silicates), on détermine les quantités molaires d'oxygène associées aux différents oxydes (colonne 5). Pour certains oxydes, il importe de tenir compte du coefficient stœchiométrique de l'oxygène dans la formule de l'oxyde : par exemple, x mole de SiO_2 (colonne 3) correspond ainsi à 2x moles d'O (colonne 5).

On effectue alors la somme des quantités molaires d'oxygène associées aux équivalents monoatomiques (colonne 5), ce qui conduit au total (cases 6).

Ayant reconnu le groupe auquel appartient ce minéral, on calcule alors les quantités molaires des cations pour un nombre d'oxygènes correspondant à la formule idéale du groupe (pour les minéraux hydroxylés, le nombre d'oxygènes considéré peut varier selon que l'on ait, ou non, analysé H_2O).

Ce nombre d'oxygènes varie selon le type de minéraux. Par ex. : amphibole = 23 ; chlorite = 28 ($(OH^-)_2$ étant équivalent en charge à un oxygène) ; épidote = 12,5 ; feldspath = 8 ; grenat = 12 ; ilménite = 3 ; leucite = 6 ; mica = 22 ; néphéline = 16 ; péridot = 4 ; pyroxène = 6 ; spinelle/magnétite = 4.

L'exemple présenté correspond à un feldspath calculé sur 8 oxygènes (colonne 7).

Remarque : pour les minéraux ne contenant pas d'oxygène, le calcul est fait par rapport à un élément de la formule qui définit la structure : par exemple, dans la blende, différents cations (Zn, Fe ou Mn) entrent dans le même site, aux côtés d'un seul atome de soufre S. Les valeurs sont dans ce cas normalisées à S égal à 1.

Dans le cas des solutions solides, on peut ensuite calculer les pourcentages des pôles purs et exprimer la formule par rapport à ceux-ci (voir ci-dessous).

Tableau 1 – Mode de calcul de la formule structurale d'un feldspath

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(7)
Oxydes	**Analyse (% poids d'oxydes)**	**Masse molaire de l'oxyde**	**Millimoles oxydes = (1) × 1 000 / (2)**	**Millimoles cations = (3) × stœchiométrie du cation dans l'oxyde**	**Millimoles oxygène = (3) × stœchiométrie de l'oxygène dans l'oxyde**	**Cations pour 8 oxygènes = (4) × 8 / (6)**
SiO_2	65,00	60,09	1 081,7	1 081,7	2 163,4	**Si = 2,970**
Al_2O_3	18,00	101,96	176,5	353,1	529,6	**Al = 0,970**
CaO	1,00	56,07	17,8	17,8	17,8	**Ca = 0,049**
Na_2O	6,00	61,98	96,8	193,6	96,8	**Na = 0,532**
K_2O	10,00	94,2	106,2	212,8	106,2	**K = 0,584**
				Total oxygène (6)	2 913,8 (6)	

La formule structurale de ce minéral s'écrit donc : $\mathbf{Ca_{0,05}\ Na_{0,53}\ K_{0,58}Al_{0,97}\ Si_{2,97}O_8}$.

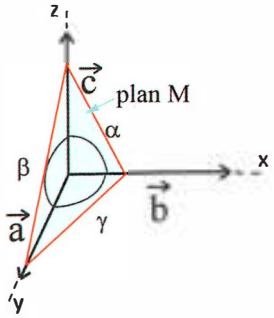
Il s'agit d'un feldspath alcalin sodipotassique. Sa position par rapport aux pôles purs K, Na, Ca serait donnée par :

- pour K_2O : $K_2O \times 100 / (K_2O + Na_2O + CaO) = 50,1$
- pour Na_2O : $Na_2O \times 100 / (K_2O + Na_2O + CaO) = 45,7$
- pour CaO : $CaO \times 100 / (K_2O + Na_2O + CaO) = 4,2$

Les formules structurales des principaux minéraux sont données en fin d'ouvrage, sur la troisième page de couverture.

1 Méthodes d'étude des minéraux et des roches

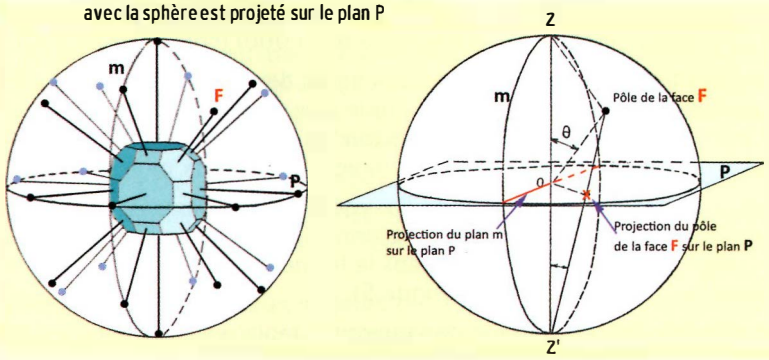
1 Repérage des plans dans l'espace



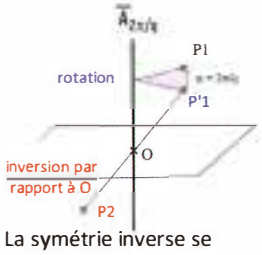
les indices de Miller du plan M sont
les inverses des intercepts sur
les axes x, y, z (entiers, premiers entre eux)

3 Principe de la projection stéréographique des faces et plans

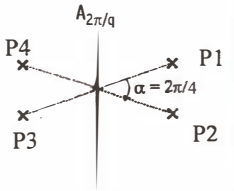
le point d'interception F de la normale à la face
avec la sphère est projeté sur le plan P



3 Symétrie directe et symétrie inverse



La symétrie inverse se décompose en 2 opérations

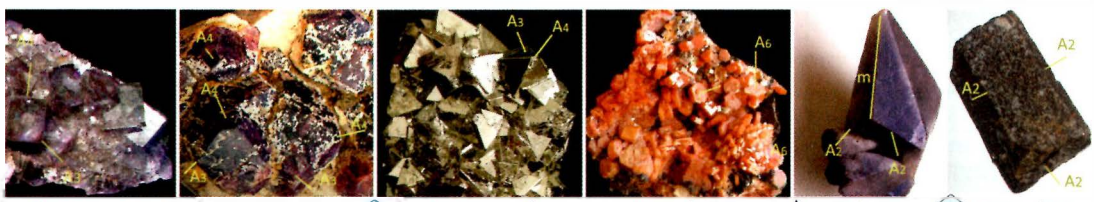


Ici, q = 4 la symétrie directe donne 4 points symétriques

4 Propriétés principales des systèmes cristallins

SYSTEMES	paramètres	éléments de symétrie de l'holoédrie	Nombre de classes de symétrie	Nombre total de faces obtenue à partir de (h,k,l) pour l'holoédrie
Triclinique	$a \neq b \neq c$ $\alpha \neq \beta \neq \gamma$	C	2 classes	2 faces
Monoclinique	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \gamma = 90° \neq \beta$	A_2/M C	3 classes	4 faces
Orthorhombique	$a \neq b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90°$	$A_2/M\ 2A'_2/2m'$ C	3 classes	8 faces
Quadratique	$a = b \neq c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90°$	$A_4/M\ 4A'_2/4m'$ C	7 classes	16 faces
Rhomboédrique (ou trigonal)	$a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma \neq 90°$	$A_3\ 3A'_2/3m'$ C	5 classes réseau rhomboédrique ou réseau hexagonal	12 faces notées avec 3 indices(hkl) ou 4 (h k s l) avec (h+k+s) = 0
Hexagonal	$a = b = c$ $\alpha = \beta = 90°\ \gamma = 120°$	$A_6/M\ 6A'_2/6m'$ Ca	7 classes	24 faces notées avec 4 indices (h k s l)
Cubique	$a = b = c$ $\alpha = \beta = \gamma = 90°$	$3A_4/3M\ 4A_3\ 6A'_2/6m'$ C	5 classes	48 faces

5 Quelques exemples de cristaux naturels avec leur forme idéale et leur projection stéréographique



Fluorite — cube (100)

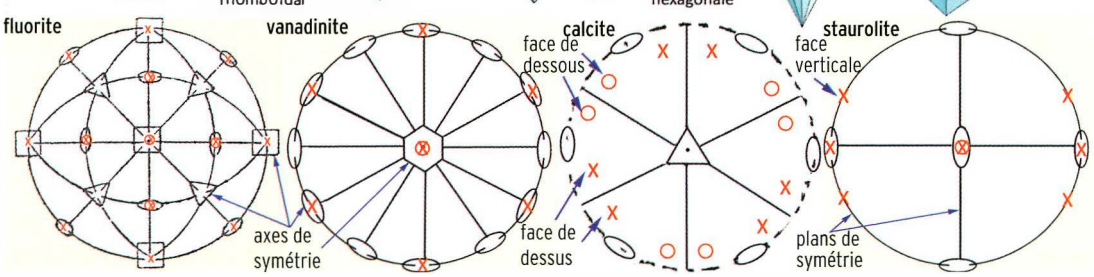
Fluorite — cube et dodécaèdre rhomboïdal (110)

Pyrite — octaèdre (111)

Vanadinite — prisme à base hexagonale (10$\bar{1}$0)

Calcite — scalénoèdre (hkl)

Staurolite — prisme droit (hk0)



Introduction à la cristallographie géométrique

fiche 11

Réseaux, plans réticulaires et symétries dans les cristaux

L'arrangement des atomes dans la matière cristallisée n'est pas quelconque ; une unité élémentaire d'organisation des atomes appelée **motif** ou **maille** se répète par translation dans l'espace pour former le **réseau** totalement défini par **3 vecteurs x, y, z et trois angles** α, β, γ (document 1). Les atomes sont situés sur les **nœuds du réseau,** et l'ensemble des nœuds situés dans un même plan définit un **plan réticulaire** se répétant par translation. Une famille de plans est donc définie par l'équation :

h.x + k.y + l.z = Ct : constante avec h = Ct/a, k = Ct/b, l = Ct/c (a, b et c étant les longueurs des segments coupés par le plan sur les trois vecteurs x, y, z définissant le réseau). Avec Ct = 1, **h, k** et **l** sont donc les inverses de ces segments : ce sont **les indices de Miller du plan** ; il s'agit de nombres entiers premiers entre eux.

Les plans réticulaires, comme les faces des cristaux, se répètent suivant une opération de **symétrie directe** ou **inverse** (document 2). La **symétrie directe** est une rotation d'un angle $2\pi/q$ autour d'un axe, q définissant l'ordre de l'axe de symétrie directe **Aq** (noté A_2, A_3, A_4 ou A_6). La **symétrie inverse** associe une **rotation q** avec **une inversion** par rapport à un point fixe O sur l'axe inverse noté $\bar{A}_q$. Si q = 1, la symétrie inverse est une simple inversion par rapport à O : $\bar{A}_1$ est donc un centre de symétrie **C** ; si q = 2, c'est une symétrie par rapport à un plan noté $\bar{A}_2$ ou **M**. Ainsi **la symétrie se résume toujours à des axes directs ou inverses. René Just Haüy** a constaté que les angles entre les faces se conservent et que les faces des cristaux se répètent suivant les éléments de symétrie ; ceci définit **7 systèmes cristallins différents** (document 4) avec un nombre limité **d'arrangements des atomes, définissant les 14 réseaux de Bravais**.

Systèmes cristallins et projection stéréographique des cristaux

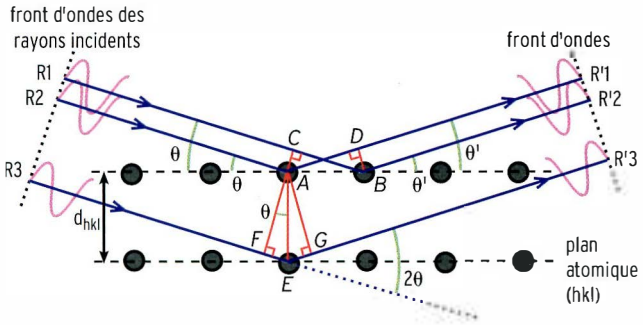
Les 7 systèmes (document 4) regroupent **32 classes de symétrie,** chaque classe pouvant n'avoir qu'une partie des éléments de symétrie du système, ce qui définit une mériédrie. L'holoédrie, l'hémiédrie et la tétartoédrie possèdent ainsi respectivement tous ou la moitié ou le quart des éléments de symétrie. Les cristaux sont représentés en **projection stéréographique** (documents 3 et 5) avec leurs éléments de symétrie et leurs faces figurées par des symboles : une croix quand la face est au-dessus du plan P de projection, un cercle quand elle est en dessous et une ellipse, un triangle, un carré ou un hexagone respectivement pour les axes de symétrie A_2, A_3, A_4 ou A_6.

Croissance cristalline et troncatures

Les cristaux réels ont rarement des formes idéales, conséquence du mode et de la vitesse de croissance des faces. **Seuls** comptent donc la **répétition des faces** et **les angles** qu'elles font entre elles. Leurs formes varient également beaucoup en fonction de la présence et du développement de **troncatures** recoupant les faces de la forme-type d'un système. Quand la troncature est une face quelconque notée (hkl), le nombre de faces qui s'ajoutent permet de trouver les éléments de symétrie et d'en déduire **le système cristallin**, de **calculer son degré de symétrie** et enfin de trouver la **classe de symétrie** à laquelle appartient l'espèce minérale étudiée : holoédrie, hémiédrie ou tétartoédrie. Le document 5 présente les projections cristallographiques de quelques cristaux : ainsi, à partir du **cube** représenté par une fluorite, on constate que l'on obtient un **dodécaèdre rhomboïdal** à 12 faces avec une troncature (110), alors qu'on obtient un **octaèdre** à 8 faces (exemple de la pyrite) avec une troncature (111) : ces cristaux possèdent à la fois des axes A4 et A3, ce qui caractérise le **système cubique**. La vanadinite (vanadanate de plomb) avec un axe A6 relève du système **hexagonal** alors que le scalénoèdre de calcite ne possède qu'un axe A3 (sans plan M orthogonal) et se rattache au système **rhomboédrique**. Enfin le staurolite ne possède que les trois A2 du système **orthorhombique**.

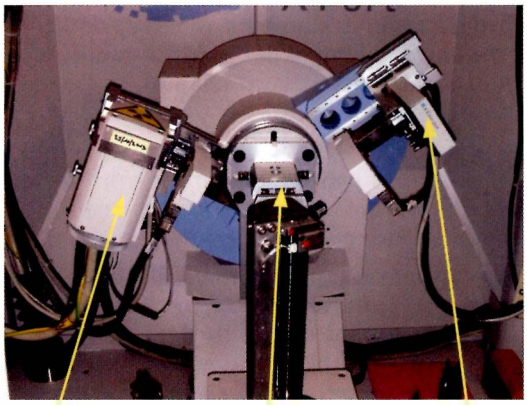
Méthodes d'étude des minéraux et des roches

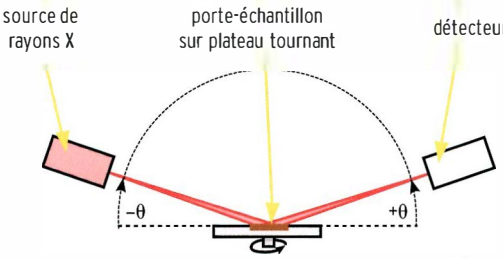
1 Principe de la diffraction et loi de Bragg



* Rayons diffractés d'un même plan atomique : les rayons R'1 et R'2 sont en interférence constructive si les chemins parcourus sont identiques à savoir AD = CB, condition réalisée lorsque $\theta = \theta'$.
* Rayons diffractés de deux plans atomiques successifs : les rayons R'2 et R'3 sont en interférence constructive lorsque la différence de distance parcourue (différence de marche) est égale à un multiple de la longueur d'onde, soit (FE + EG) = $n\lambda$, ce qui revient à écrire : $2d_{hkl}.\sin\theta = n.\lambda$ (loi de Bragg).

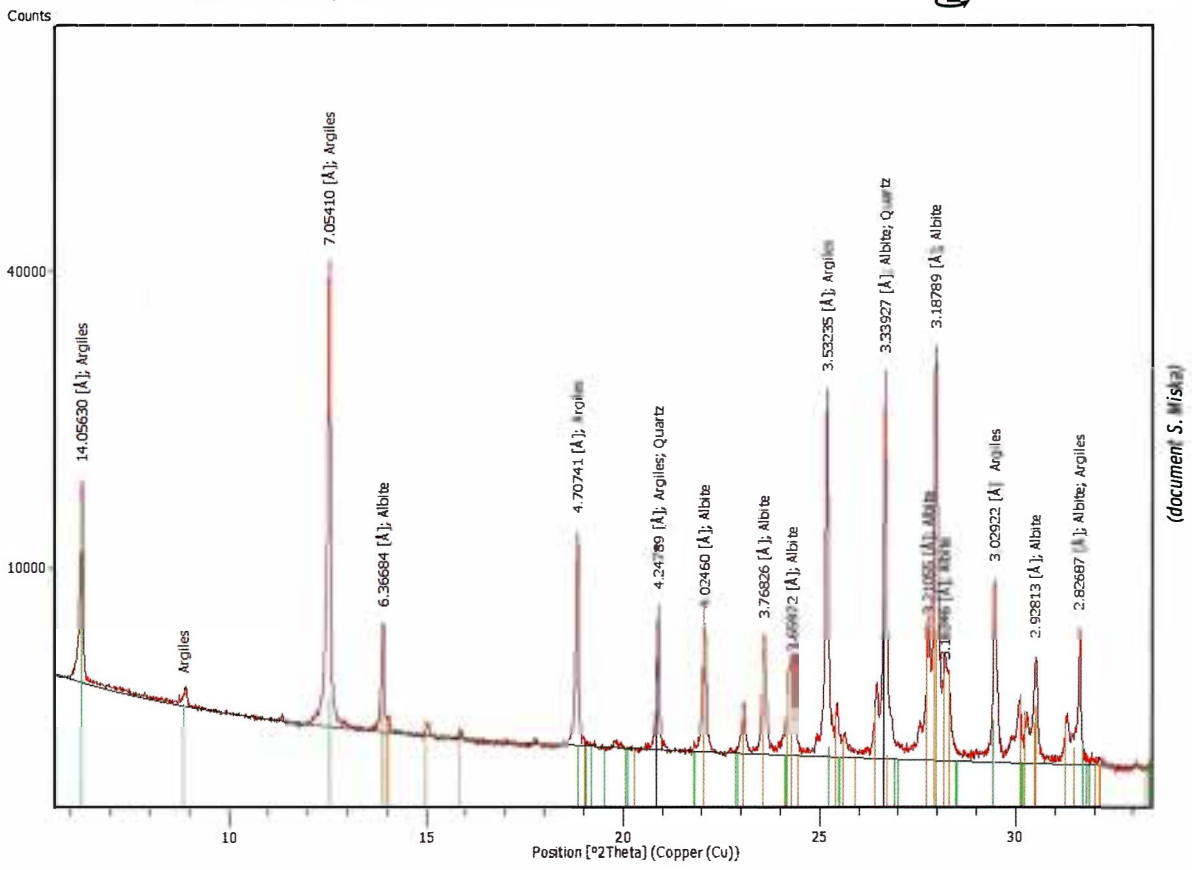
3 Diffractomètre de rayons X (DRX)





3 Diffractogramme d'un mélange quartz-albite-argiles

(échantillon réduit en poudre et séché à l'air libre)



(document S. Wiska)

Analyse des minéraux par diffraction de rayons X (DRX)

fiche 12

Principe

La technique de diffraction de rayons X s'applique à l'identification des minéraux à l'état microcristallin, en phase pure ou en mélange. Le bombardement d'un réseau atomique par un faisceau monochromatique de rayons X d'énergie adéquate génère un rayonnement diffusé par le fait que les photons X déplacent le nuage électronique par rapport au noyau de chaque atome, induisant des vibrations qui provoquent une réémission d'ondes électromagnétiques de même longueur d'onde (on parle de diffusion élastique) mais de bien plus faible intensité. Les rayons diffusés par chaque atome interfèrent et, pour certaines directions, leur interférence constructive aboutit à des raies diffractées. Les caractéristiques en direction et en amplitude de la diffusion sont fonction de la position et de la nature des atomes (la diffusion croît avec le nombre d'électrons d'un élément) donc de l'architecture du réseau cristallin qu'il est ainsi possible de décrire.

Dans le cas de plans atomiques parallèles (cas des minéraux cristallisés), la diffraction n'est cohérente que dans certaines directions de l'espace car elle nécessite que les rayons diffusés par chaque atome soient en concordance de phase pour qu'il y ait interférences constructives. Ainsi, au niveau d'un plan atomique ordonné (atomes régulièrement espacés), la diffraction est constructive si la différence de parcours (de marche) des ondes incidentes est égale à celle des ondes diffractées, situation obtenue pour un angle de diffraction θ' égal à l'angle d'incidence θ (document 1). Dans le cas de plans atomiques successifs, équidistants, il y a interférence constructive des ondes diffusées pour un angle θ donné si tous les atomes émettent en phase (et non en opposition de phase) c'est-à-dire si leur différence de marche $2d.\sin\theta$, d étant la distance interréticulaire, est égale à un multiple de la longueur d'onde incidente λ soit $\mathbf{2d.\sin\theta = n.\lambda}$ (loi de Bragg). Le processus de diffraction s'apparente ainsi à la loi de Descartes en optique mais ne se produit que pour des angles précis.

L'intensité de la diffraction dépend de divers facteurs. Elle est d'autant plus importante que l'élément excité possède d'électrons ; elle décroît lorsque l'angle d'incidence augmente ; et elle est influencée par la taille des cristaux, leur degré d'ordre, leur orientation, le degré de polarisation des raies diffractées et les facteurs instrumentaux.

Le diffractomètre de rayons X (DRX)

Dans la pratique, on utilise la raie $K\alpha 1$ de l'anticathode de cuivre dont les photons sont assez énergétiques (λ = 1,5406 Å soit E = 8,05 keV) pour exciter les électrons des atomes de la cible sans qu'ils changent d'état. L'échantillon à analyser, réduit en fine poudre (taille < 10 µm), est disposé dans une cellule en aluminium ou en inox et aplani en surface. L'orientation aléatoire des cristaux fait que, pour chaque famille de plans réticulaires parallèles, il existe une population de cristaux dont l'orientation suivant l'incidence de Bragg provoque la diffraction. Dans le cas des argiles, on utilise souvent des préparations orientées (pâte de particules inférieures à 2 µm étalée par frottis sur une lame de verre évidée puis séchée ou solution d'argiles en suspension déposée sur la lame, qu'on laisse décanter et évaporer – voir fiche 30, document 2) de manière à caractériser les plans notés (001). En faisant varier l'angle d'incidence θ, il est possible d'identifier les diverses familles de plans réticulaires d'orientations différentes d'un minéral, définis par leurs indices de Miller (hkl) (voir fiche 11). Il existe pour ce faire deux types de diffractomètres : soit la source de rayons X est fixe, l'échantillon tournant pas à pas d'un angle θ et le détecteur d'un angle 2θ ; soit l'échantillon est fixe (il tourne sur lui-même dans son plan), la source de rayons X tournant d'un angle $-\theta$ et le détecteur d'un angle $+\theta$ (document 2).

Le document 3 présente une portion du diffractogramme d'un échantillon polyphasique (mélange quartz – albite – argiles). Le document 4 recense la position des pics du quartz dans l'intervalle $2° < 2\theta < 40°$ et l'intensité relative I de chacun.

Document 4 – Quelques pics du quartz

N°	h	k	l	d [Å]	2θ [deg]	I [%]
1	0	1	0	4,25738	20,848	45,2
2	1	0	1	3,34447	26,632	100,0
3	1	1	0	2,45800	36,527	25,5
4	1	0	2	2,28163	39,463	4,9

2 Minéraux

Quartz améthyste en géode



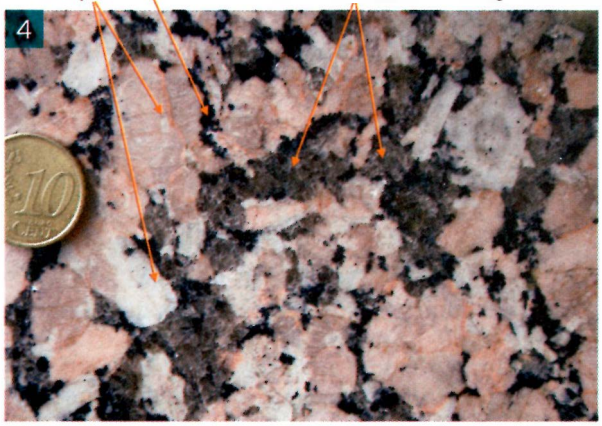
Cristaux automorphes de quartz (géode)



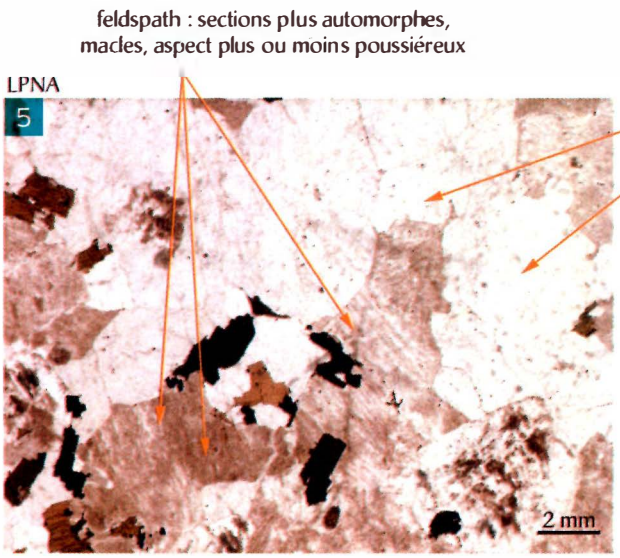
Veines de quartz
dans une formation schisteuse

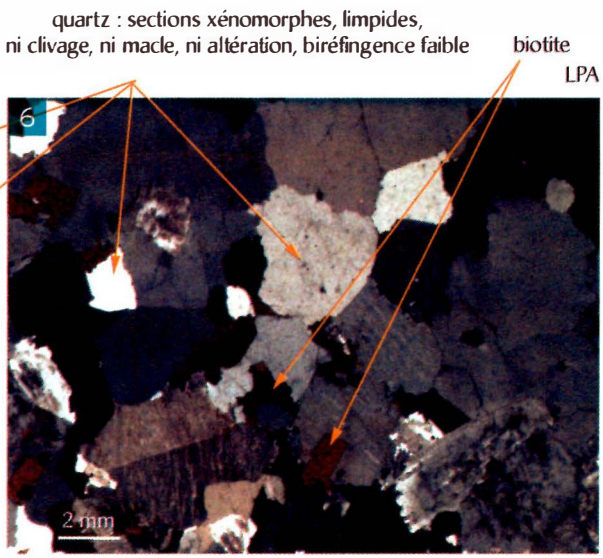


Quartz dans un granite



Quartz et feldspath dans un granite





Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Le **quartz** a pour formule chimique **SiO_2**. Il peut s'observer aisément en masse lorsqu'il forme des **géodes** (photo 1) dans certaines roches. Ces géodes présentent souvent des cristaux bien développés, en forme de prismes à six faces terminés par des faces pyramidales (système de cristallisation hexagonal) (photo 2). Le cristal de roche ou quartz hyalin correspond à des cristaux incolores (photo 2). Mais de nombreuses variétés sont colorées du fait d'impuretés, à l'exemple du quartz violet ou **améthyste** (traces de Mn et de Fe^{3+}) (photo 1). Le quartz peut également constituer des **veines** au sein de formations variées (photo 3).

Dans les roches, le quartz forme généralement des cristaux de petite taille. Ceux-ci sont incolores à grisâtres, limpides, avec un aspect de **gros sel** (photo 4). L'éclat est gras, vitreux, et la cassure conchoïdale. Sa dureté est de 7 : il raie l'acier et le verre. Le quartz est un minéral très peu altérable.

Caractères microscopiques

En LPNA (photo 5), le **quartz** apparaît sous forme de **plages très limpides**, ne présentant ni macles, ni clivages, ni traces d'altération. Son relief est faible ce qui rend ces plages quasiment invisibles en lame mince. Les cristaux sont le plus souvent **xénomorphes**, en sections de petite taille sans forme définie. Certaines roches comme les rhyolites peuvent cependant montrer des cristaux presque automorphes.

En LPA (photo 6), le quartz a une **biréfringence faible** avec des teintes de polarisation dans les blancs ou les gris. Certains cristaux peuvent montrer une extinction **roulante** qui atteste de déformations des cristaux.

Enseignements complémentaires

Particularités

▪ Distinction quartz – feldspaths. Dans de nombreuses roches, le quartz coexiste avec des **feldspaths**. Ceux-ci sont détaillés fiches 14 et 15. Tous ces minéraux ont en commun d'être incolores en LPNA, d'avoir un relief faible à nul et de polariser dans des teintes blanches à grises (photos 5 et 6). Toutefois :

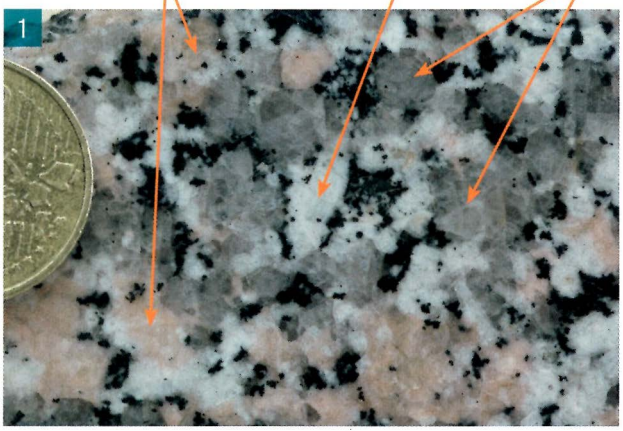
– en masse, le quartz ressemble à du gros sel alors que les feldspaths sont d'ordinaire blancs ou roses ; le quartz est le plus fréquemment xénomorphe alors que les feldspaths sont souvent en cristaux automorphes ; les sections limpides du quartz se distinguent des sections de feldspaths alcalins fréquemment poussiéreuses du fait leur altérabilité ; les feldspaths présentent des macles et des clivages, ce que ne possède pas le quartz.

▪ Signification des compositions chimiques. L'analyse chimique d'une roche est présentée en **pourcentage de masse d'oxydes**. Les roches magmatiques sont essentiellement constituées de minéraux silicatés et le principal oxyde donné dans l'analyse est toujours SiO_2. Il faut alors bien comprendre que cette silice obtenue dans l'analyse est la somme de la silice de l'ensemble des minéraux silicatés. Le quartz correspond alors à la **seule silice libre, non combinée**. Une roche magmatique ne peut donc présenter du quartz que lorsque la quantité de silice totale excède la quantité qui peut se combiner avec tous les autres éléments. C'est la signification du terme **sursaturé** en silice (voir fiche 34).

Gisements

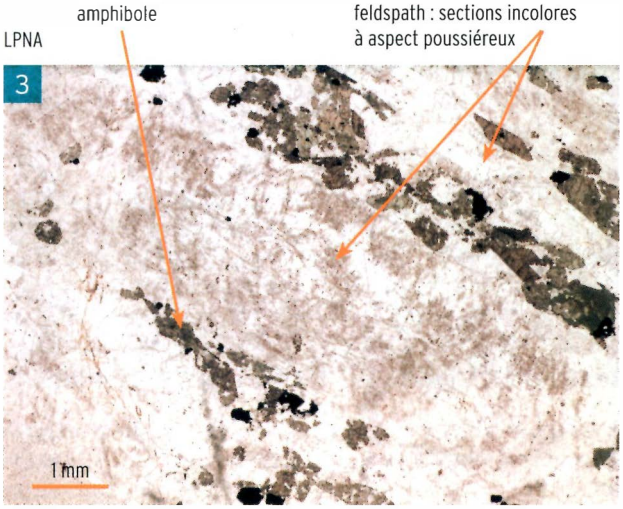
Le quartz est un minéral très fréquent dans les roches **magmatiques**, **métamorphiques** ou **sédimentaires**. Il caractérise les roches magmatiques **saturées en silice** (granites, rhyolites, diorites quartziques…). Dans les roches **métamorphiques**, du fait de sa stabilité sur un large domaine de pression et de température, il peut constituer des minéraux initiaux ou résulter de recristallisations à partir de silice libérée par d'autres réactions. Peu altérable, il est abondant dans les roches **sédimentaires** issues par exemple de la diagenèse de sables (grès siliceux) ou de boues biogéniques (diatomites, radiolarites).

Feldspaths dans des granites



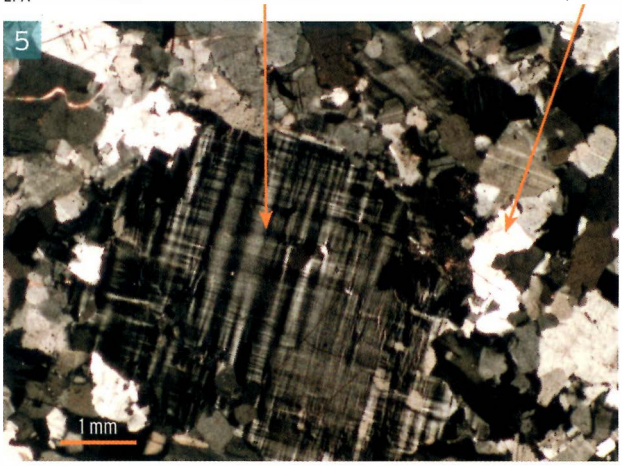


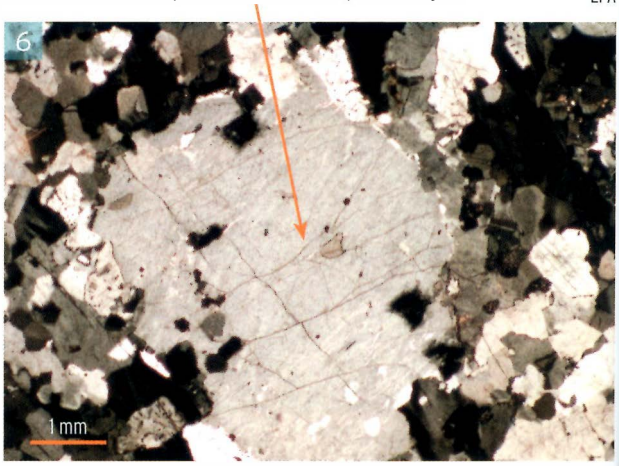
Feldspaths potassiques





Feldspaths potassiques : microcline





Les feldspaths alcalins (ou sodipotassiques)

fiche 14

Caractères généraux

Les **feldspaths** correspondent à un ensemble de minéraux formant **deux séries** entre trois pôles majeurs qui sont : $KAlSi_3O_8$, $NaAlSi_3O_8$ et $CaAl_2Si_2O_8$. Le pôle potassique est principalement représenté par l'**orthose**, le **microcline** ou la **sanidine** (feldspath potassique des roches volcaniques). Les pôles sodique et calcique correspondent respectivement à l'**albite** et à l'**anorthite**. La série entre les pôles potassique et sodique définit les **feldspaths alcalins**, la série entre les pôles sodique et calcique, les **plagioclases** (voir fiche 15).

Caractères macroscopiques

Les feldspaths alcalins sont des **minéraux clairs** (photo 1) apparaissant fréquemment en cristaux automorphes de couleur **blanche**. Les feldspaths alcalins de type orthose peuvent être **roses**. Leur éclat est plus ou moins vitreux et leur dureté est de 6 ; ils rayent donc l'**acier**. Ils montrent par ailleurs des plans de clivage reconnaissables par leur éclat.

Les feldspaths alcalins de type orthose ou sanidine sont souvent caractérisés par une **macle de Carlsbad**, repérée par l'éclat différent des deux cristaux associés (photo 2).

Caractères microscopiques

En LPNA (photo 3), les feldspaths alcalins sont **incolores** et leur relief est **faible**. Ils présentent souvent un aspect **poussiéreux** ou moucheté légèrement brunâtre qui traduit leur altérabilité.

En LPA (photos 4, 5 et 6), les feldspaths présentent toujours une **biréfringence faible** donnant des teintes ne dépassant pas les gris clairs à blancs (teintes du 1er ordre). L'orthose et la sanidine s'identifient aisément à leurs **macles simples,** dont celle de **Carlsbad**, très fréquentes et qui associent deux cristaux (photo 4). Le microcline est caractérisé par une association de macles très fines, donnant un aspect **quadrillé en tartan** (ou tissu écossais) (photo 5). Les lignes de macle disparaissent pour quatre positions de la platine, pour lesquelles la section du cristal présente alors une teinte homogène (photo 6).

Orthose et microcline présentent souvent des structures **perthitiques** (ou **microperthitiques**) qui s'observent au sein d'un même cristal sous forme de deux ensembles de veines parallèles, repérables à leur relief légèrement différent et polarisant selon des caractères distincts (teintes, orientation) (voir fiche 50, photos 1 à 3) : ces deux ensembles correspondent à la coexistence de deux phases minérales, l'une potassique, l'autre sodique (albite).

Enseignements complémentaires

Particularités

▪ La position de l'albite. Les feldspaths alcalins sont les feldspaths renfermant les éléments alcalins sodium ou potassium. L'albite, pôle sodique, appartient ainsi à la série des feldspaths alcalins et à la série des plagioclases. Dès que la composition s'écarte du pôle sodique vers le pôle calcique, les feldspaths se rattachent exclusivement à la série des plagioclases.

Gisements

Les feldspaths sont des minéraux présents dans presque toutes les roches **magmatiques** et sont utilisés de manière essentielle dans les classifications (fiche 34). Les **feldspaths potassiques** de type **orthose** ou **microcline** sont abondants dans les roches **plutoniques** où ils peuvent coexister avec des feldspathoïdes (syénites néphéliniques), ou du quartz (granites) ou être seuls présents (syénites). La **sanidine** est une forme de haute température qui s'observe dans les équivalents **volcaniques**, et notamment dans les trachytes.

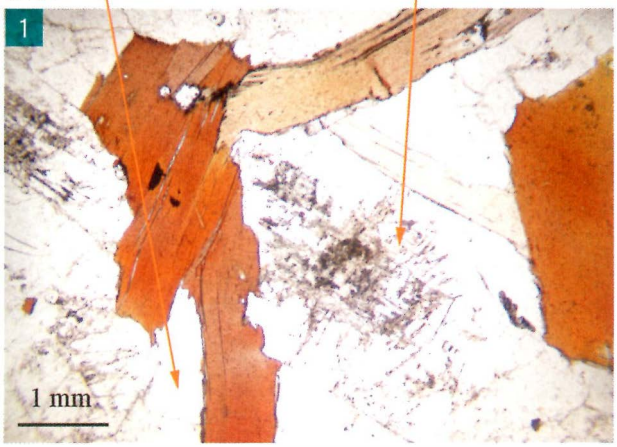
Les feldspaths alcalins sont également fréquents dans les roches **métamorphiques**, comme les gneiss (fiche 72). Ils sont très représentés dans les roches **sédimentaires détritiques** (exemple des grès arkosiques, fiche 59) après altération de roches magmatiques ou métamorphiques.

Plagioclase dans une granodiorite

quartz : sections incolores, limpides, souvent xénomorphes

plagioclase : sections incolores à aspect poussiéreux

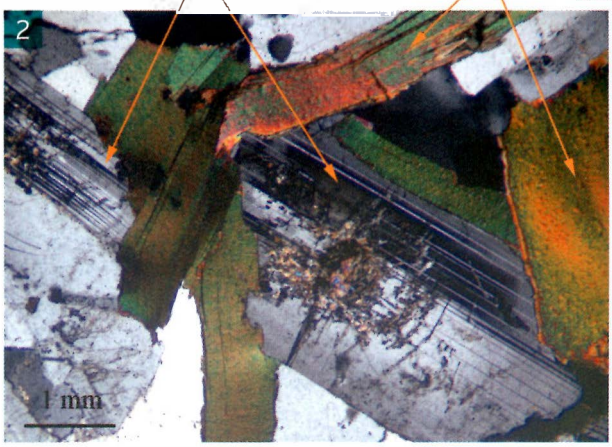
LPNA



plagioclase : macles polysynthétiques

biotite

LPA

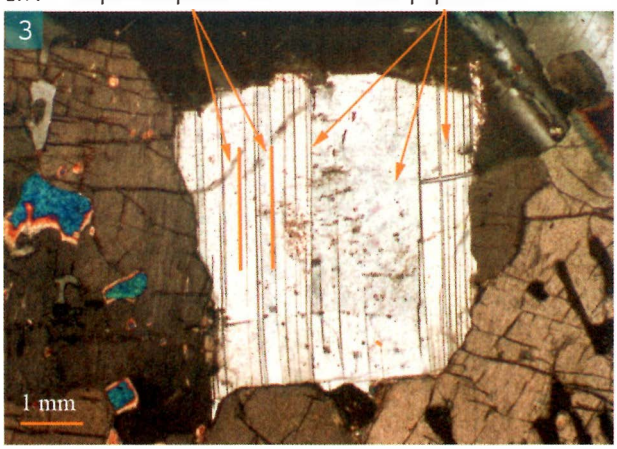


Détermination de la teneur en anorthite d'un plagioclase

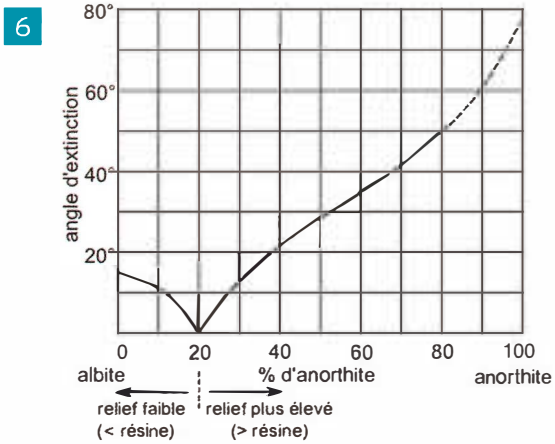
LPA

plans de macles parallèles au plan du polariseur

égal éclairement des deux populations de macles



abaque pour la détermination des plagioclases en anorthite

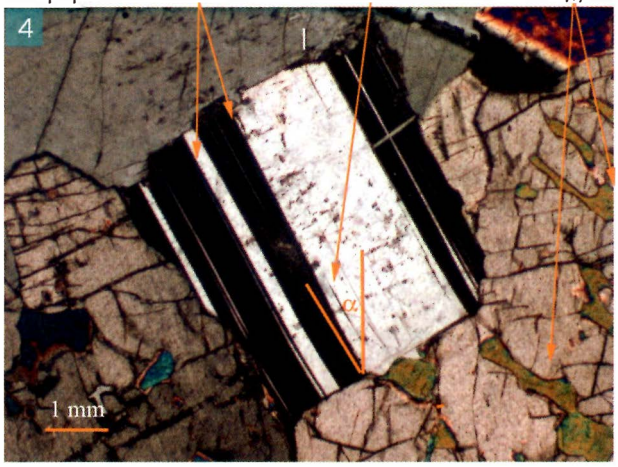


LPA

extinction de l'une des populations de macles

mesure de l'angle α déterminant l'extinction

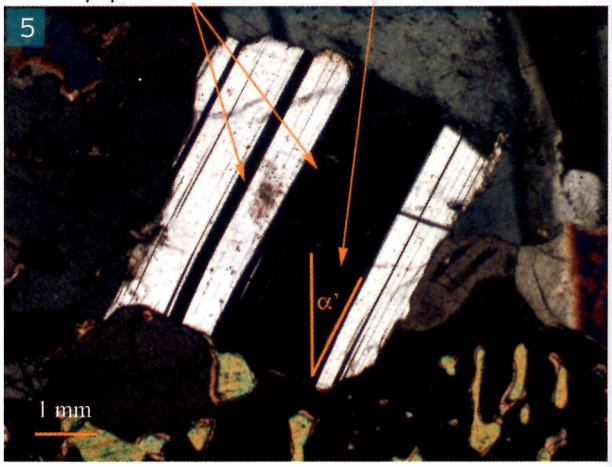
exsolutions dans des pyroxènes



extinction de l'autre population de macles

mesure de l'angle α' déterminant l'extinction

LPA



Les feldspaths calcosodiques ou plagioclases

fiche 15

Caractères généraux

Les **plagioclases** sont des feldspaths dont la composition s'inscrit entre un pôle sodique, l'**albite** ($NaAlSi_3O_8$) et un pôle calcique, l'**anorthite** ($Ca\ Al_2Si_2O_8$). Toutes les compositions existent entre albite et anorthite ce qui fait des plagioclases un bon exemple de système binaire à **solution solide**. On peut ainsi définir un plagioclase par sa teneur en constituant anorthitique, notée **An** : An0 désigne l'albite, An100, l'anorthite. An > 50 qualifie un plagioclase plus proche de la composition de l'anorthite que de celle de l'albite. Les différents plagioclases ont pour nom : An 0 – 10 : albite ; An 10 – 30 : oligoclase ; An 30 – 50 : andésine ; An 50 – 70 : labrador ; An 70 – 90 : bytownite ; An 90 – 100 : anorthite.

Caractères macroscopiques

Les plagioclases sont des **minéraux clairs** apparaissant fréquemment en cristaux automorphes de couleur **blanche** (fiche 14, photo 1). Ils présentent parfois des teintes verdâtres lorsqu'ils sont altérés.

Caractères microscopiques

En **LPNA** (photo 1), les plagioclases sont **incolores** et leur relief est **faible,** augmentant un peu pour les plagioclases calciques. Ils présentent très souvent un aspect **poussiéreux** ou moucheté grisâtre lié au développement de produits d'altération finement cristallisés (mica et épidote).

En **LPA** (photos 2, 3, 4 et 5), les plagioclases présentent toujours une **biréfringence faible** donnant des teintes ne dépassant pas les gris clairs à blancs. Ils sont principalement caractérisés par l'existence de **macles polysynthétiques (dites de l'albite)**, donnant des bandes parallèles de caractères optiques différents (dont les teintes de polarisation). Certains cristaux peuvent aussi présenter la macle simple de Carlsbad et une autre macle multiple (dite du péricline) orthogonale à la macle multiple de l'albite.

Enseignements complémentaires

Particularités

▪ Estimation de la composition. Celle-ci peut être approchée par différentes méthodes optiques : l'une d'entre elles se fonde sur l'observation de sections présentant un égal éclairement des deux populations de cristaux maclés lorsque les plans de macle sont parallèles au plan du polariseur. La rotation de la platine de part de d'autre du plan de polarisation entraîne l'extinction de chacune des deux populations. On mesure l'angle entre les deux positions d'extinction ($\alpha + \alpha'$) que l'on divise par deux. Le report de cet angle sur l'abaque (document 6) fournit une valeur approchée de la composition du cristal en anorthite. La mesure doit être effectuée sur plusieurs cristaux différents d'orientation appropriée et l'angle le plus fort est retenu. Une incertitude demeure pour des angles faibles compris entre 0 et 15°. La détermination de la teneur en anorthite requiert alors que soit apprécié le relief. Cette indétermination disparaît pour des compositions en anorthite supérieures à An 30.

▪ Zonation des cristaux. Les cristaux de plagioclases montrent souvent des zones de caractères optiques différents, disposées de manière concentrique du cœur vers la périphérie, ce qui définit des **cristaux zonés** (voir fiche 48). La composition des zones est différente, souvent plus calcique au centre. Cette zonation est liée aux processus de cristallisation. Outre les plagioclases, d'autres groupes de minéraux peuvent présenter des cristaux zonés lorsqu'ils définissent des solutions solides (exemple des clinopyroxènes, fiche 48).

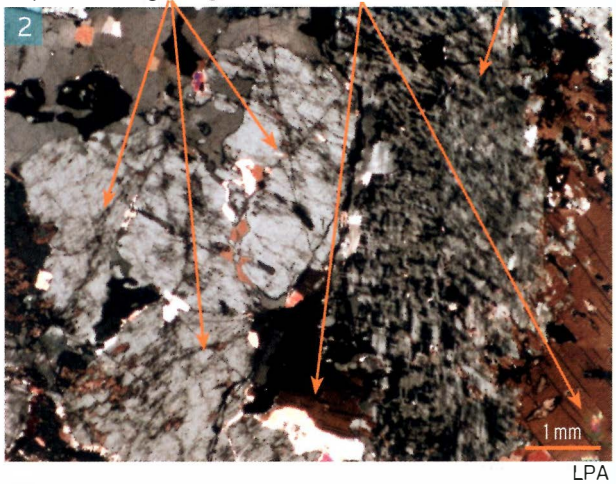
Gisements

Les plagioclases sont des minéraux très fréquents et sont également utilisés de manière essentielle dans les classifications des roches **magmatiques** (fiche 34). Les plagioclases calciques (An > 50) sont abondants dans les roches magmatiques **basiques** (gabbros, basaltes) alors que les plagioclases plus sodiques (An < 50) s'observent dans les faciès plus **différenciés**. Ils sont également très répandus dans les roches **métamorphiques** : l'albite est ainsi largement représentée dans les schistes verts où elle exprime peu la macle polysynthétique.

Néphéline dans une syénite néphélinique

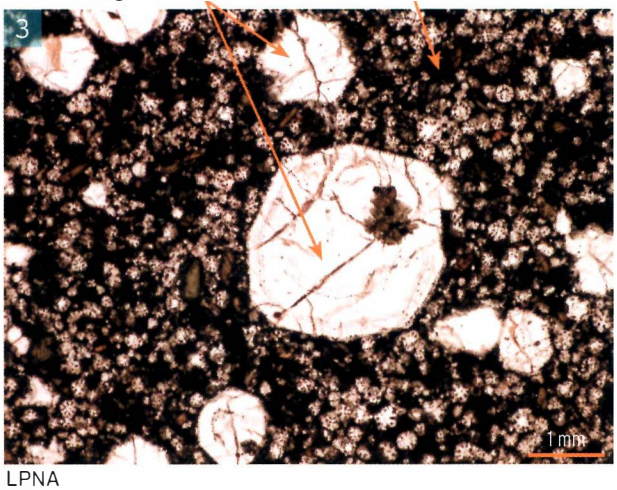


LPNA

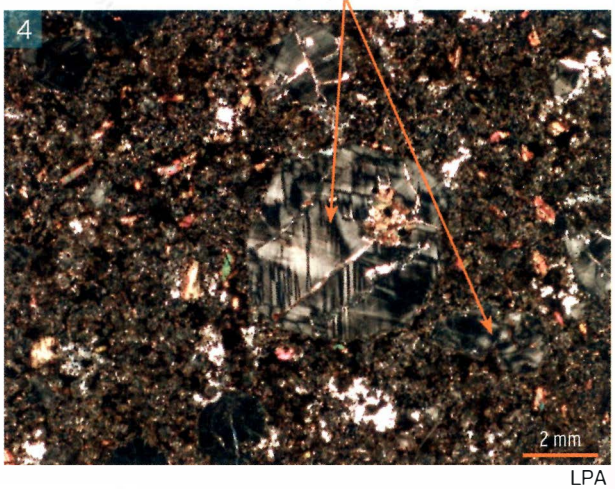


LPA

Leucite dans une lave

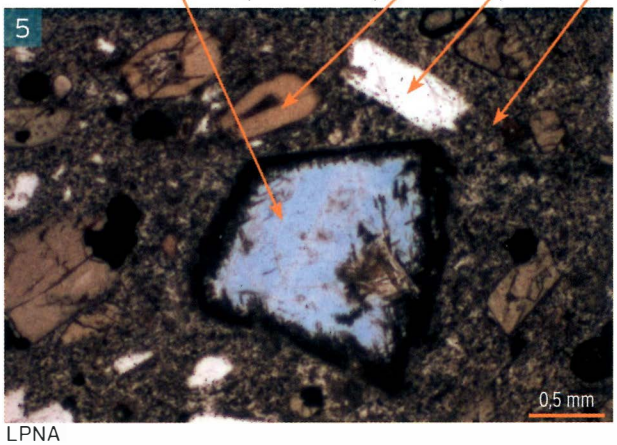


LPNA

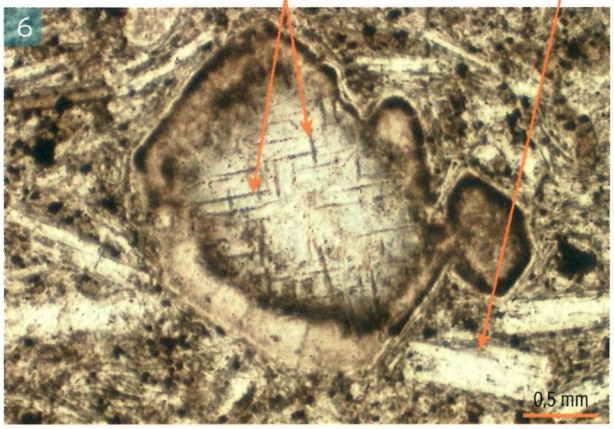


LPA

Haüyne dans une téphrite



LPNA



LPNA

Caractères généraux

Les **feldspathoïdes** forment un ensemble de minéraux de structure et de composition proches de celles des feldspaths dont ils se distinguent nettement par leur teneur plus faible en silice. Le groupe comprend différents minéraux, associant en proportions variables sodium et potassium. On distingue ainsi principalement la **néphéline** ($Na_3K(SiAlO_4)_4$), la **leucite** ($K(Si_2AlO_6)$) et le groupe de la **sodalite** (avec des minéraux sodiques de formule complexe comme l'**haüyne**).

Caractères macroscopiques

La **néphéline** est un minéral à l'éclat gras, présentant parfois des teintes rouille dues à l'altération. La **leucite**, présente dans les roches volcaniques et certaines roches plutoniques de faible profondeur, se présente généralement en cristaux globuleux incolores ou de couleur blanche. L'**haüyne** est sous forme de petits cristaux de couleur bleue qui s'observent dans certaines laves sous-saturées (phonolites ou téphrites).

Caractères microscopiques

En **LPNA**, la **néphéline** forme des plages incolores, automorphes dans certains faciès volcaniques, en cristaux hexagonaux ou rectangulaires, mais souvent xénomorphes dans les faciès plutoniques, en structure intersertale (photo 1). Son relief est faible. Un clivage peut s'observer avec une extinction droite. La **leucite** apparaît en sections incolores, octogonales ou arrondies, et de faible relief (photo 3) L'**haüyne** donne de petites sections carrées ou hexagonales, souvent colorées en bleu (photo 5). Celles-ci présentent des clivages dessinant un fin réseau au sein du cristal, dont la bordure est souvent oxydée (photo 6).

En **LPA**, la **néphéline** présente une biréfringence très faible, donnant des teintes grises à gris bleuâtre (photo 2). Elle montre souvent des altérations caractéristiques : elle peut être remplacée par de la **cancrinite**, feldspathoïde incolore et de très faible relief en LPNA, de biréfringence élevée en LPA. Elle peut aussi engendrer de l'**analcime** (encore appelée analcite), minéral cubique proche du groupe des zéolites, incolore en LPNA et isotrope en LPA. La **leucite** a une biréfringence très faible, donnant des sections presque éteintes. Il est cependant possible de distinguer un ensemble de macles polysynthétiques en réseau complexe (photo 4). L'**haüyne**, minéral cubique, est isotrope (voir photos 3 et 5, fiche 44).

Enseignements complémentaires

Particularités

▪ Des minéraux pauvres en silice. La composition chimique des feldspathoïdes peut s'écrire sous forme molaire, par exemple pour la leucite : K_2O, Al_2O_3, $4SiO_2$; sous la même forme, une orthose s'écrirait : K_2O, Al_2O_3, $6SiO_2$; dans un feldspathoïde, moins de silice est ainsi associée à une même quantité d'alumine ou de potassium ; les feldspathoïdes sont donc des minéraux moins siliceux que les feldspaths et plus alcalins.

▪ Incompatibilité quartz/feldspathoïdes. Les feldspathoïdes associent une moindre quantité de silice que les feldspaths à de mêmes quantités d'autres oxydes. Ils se forment donc dans des conditions de sous-saturation en silice : ils sont tout à fait incompatibles avec le quartz qui n'apparaît que lorsque la silice est excédentaire, au-delà de son incorporation dans les feldspaths (et autres phases). Cette incompatibilité est nettement traduite par la représentation en losange de la classification de Streckeisen (figure 2, fiche 34).

Gisements

Les feldspathoïdes caractérisent donc les roches magmatiques **sous-saturées en silice**. La **néphéline** s'observe dans les roches alcalines, souvent riches en sodium, de type plutonique (syénites néphéliniques, fiche 43) ou volcanique (phonolites, fiche 44). La **leucite**, instable à haute pression, se rencontre dans le volcanisme sous-saturé alcalin potassique (certains basanites ou certaines téphrites, fiche 44) et, parfois, dans certaines roches plutoniques. L'**haüyne** est un minéral observé dans les phonolites (fiche 44).

Biotite et muscovite dans un granite



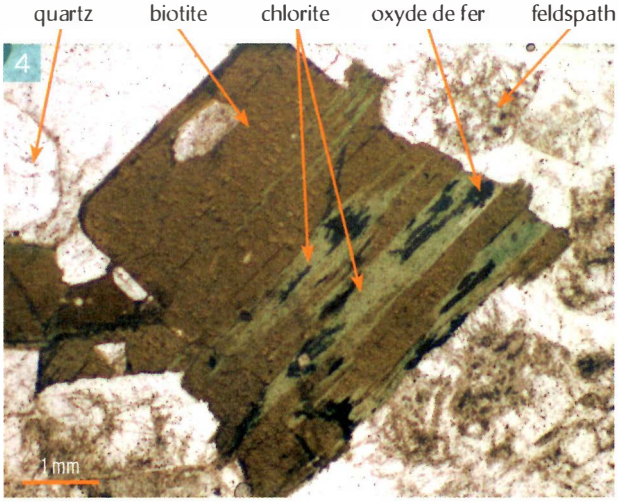
LPNA

Biotite dans un granite

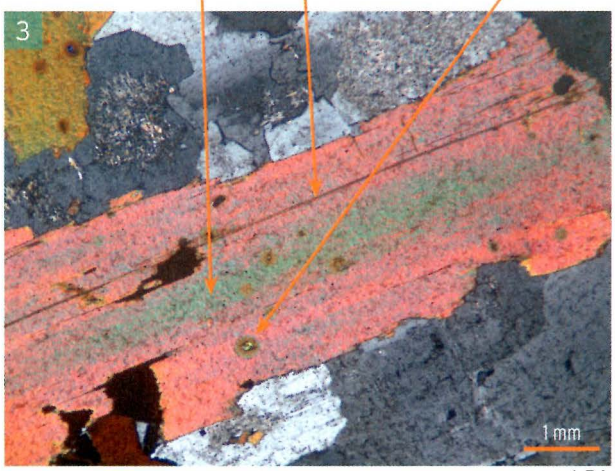


LPA

Altération de la biotite en chlorite



LPNA

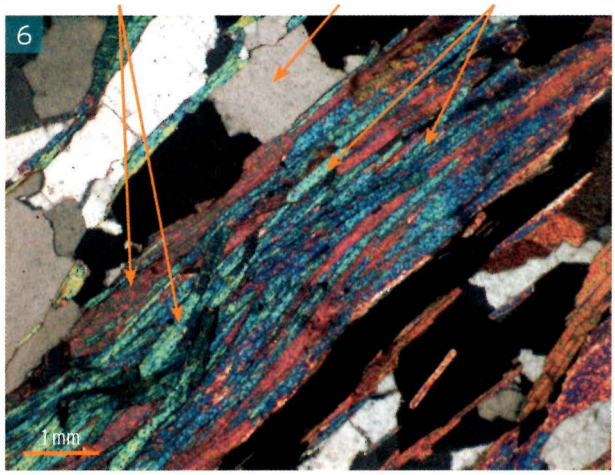


LPA

Muscovite et biotite dans un micaschiste



LPNA



LPA

Les micas : biotite et muscovite

fiche 17

Caractères généraux

Les **micas** constituent une famille de minéraux silicatés formés de **feuillets** à 3 couches (2 tétraédriques et une octaédrique) unis par des cations dits « interfoliaires ». La nature des cations des couches octaédriques conduit à distinguer :

- des micas noirs ferromagnésiens, trioctaédriques (avec 3 cations Fe^{2+} ou Mg^{2+}), dont la **biotite** ;
- des micas blancs alumineux, dioctaédriques (avec 2 cations Al^{3+}), dont la **muscovite**.

L'une de leurs caractéristiques communes est de contenir des ions OH^- : ce sont des minéraux **hydroxylés**.

Caractères macroscopiques

Les micas ont un aspect nacré, un éclat brillant, souvent métallique. La **biotite** (photo 1) apparaît sous forme de paillettes d'un noir métallique alors que la **muscovite** (photo 1) constitue des cristaux transparents à reflets argentés. La **muscovite** peut se développer en cristaux de grande taille qui se débitent alors aisément en lamelles transparentes, résultant d'un clivage parfait entre les feuillets.

Caractères microscopiques

En **LPNA** (photos 2 et 5), la **biotite** apparaît sous forme de cristaux allongés automorphes, de couleur brune et montrant un fort **pléochroïsme** dans les bruns sombres ou les bruns verdâtres (voir fiche 5). Le relief est moyen. Les cristaux bruns peuvent présenter des traces d'altération sous forme de plages d'un vert plus pâle et d'un relief moindre, correspondant au développement de **chlorite** (photo 4).

La **muscovite** (photo 5) est incolore ; elle forme des cristaux allongés automorphes de relief moyen qui ne présentent pas de traces d'altération.

Les sections allongées de biotite (photo 2) et de muscovite portent généralement la trace d'un **clivage net**.

En **LPA** (photos 3 et 6), la biréfringence de la **biotite** est élevée mais les teintes de polarisation sont plus ou moins masquées par la teinte propre du minéral. Les cristaux peuvent présenter des teintes légèrement chatoyantes, plus ou moins irisées (**aspect moiré** des cristaux, photos 3 et 6). L'altération en chlorite se traduit par une diminution forte de la biréfringence.

La biréfringence de la **muscovite** est élevée (photo 6), avec des teintes vives, souvent dans les bleus, et un aspect moiré. L'extinction est droite, se produisant lorsque le clivage est contenu dans le plan de polarisation de la lumière.

Enseignements complémentaires

Particularités

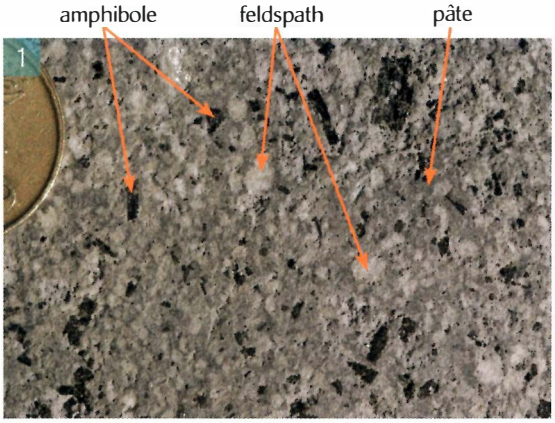
- Les inclusions de zircon (photo 2). Les cristaux de biotite sont souvent riches en petites inclusions de zircon (silicate de zirconium). Ce minéral contient de l'uranium dont la désintégration radioactive est à l'origine d'auréoles noires (souvent appelées **halos pléochroïques**) affectant la biotite (voir fiche 23).

Gisements

La **biotite** est un minéral très commun des roches **magmatiques et métamorphiques**. Elle s'observe surtout dans les roches **magmatiques** différenciées (granites) et intermédiaires (granodiorites, trachytes). Elle est très abondante dans les roches **métamorphiques de type micaschistes ou gneiss**, roches se rattachant à la séquence argileuse (roche initiale : argilite) ou arénacée (roche initiale : grès argileux).

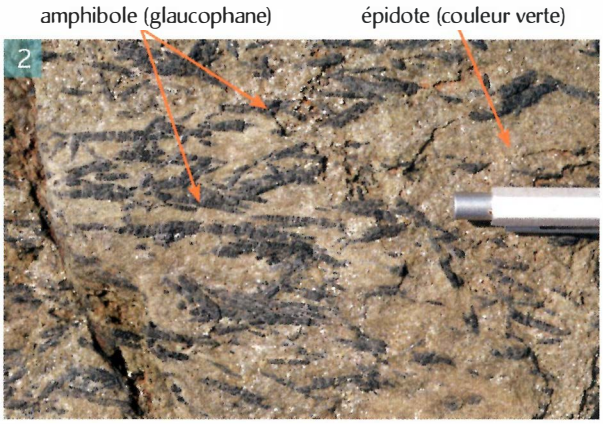
Du fait de sa composition alumineuse, la **muscovite** est fréquente dans certains **granites** riches en aluminium. Elle peut y être le seul mica ou se trouver associée à la biotite. Elle accompagne celle-ci dans les **roches métamorphiques** issues d'argilites ou de grès argileux comme les micaschistes et les gneiss. Des formes voisines de la muscovite, les **phengites** constituent de bons géobaromètres dans les faciès de haute pression (voir fiche 78). Peu altérable, la muscovite peut aussi se rencontrer dans les **roches sédimentaires détritiques**.

Amphiboles dans une andésite



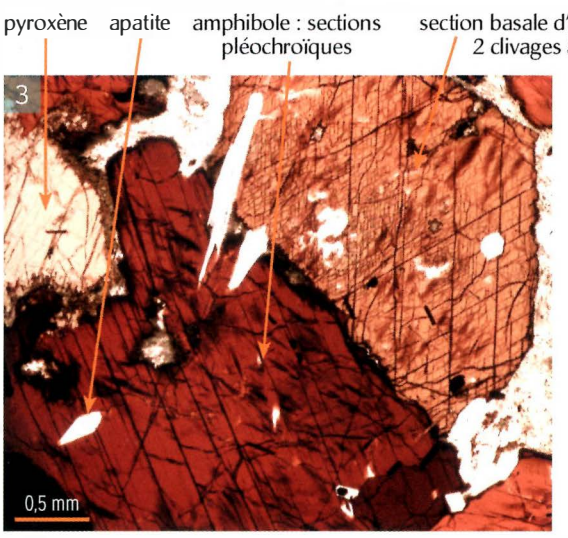
LPNA

Amphiboles dans un schiste bleu

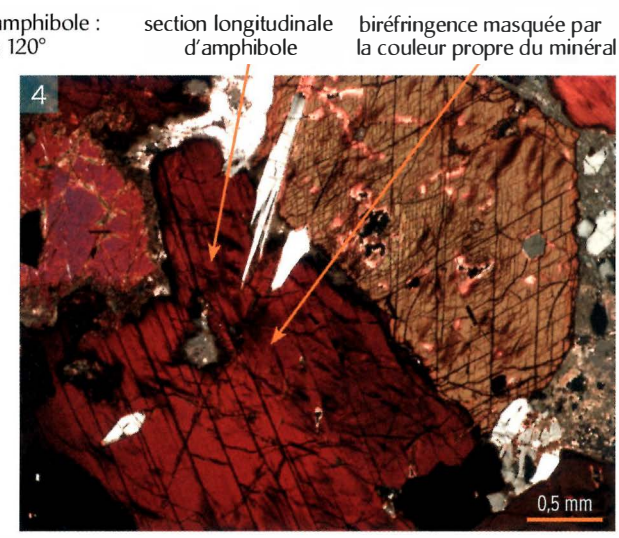


LPA

Amphiboles en sections basale et longitudinale

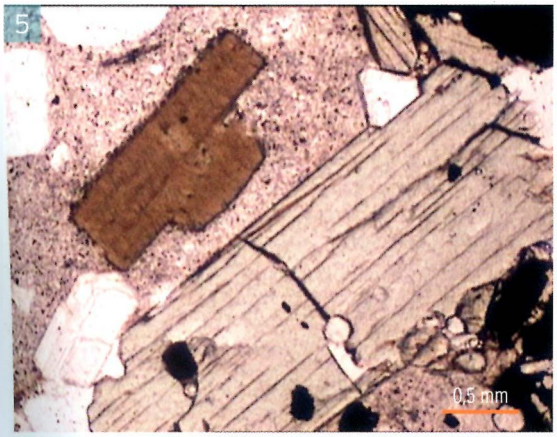


LPNA

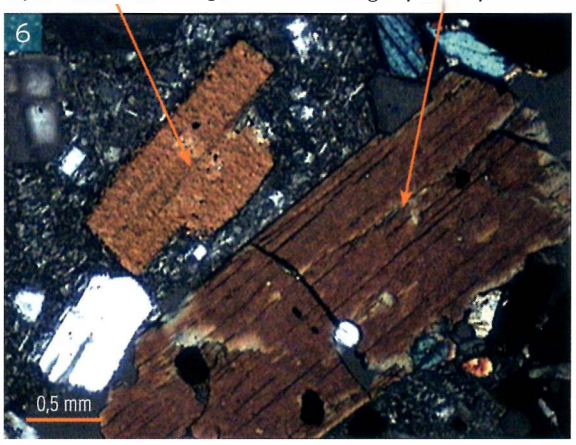


LPA

Biotite et amphibole dans une andésite



LPNA



LPA

Les amphiboles (1) : caractères généraux et diversité

fiche 18

Caractères généraux

Les **amphiboles** constituent un groupe de minéraux sombres très variés. De nombreux cations sont en effet susceptibles d'entrer dans leurs réseaux cristallins. L'une de leurs caractéristiques communes est de contenir des ions OH^- : ce sont des minéraux **hydroxylés**. Elles contiennent du fer et/ou du magnésium, en proportions relatives variables, participant à définir des séries d'amphiboles entre des pôles riches en magnésium ou en fer. Il est utile de distinguer principalement :

- le groupe des **amphiboles calciques** : les **actinotes** forment la série la plus calcique, dépourvue d'aluminium, et comprise entre deux pôles, magnésien et ferreux. Les **hornblendes** constituent un autre ensemble où le calcium s'accompagne d'aluminium et d'un peu de sodium;
- le groupe des **amphiboles sodiques** (ou alcalines) dépourvues de calcium et riches en sodium : les représentants en sont notamment la (ou le) **glaucophane** et les amphiboles de la série de l'**arfvedsonite.**

Caractères macroscopiques

Ce sont des minéraux colorés. Ils sont généralement de **couleur noire à vert-noir** (photo 1). Les amphiboles alcalines sont de **couleur bleu-gris très foncé**. Selon les cas, les phénocristaux peuvent apparaître en tablettes prismatiques plus ou moins allongées, en fibres ou en aiguilles (cristaux dits aciculaires) (photo 2). Les clivages sont peu distincts en général et la dureté est souvent inférieure à celle du fer (test à l'épingle).

Caractères microscopiques

En **LPNA,** les cristaux sont automorphes, souvent développés en prismes allongés ou en aiguilles de fort relief. Ils sont généralement colorés avec un **pléochroïsme** très net : celui-ci prend des teintes diverses qui permettent souvent d'identifier le groupe auquel se rattache l'amphibole.

Ainsi les hornblendes apparaissent toujours fortement colorées, avec un pléochroïsme très net, dans les teintes brunes pour les **hornblendes brunes** (dites hornblendes basaltiques) (photos 3 et 4) et dans les teintes vertes pour les **hornblendes vertes** (photo 5, fiche 38).

Les amphiboles présentent des **clivages** : les sections allongées, longitudinales, souvent les plus nombreuses, possèdent un seul clivage (photos 3 et 5). Certaines sections, perpendiculaires aux sections allongées, montrent **deux clivages** faisant alors entre eux un angle très caractéristique de **120°** (photo 3).

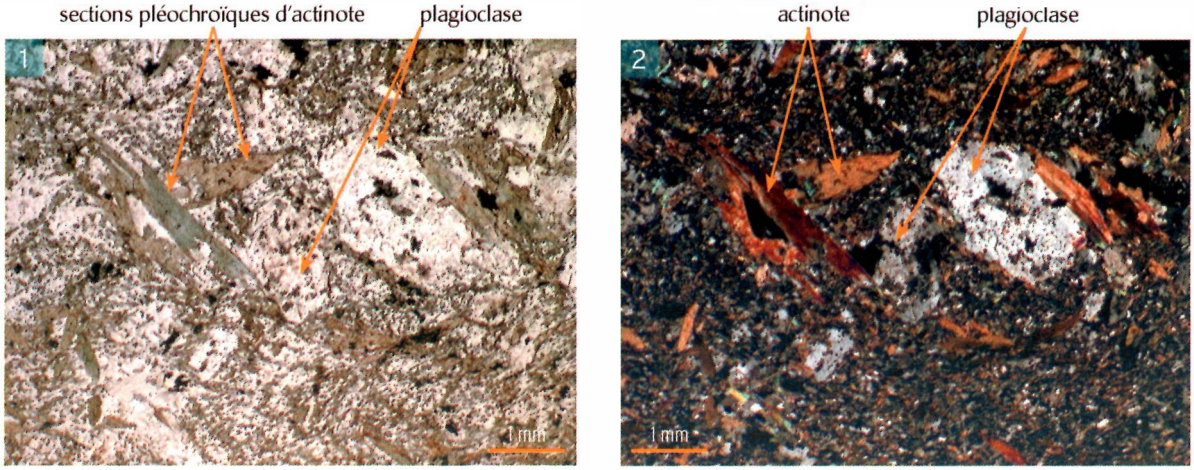
En **LPA** (photos 4 et 6), la biréfringence est moyenne à élevée. Les teintes sont souvent moins vives que celles observées dans le cas des pyroxènes car elles peuvent être assombries et faussées par la couleur propre du minéral. Dans la grande majorité des amphiboles (qui sont monocliniques), l'extinction des sections allongées se produit pour une orientation du cristal oblique par rapport à la trace unique de clivage. Les amphiboles présentent fréquemment des macles.

Enseignements complémentaires

▪ Distinction amphiboles brunes – biotite (photos 5 et 6). Les sections d'amphiboles les plus identifiables sont les sections basales que l'on recherchera. Des sections allongées d'amphiboles brunes peuvent parfois se confondre en LPNA avec la biotite ; elles s'en distinguent en LPA par leurs teintes de polarisation non moirées par opposition à celles des biotites, par leur extinction franche et oblique par rapport au clivage (celle-ci est droite pour la biotite, qui conserve un aspect brillant même à l'extinction) et par la présence de macles.

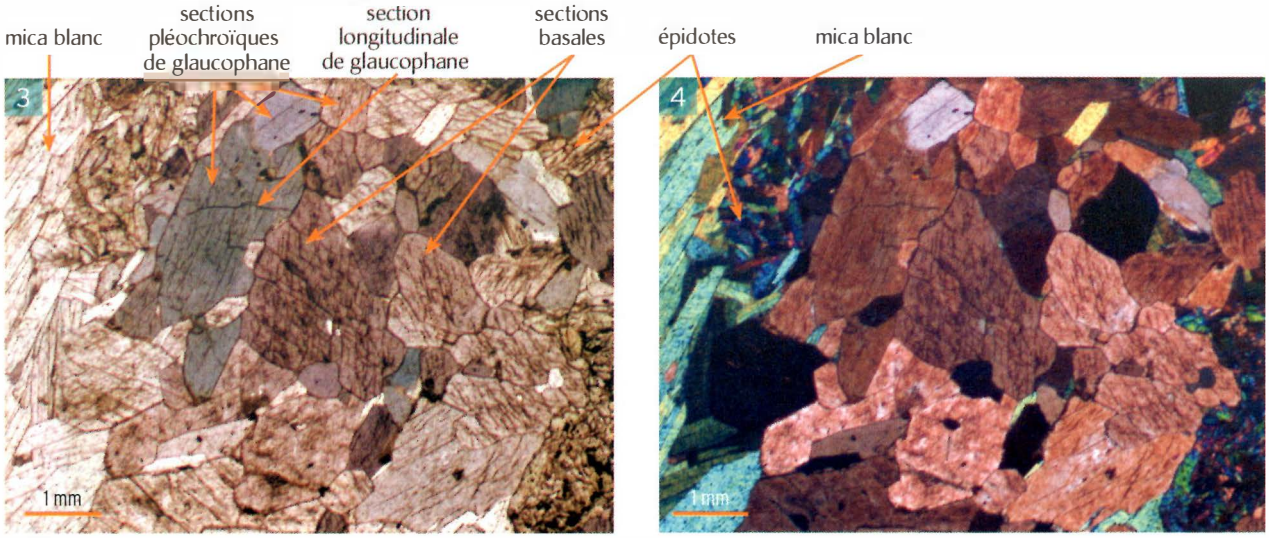
▪ Diversité des hornblendes. La **hornblende brune** diffère de la hornblende verte par sa composition : elle est enrichie en Fe^{3+}, ce qui traduit des conditions de cristallisation plus oxydantes. Celles-ci se marquent aussi par le liseré d'oxydes de fer qui borde souvent les cristaux de hornblendes brunes qui deviennent instables à basse pression. Une variété très colorée de la hornblende basaltique est la **kaersutite**, plus riche en titane (photos 4 et 5).

Actinote dans un schiste vert



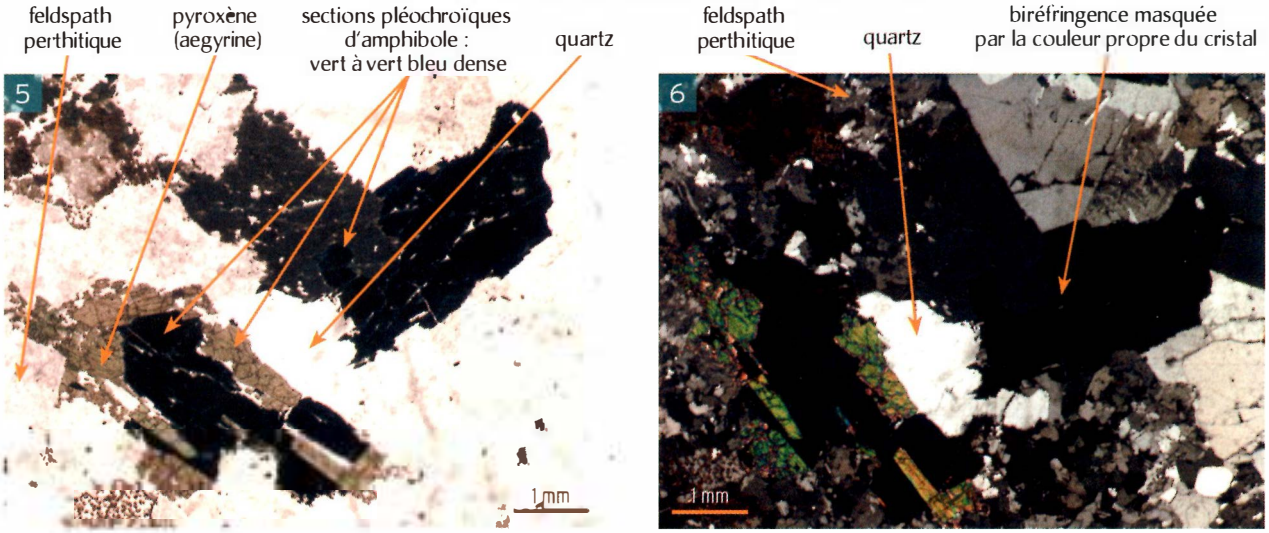
LPNA LPA

Glaucophane dans un schiste bleu



LPNA LPA

Amphiboles alcalines (arfvedsonites) dans un granite



LPNA LPA

Les amphiboles (2) : actinotes et amphiboles sodiques

fiche 19

Caractères généraux

Outre les hornblendes (photos 3 à 6, fiche 18), les amphiboles **calciques** sont représentées par les **actinotes**. Celles-ci ne comprennent ni sodium ni aluminium, avec un domaine de composition situé entre deux pôles, magnésien et ferreux. La transition entre le groupe des actinotes et celui des hornblendes se fait par ailleurs de manière continue par enrichissement progressif en sodium et en aluminium.

Les amphiboles **sodiques**, de type **glaucophane** ou **arfvedsonite**, se distinguent nettement des précédentes par leurs compositions et leurs gisements.

Les caractères généraux des amphiboles, à la fois macroscopiques et microscopiques, ont été indiqués dans la fiche 18, avec l'exemple des **hornblendes**. L'identification des espèces minérales prend en compte la forme des cristaux mais repose principalement sur leur couleur et leur pléochroïsme en LPNA. La mesure de l'angle maximum d'extinction en LPA, non donné ici, est également un indice caractéristique de chaque espèce.

Les **actinotes** apparaissent souvent en prismes ou en baguettes allongées sous forme d'aiguilles ou, parfois, de fibres. En **LPNA**, leur relief est moyen à fort. Les actinotes sont généralement de couleur verte, mais plus pâle que les hornblendes ce qui les distingue de celles-ci (photo 1). Le pléochroïsme, net, montre des couleurs claires, du vert-jaune, à l'incolore et au vert bleuté. Son intensité s'accroît avec la teneur en fer du cristal. Les actinotes s'observent aussi en périphérie de certains pyroxènes : selon les cas, ces bordures correspondent à des stades tardifs de cristallisation en présence d'eau et à faible température ou à des phénomènes d'altération (ouralitisation). Ce développement est lié à l'action de fluides hydrothermaux sur des pyroxènes cristallisés de manière précoce. En **LPA** (photo 2), la biréfringence est assez forte, les teintes vives du deuxième ordre n'étant pas masquées par la couleur de l'amphibole.

La **glaucophane** donne souvent des sections allongées en prismes fins ou en aiguilles de couleur gris bleu (photo 2, fiche 18). En **LPNA**, elle montre aussi de belles sections basales présentant le double clivage à 120° (photo 3). Elle est identifiée par son pléochroïsme caractéristique allant de l'incolore, du vert pâle à des bleus lavande ou plus foncés et jusqu'à des mauves. En **LPA** (photo 4), la biréfringence est faible à moyenne, parfois masquée par la couleur propre du minéral.

L'**arfvedsonite** apparaît généralement en agrégats de cristaux prismatiques (photo 5) ou fibreux. Ils sont intensément colorés avec un pléochroïsme très marqué, allant d'un jaune verdâtre à un bleu vert très foncé à presque noir (photo 5). En **LPA**, la couleur propre du cristal masque totalement la biréfringence qui reste souvent faible (photo 6).

Enseignements complémentaires

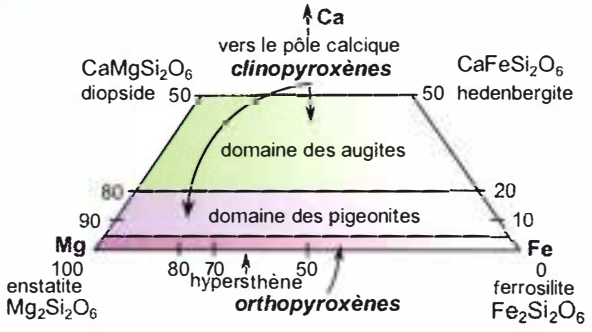
Gisements

Les amphiboles sont très communes dans les **roches magmatiques** avec une grande diversité de gisements : les **hornblendes brunes**, étudiées dans la fiche 18 sont fréquentes dans les basaltes et surtout les andésites alors que les **hornblendes vertes** s'observent aisément dans les diorites ou certains granitoïdes. Du fait de leur **composition hydroxylée**, l'abondance d'amphiboles atteste de magmas hydratés, à l'image de ceux produits dans les environnements de subduction. Les amphiboles sodiques de type **arfvedsonite** se rencontrent dans les roches différenciées alcalines, comme les syénites néphéliniques ou les syénites et granites hyperalcalins, dans lesquelles elles sont associées à des pyroxènes alcalins sodiques de type aegyrine (voir fiche 43).

Les amphiboles s'observent aussi dans les roches métamorphiques : l'**actinote**, associée à l'épidote et à la chlorite, est un minéral caractéristique du faciès « schistes verts » (voir fiche 75). Les hornblendes sont des minéraux majeurs des amphibolites qui donnent le nom du faciès de même nom (voir fiche 76). La **glaucophane** se développe dans les roches basiques (basaltes et gabbros) soumis aux conditions de haute pression – basse température des environnements de subduction ; elle donne aussi le nom du faciès « schistes bleus » (voir fiche 77).

Composition des orthopyroxènes et des clinopyroxènes calco-ferromagnésiens

1



Pyroxène dans un trachyte

sections basales de pyroxène : clivages à 90°

section longitudinale : un seul clivage

2



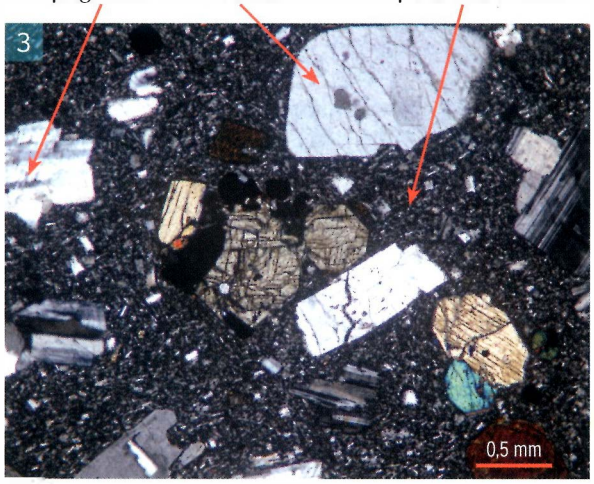
LPNA

plagioclase

sanidine

verre : partie non cristallisée

3



LPA

Orthopyroxènes et clinopyroxènes

pyroxène en section longitudinale

plagioclase

pyroxène en section longitudinale

4

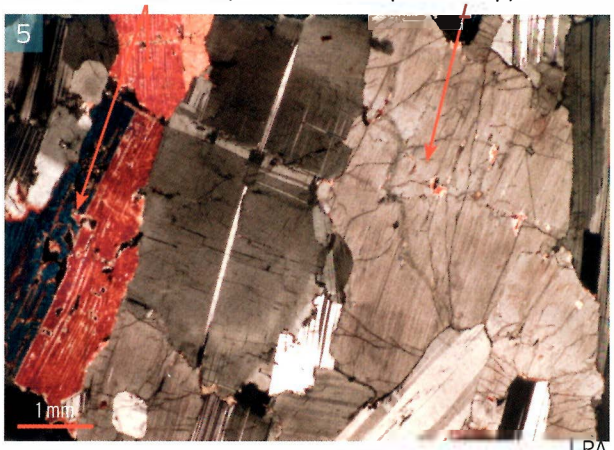


LPNA

clinopyroxène : biréfringence moyenne : teintes vives ; macles fréquentes

orthopyroxène : biréfringence faible : teintes moins vives que les clinopyroxènes

5

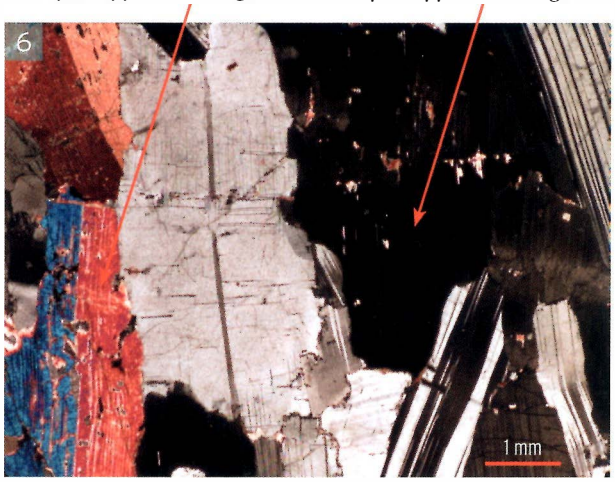


LPA

clinopyroxène en section longitudinale : extinction oblique par rapport au clivage

orthopyroxène en section longitudinale : extinction droite par rapport au clivage

6



LPA

Les pyroxènes (1) : orthopyroxènes et clinopyroxènes

fiche 20

Caractères généraux

Les **pyroxènes** forment un ensemble varié de minéraux sombres. Leur système de cristallisation conduit à distinguer les **orthopyroxènes** (pyroxènes orthorhombiques) et les **clinopyroxènes** (pyroxènes monocliniques).

Les **orthopyroxènes** sont presque purement **ferromagnésiens** de composition $(Fe,Mg)_2 Si_2O_6$, formant une série continue (solution solide) entre un pôle magnésien, l'**enstatite** ($Mg_2Si_2O_6$) et un pôle ferreux, l'orthoferrosilite ($Fe_2Si_2O_6$). Les orthopyroxènes les plus fréquents sont cependant compris entre En100 (enstatite) et En50, avec la bronzite (En90 – 70) et surtout l'**hypersthène** (En70 – 50).

Les **clinopyroxènes** peuvent être :

- **calco-ferromagnésiens** $(Ca(Fe,Mg))_2 Si_2O_6$; les principaux sont le **diopside** (calco-magnésien) et les **augites** souvent moins magnésiennes, parfois titanifères ; leur composition, ainsi que celle des orthopyroxènes, peut être reportée dans le triangle Mg – Fe – Ca (document 1) ;
- **sodiques** avec notamment l'**aegyrine** ($NaFeSi_2O_6$) minéral des roches alcalines et la **jadéite** ($NaAlSi_2O_6$) des roches métamorphiques.

Caractères macroscopiques

En masse, les pyroxènes apparaissent souvent sous forme de cristaux automorphes, de **couleur noire** (augite – voir fiche 37, photo 1), brunâtre ou de couleur verte plus ou moins soutenue (diopside, jadéite). Ils présentent une cassure conchoïdale à éclats brillants en lien avec leurs clivages et ont une dureté de l'ordre de celle du fer (test à l'épingle).

Caractères microscopiques

En **LPNA** (photos 2 et 4), les teintes des pyroxènes sont **variées** (surtout liées à la teneur en fer et titane) : certains sont **incolores** (espèces magnésiennes) mais d'autres donnent des sections brunâtres ou brun-vert avec un **pléochroïsme** important ; ce pléochroïsme est souvent plus net pour les orthopyroxènes, par exemple rose à verdâtre pour l'hypersthène. Le relief est **moyen à fort**. Les pyroxènes présentent plusieurs clivages : la plupart des sections montrent un seul clivage mais seules **certaines** (sections basales) présentent l'intersection de **deux clivages orthogonaux**, bien caractéristiques des pyroxènes (photo 2). Les clinopyroxènes peuvent comporter des **macles,** rares chez les orthopyroxènes. Les cristaux de clinopyroxènes sont souvent zonés.

En **LPA** (photos 3, 5 et 6), les **clinopyroxènes** ont une biréfringence élevée, à l'origine de **teintes vives de polarisation** ; ils se distinguent nettement des **orthopyroxènes** dont la biréfringence est faible à moyenne, allant des gris au jaune orangé du premier ordre et croissant avec la teneur en fer (photo 5). Une autre distinction majeure est l'**extinction** par rapport au clivage, **droite** pour les orthopyroxènes et **oblique** pour les clinopyroxènes (photo 6).

Enseignements complémentaires

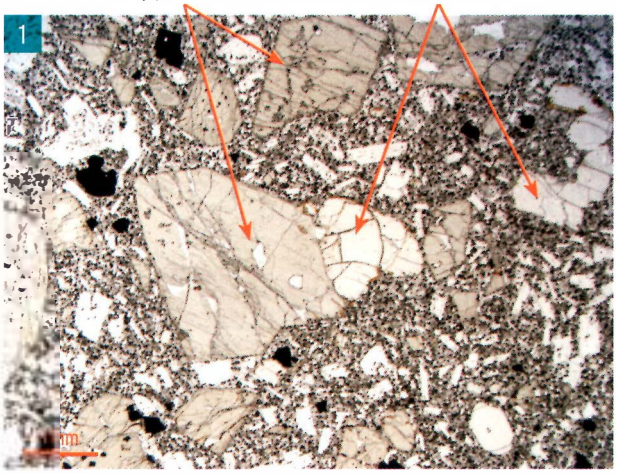
Particularités

▪ Signification géochimique des pyroxènes. La composition chimique des pyroxènes peut s'écrire sous forme molaire, par exemple pour un orthopyroxène magnésien : $2MgO, 2SiO_2$; sous la même forme, une olivine s'écrirait : $2MgO, SiO_2$. Dans un orthopyroxène, davantage de silice est ainsi associée à une même quantité de magnésie ; les pyroxènes sont donc généralement plus siliceux que les olivines.

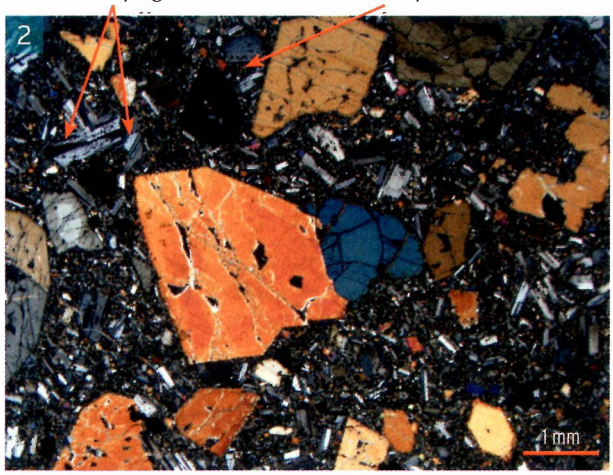
Gisements des orthopyroxènes

Les **orthopyroxènes**, plutôt magnésiens, s'observent principalement dans les roches **ultramafiques** (en association avec les olivines dans les péridotites) et dans certains gabbros (gabbros tholéiitiques) où ils sont associés à des clinopyroxènes. L'hypersthène peut également se rencontrer avec des clinopyroxènes de type augite dans des laves andésitiques.

Pyroxène dans un basalte

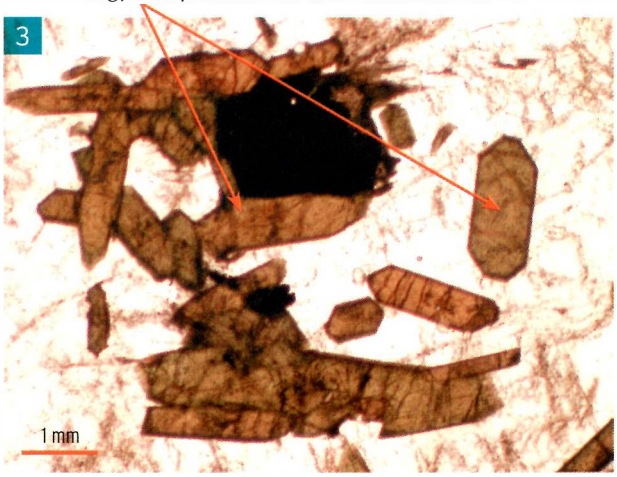


LPNA

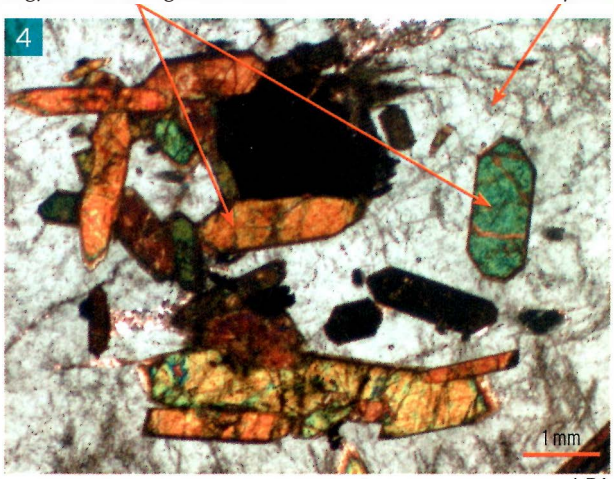


LPA

Pyroxène alcalin : aegyrine

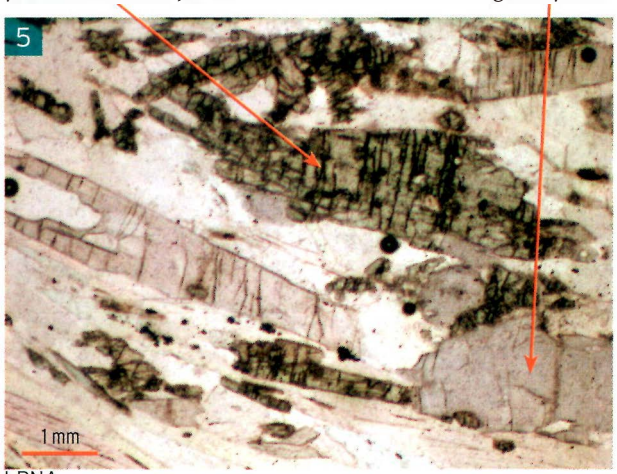


LPNA

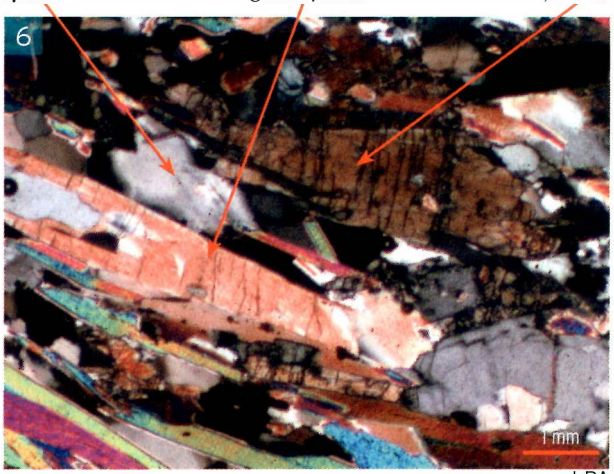


LPA

Jadéite



LPNA



LPA

Les pyroxènes (2) : les clinopyroxènes

fiche 21

Caractères généraux

Leur composition chimique permet de distinguer l'ensemble des clinopyroxènes **calciques** et **ferromagnésiens**, de l'ensemble des clinopyroxènes **sodiques**, encore appelés **alcalins**.

La composition du premier ensemble peut être représentée dans le triangle Ca – Fe – Mg (document 1, fiche 20), avec notamment la série allant du **diopside** ($CaMgSi_2O_6$) à l'hedenbergite ($CaFeSi_2O_6$), le groupe des **augites** de composition variable, moins riche en calcium que la série précédente et le groupe des **pigeonites**, plus pauvres encore en calcium. Les compositions observées sont ainsi très variables et continues, donnant aux clinopyroxènes des caractères de solutions solides.

Les pyroxènes **alcalins** sont principalement représentés par l'**aegyrine** ($NaFe^{3+}Si_2O_6$) et la **jadéite** ($NaAlSi_2O_6$). Des compositions intermédiaires existent entre les augites (ou le diopside) et l'aegyrine et entre les augites (ou le diopside) et la jadéite, respectivement à l'origine des **augites aegyriniques** et des **omphacites**.

Caractères macroscopiques

Ces caractères sont indiqués dans la fiche 20.

Caractères microscopiques

Les caractères généraux des pyroxènes monocliniques ont été indiqués dans la fiche 20.

En **LPNA**, le **diopside** est incolore alors que l'hédenbergite peut être légèrement verdâtre. Les **augites** (photo 1) sont faiblement colorées, avec un pléochroïsme peu marqué, à l'exception des variétés titanifères, dont les teintes vont d'un rose soutenu à des jaunes brunâtres. L'**aegyrine** (photo 3) a un relief très marqué ; elle est fortement colorée en vert et pléochroïque d'un vert foncé à un jaune verdâtre. Ces teintes sont moins intenses pour les **augites aegyriniques**. La **jadéite** (photo 5) a un relief fort. Elle est incolore à verdâtre avec parfois un léger pléochroïsme vert-jaune.

En **LPA** (photos 2, 4 et 6), les biréfringences sont assez élevées devenant fortes dans le cas des aegyrines. Des figures en sablier traduisent des zonations cristallines en secteurs (voir fiche 48).

Enseignements complémentaires

Particularités

- Distinction pyroxènes/olivines (photos 1 et 2). En LPNA, les pyroxènes apparaissent sous forme de cristaux souvent automorphes en sections allongées, légèrement colorées et à clivages nets. Les cristaux d'olivine s'en distinguent par leur caractère peu coloré, globuleux et par la présence de cassures très marquées (absence de clivages).
- Zonations et exsolutions (fiches 48 et 50). Les augites et augites aegyriniques montrent souvent des **zonations** qui résultent de l'existence de solutions solides. Les **exsolutions** s'observent au sein d'un même cristal sous forme de lamelles d'un pyroxène dans un autre. L'une des phases est riche en calcium (par exemple diopside), l'autre, pauvre (enstatite ou pigeonite). Ces exsolutions correspondent à la séparation à basse température de deux phases initialement miscibles à haute température (solutions solides) et sont analogues aux perthites observées dans le cas des feldspaths.

Gisements des clinopyroxènes

Les **clinopyroxènes** calco-ferromagnésiens sont très fréquents dans les roches **ultrabasiques, basiques et intermédiaires** saturées ou sous-saturées en silice. L'aegyrine s'observe dans les roches différenciées alcalines comme certains granites ou les syénites néphéliniques. Certains pyroxènes comme la **jadéite** ou l'**omphacite** traduisent les conditions **métamorphiques de haute pression** du faciès « éclogites » (fiche 78).

Olivine dans un basalte

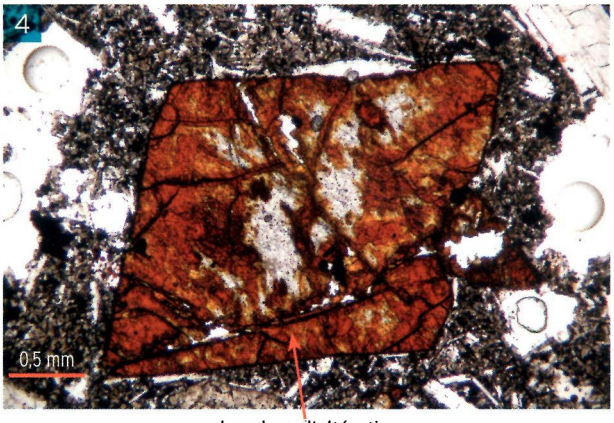


olivine : cristaux de vert jaunâtre à vert olive, éclat vitreux

pâte comprenant des microlites et du verre, partie non cristallisée

Olivine altérée (iddingsitisée)

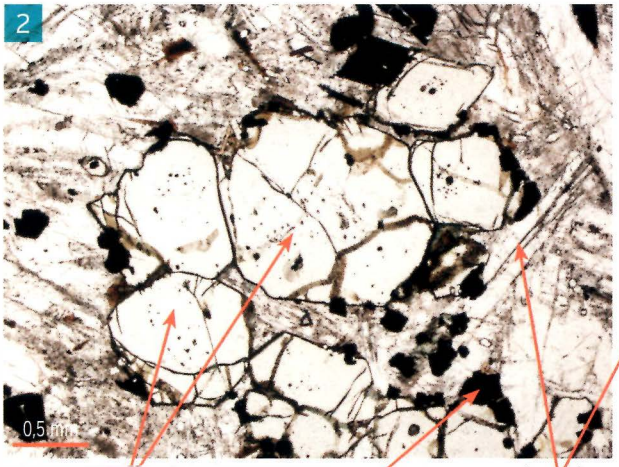
LPNA



bordure d'altération : produit brun rouge appelé iddingsite

Olivine dans un microgabbro

LPNA

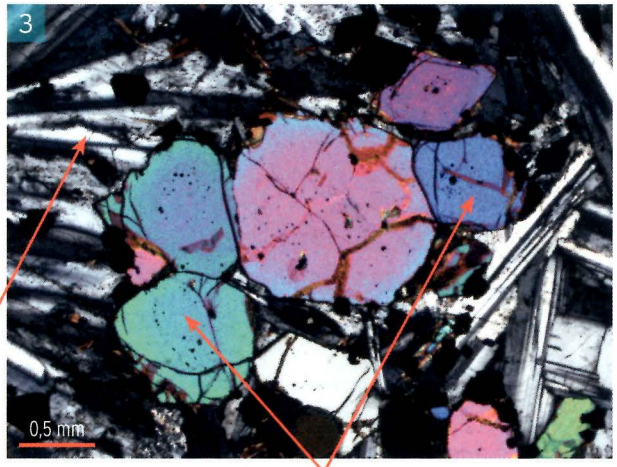


olivine : cristaux globuleux, incolores, de fort relief ; cassures nombreuses

oxyde de fer

plagioclase

LPA



teintes de polarisation vives

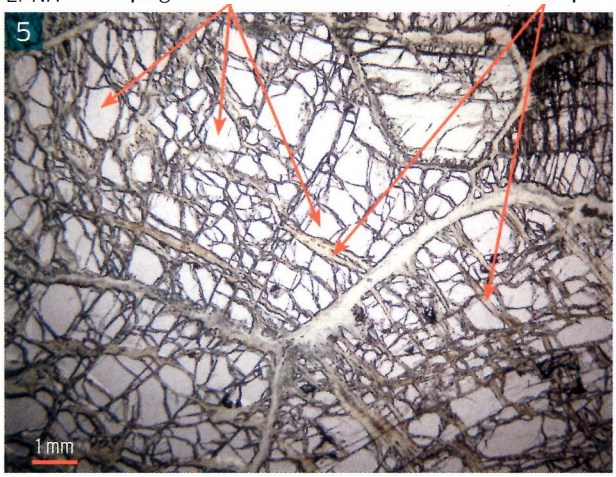
Olivine serpentinisée

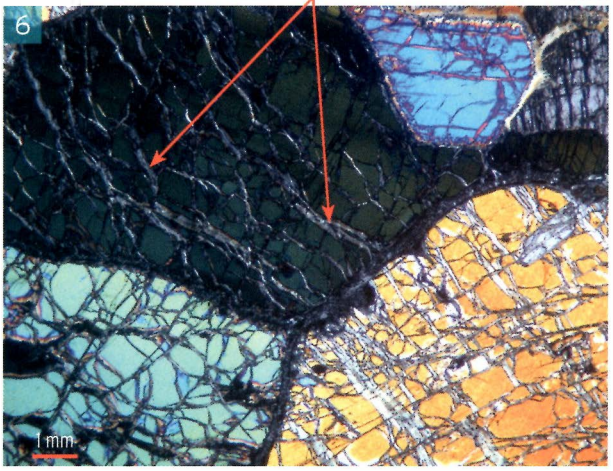
LPNA

plages d'un même cristal

réseau de serpentine, développé dans les cassures du cristal : structure maillée

LPA





Caractères généraux

Les **olivines** (ou **péridots**) sont des minéraux **ferromagnésiens** de composition $(Fe,Mg)_2\ SiO_4$, formant une série continue entre un pôle magnésien, la **forstérite** (Mg_2SiO_4) et un pôle ferreux, la **fayalite** (Fe_2SiO_4). Elles constituent un bon exemple de système **binaire à solution solide**. On peut ainsi qualifier une olivine par sa teneur en composant forstérite : Fo0 correspond ainsi à la fayalite. Une olivine dite Fo50 aurait pour composition $(Fe,Mg)_2SiO_4$.

Caractères macroscopiques

En masse, elles se présentent sous forme de cristaux de couleur claire, de vert jaunâtre à vert olive (photo 1), et à l'éclat vitreux. Leur dureté est supérieure au verre mais la cohésion entre grains est en général médiocre au sein des péridotites.

Caractères microscopiques

En **LPNA** (photo 2) :

- les olivines sont **incolores**, parfois légèrement jaunâtres avec un **relief moyen à fort** ;
- elles possèdent des **cassures** non rectilignes mais pas de véritables clivages ;
- elles montrent souvent des **traces d'altération.** Les olivines riches en fer développent dans les conditions de surface un produit brun-rouille (appelé **iddingsite**) constitué d'un ensemble d'hydroxydes de fer (photo 4). Dans les conditions du métamorphisme hydrothermal océanique, les olivines magnésiennes se transforment en un produit phylliteux, la **serpentine** ; celle-ci se développe en réseau dans les cassures ce qui donne une **structure maillée** au cristal ; des sections de mêmes caractères optiques et appartenant au même cristal initial apparaissent alors séparées par des mailles de serpentine (photos 5 et 6).

En **LPA** (photo 3), les olivines ont une biréfringence élevée, à l'origine de **teintes vives de polarisation**.

Enseignements complémentaires

Particularités

▪ Distinction olivines – pyroxènes. En LPNA, les **olivines** apparaissent sous forme de cristaux **peu colorés** et **globuleux,** avec des **cassures** très marquées. Elles se distinguent ainsi des **pyroxènes**, souvent développés en cristaux automorphes à sections plus allongées en général, **plus colorés** et présentant des **clivages nets**.

▪ Signification géochimique des olivines. Les olivines cristallisent dans des magmas pauvres en silice et en conditions réductrices. Des conditions plus oxydantes entraînent l'apparition d'oxydes de fer (voir fiche 23).

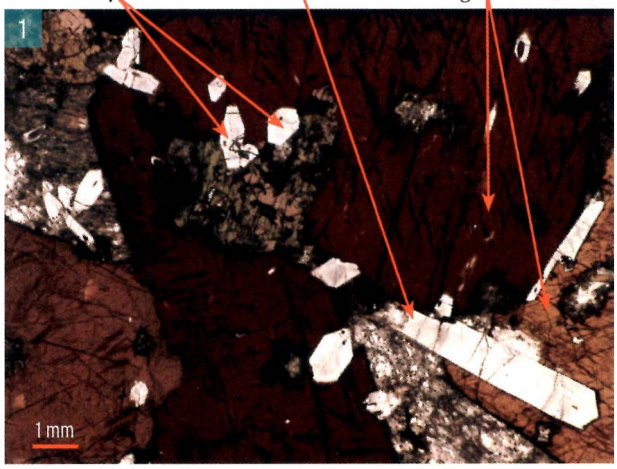
Gisements

Les olivines se rencontrent en abondance dans les **roches ultrabasiques (péridotites)** où elles sont alors très magnésiennes (Fo 80 à 95). Elles sont souvent bien préservées dans les **nodules de péridotite** contenus en enclaves dans certains basaltes. Elles s'observent aussi dans les **roches basiques** (gabbros et basaltes) avec des compositions plus variables (entre Fo50 et Fo90).

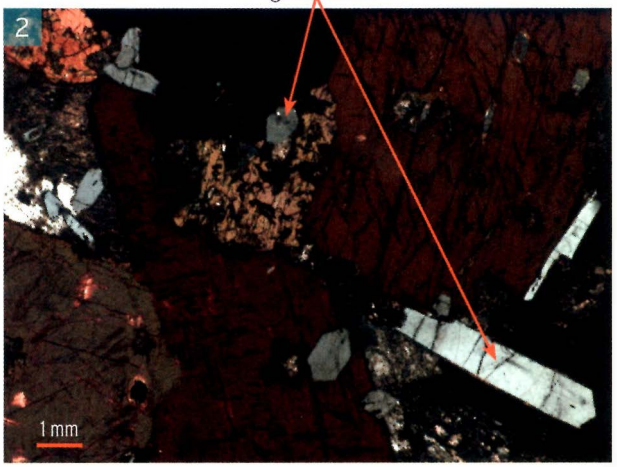
La **serpentine** est un minéral **hydroxylé** ; elle se développe lorsque les olivines sont soumises à une **hydratation**. Ainsi des olivines transformées en serpentine s'observent fréquemment dans les péridotites des complexes ophiolitiques, cette altération résultant de la **percolation** de la lithosphère océanique chaude par des fluides dans les zones proches de la dorsale (on parle de métamorphisme hydrothermal).

Les olivines sont des minéraux pauvres en silice ; à de très rares exceptions pour certaines fayalites, elles ne coexistent jamais avec le quartz.

Apatite

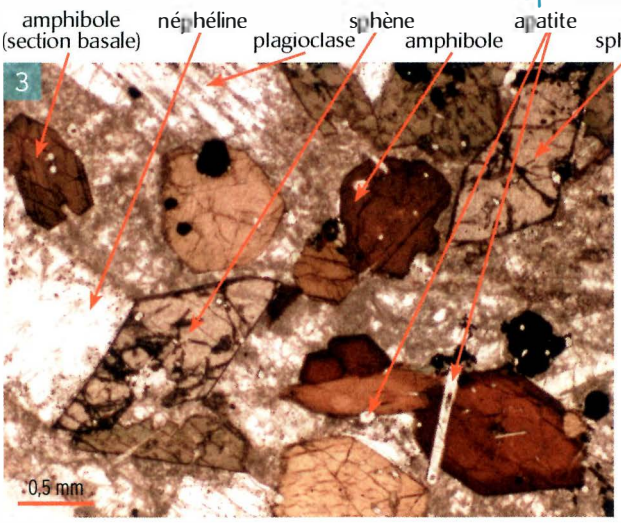


LPNA

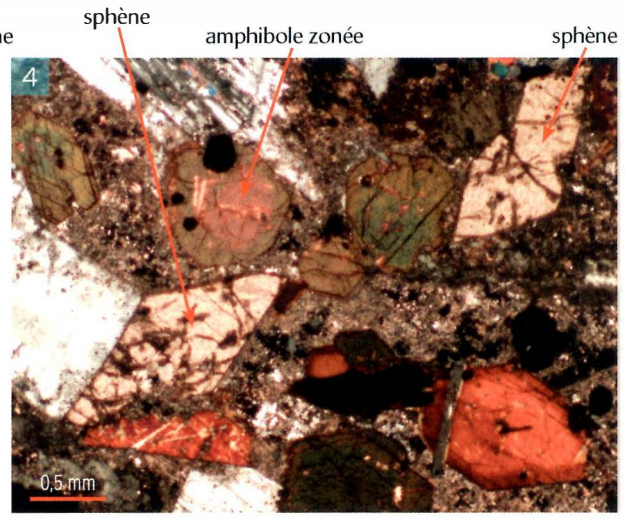


LPA

Sphène ou titanite

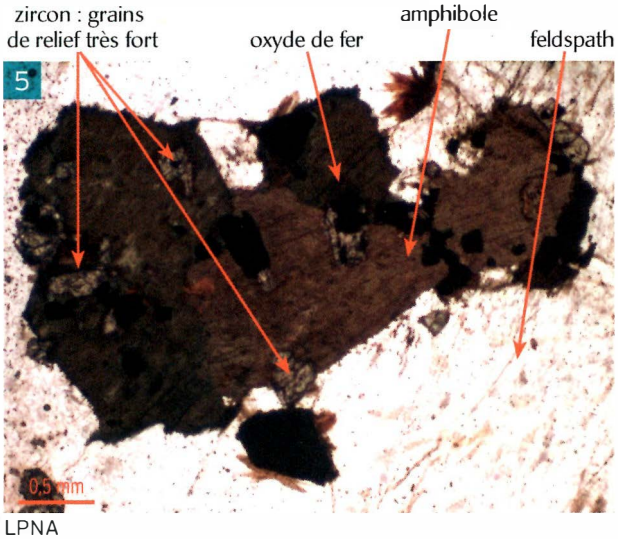


LPNA



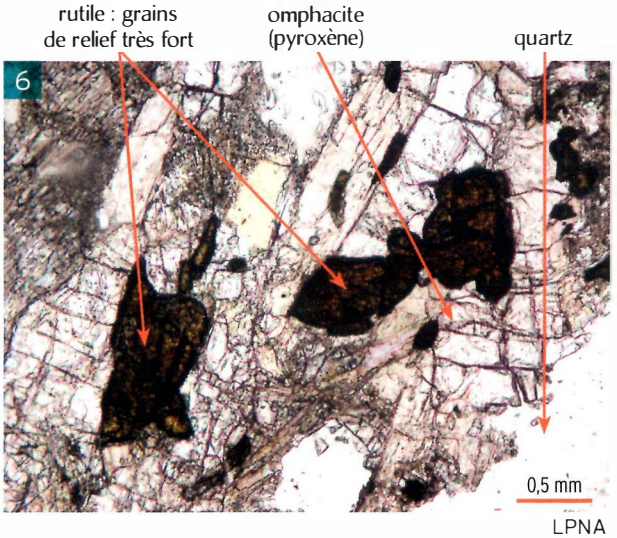
LPA

Zircon



LPNA

Rutile



LPNA

Caractères généraux

Ces minéraux, très divers, représentent un faible pourcentage volumique des roches. Certains constituent les **minéraux opaques,** constamment noirs en LPNA comme en LPA. Ceux-ci sont principalement des **oxydes de fer** et/ou de **titane** comme la **magnétite** (Fe_2O_3, FeO) souvent titanifère (**titanomagnétite**, de composition intermédiaire entre Fe_3O_4 et Fe_2TiO_4) ou l'**ilménite** ($FeTiO_3$). Leur identification précise n'est possible qu'au microscope métallographique utilisant la lumière réfléchie.

Les autres minéraux accessoires fréquemment observés sont notamment les **apatites**, la **titanite** ou **sphène**, le **zircon** et le **rutile**. Les **apatites** sont des phosphates de calcium de formule générale $Ca_5(PO_4)_3R$, R pouvant être OH (hydroxyapatite), Cl ou plus fréquemment F (fluoroapatite). La **titanite** (ou **sphène**) est un silicate renfermant du calcium et du titane (Ca Ti (SiO_4) (O, OH, F). Le **zircon** est un silicate de zirconium (SiO_4) Zr, le **rutile** un oxyde de titane (TiO_2). Ces minéraux apparaissent en cristaux de petite taille si bien que la détermination repose sur les caractères microscopiques.

Les **apatites** : en **LPNA**, celles-ci apparaissent le plus souvent en sections limpides, hexagonales ou en bâtonnets, à relief moyen et un seul clivage (photo 1). En **LPA**, elles montrent une biréfringence très faible avec des teintes gris bleuté relativement caractéristiques (photo 2), une extinction droite suivant le prisme. Les apatites s'observent fréquemment en inclusions dans les biotites ou les amphiboles.

La **titanite** ou **sphène** : en **LPNA**, elle se présente souvent en sections losangiques craquelées, de relief très fort (photo 3) ; les cristaux sont jaunâtres à brunâtres, fréquemment affectés de pléochroïsme et parfois maclés. En **LPA**, la biréfringence est très élevée, donnant des beiges d'ordre supérieur (photo 4).

Le **zircon** : en **LPNA**, il forme des cristaux incolores, parfois prismatiques mais le plus souvent en grains arrondis de relief très fort (photo 5). En **LPA**, la biréfringence est très haute avec des teintes plus ou moins vives. Les cristaux sont fréquemment en inclusions dans les biotites engendrant des auréoles noires d'altération de la biotite sous l'effet de la désintégration de l'uranium qu'ils contiennent (fiche 17, photo 2).

Le **rutile** : en **LPNA**, il apparaît en grains ou en cristaux aciculaires de couleur brun rouge et de relief particulièrement fort (photo 6). En **LPA**, la biréfringence, très haute, est masquée par la couleur propre du minéral.

Enseignements complémentaires

Particularités

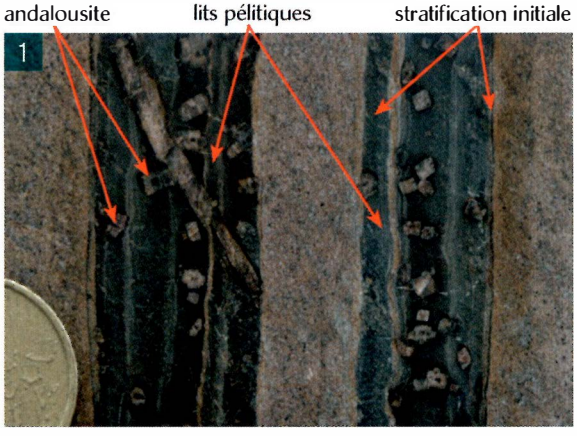
▪ Oxydes et opaques. Tous les oxydes ne sont pas des minéraux opaques : le groupe des **spinelles** ($R^{2+}R^{3+}O_4$), auquel se rattache la magnétite, montre des espèces opaques et d'autres plus transparentes et de teintes variées. Cubiques et isotropes, ceux-ci sont cependant éteints en LPA. Les minéraux opaques peuvent aussi appartenir à d'autres groupes comme celui des sulfures (pyrite - FeS_2, galène - PbS...).

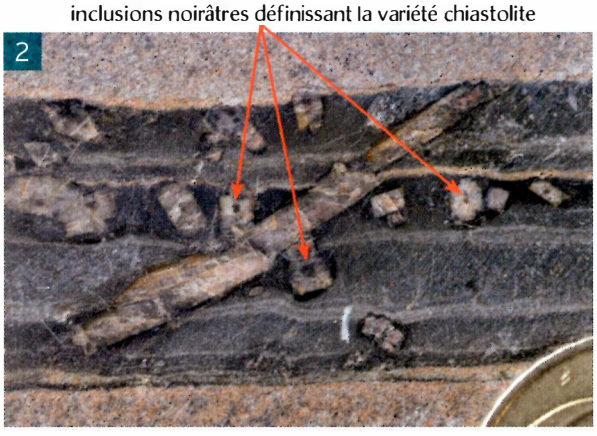
▪ Zircons et datation. Les zircons sont des minéraux très utilisés pour les datations absolues U-Pb : ils constituent des systèmes riches piégeant l'uranium et dont le plomb est radiogénique. Ils sont très résistants à l'altération et au métamorphisme et ont permis de dater les plus anciennes roches reconnues sur Terre à plus de 4 milliards d'années. À la suite des épisodes d'anatexie, des cœurs de cristaux, réfractaires, peuvent se trouver entourés de bordures plus jeunes, autorisant différentes datations.

Gisements des minéraux accessoires

Ces minéraux se rencontrent dans de nombreux types de roches magmatiques et métamorphiques. Le sphène est relativement fréquent dans les syénites néphéliniques et certains granitoïdes ainsi que dans certaines roches métamorphiques (amphibolites ou roches de la séquence carbonatée). Le rutile est fréquent dans les éclogites.

Andalousite dans un schiste tacheté





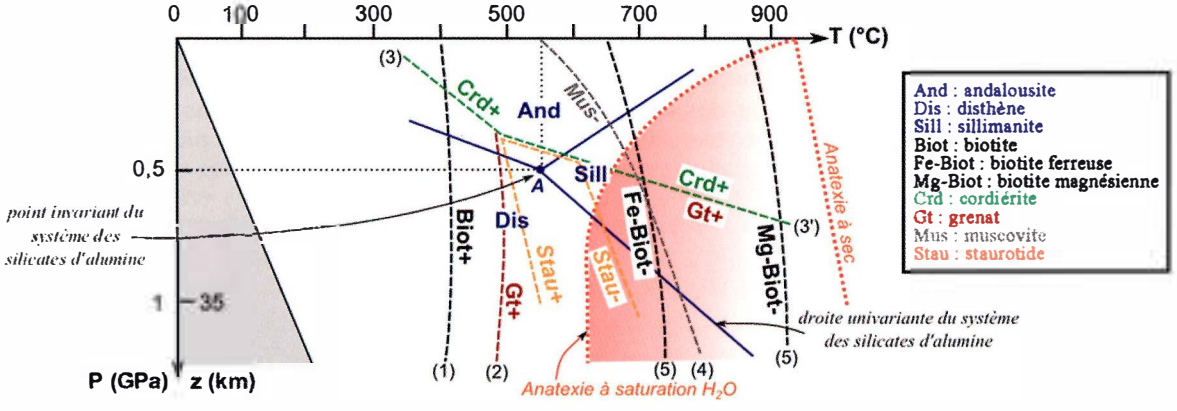
Sillimanite dans un gneiss



Disthène dans un micaschiste



6 Domaines de stabilité des silicates d'alumine et minéraux de la séquence pélitique



Quelques réactions concernant les roches métamorphiques de la séquence pélitique

(1)- chlorite + feldspath K ---> biotite + muscovite + vapeur
(2)- chlorite + quartz ---> grenat + vapeur
(3)-chlorite + muscovite + quartz ---> cordiérite/grenat + biotite + vapeur
(3')- cordiérite ---> grenat + sillimanite + quartz + vapeur/liquide silicaté
(4)- muscovite + quartz ---> feldspath K + andalousite/sillimanite + vapeur/liquide silicaté
(5)- Fe/Mg- biotite + sillimanite ---> Fe/Mg-grenat (ou Fe/Mg-cordiérite) + feldspath K + vapeur/ liquide silicaté

Les silicates d'alumine (1) : andalousite – sillimanite – disthène

fiche 24

Caractères macroscopiques

Les **silicates d'alumine** constituent un ensemble de trois minéraux du métamorphisme de même composition chimique, Al_2SiO_5, l'**andalousite**, la **sillimanite** et le **disthène** (voir aussi fiche 25).

L'**andalousite** apparaît le plus souvent sous forme de cristaux clairs, parfois rosés, développés en prismes à section losangique ou carrée (photos 1 et 2). Il est possible de distinguer dans certains cristaux des inclusions noirâtres dessinant une croix et qui définissent la variété chiastolite (photo 2 et fiche 25). Un clivage se développe parallèlement aux faces du prisme.

La **sillimanite** forme des cristaux blancs souvent allongés. Ceux-ci se développent en prismes relativement grands ou se présentent plus fréquemment en cristaux de petite taille, à allure d'aiguilles (cristaux dits aciculaires) groupées en bouquets (photo 3).

Le **disthène** se présente souvent en cristaux en baguettes de couleur bleutée (d'où son nom de kyanite en anglais en référence au bleu cyan), à clivages nets (photo 4).

Enseignements complémentaires

Domaines de stabilité

Andalousite, **sillimanite** et **disthène** constituent trois polymorphes des silicates d'alumine. Leurs domaines de stabilité peuvent être situés dans un **diagramme P,T** (document 5). L'**andalousite** est le polymorphe de basse pression et de températures moyennement élevées, la **sillimanite** est le polymorphe de haute température, le **disthène**, celui de haute pression.

Degrés de liberté des systèmes et variance : exemple du système des silicates d'alumine

La **variance** d'un système thermodynamique est définie comme le nombre de degrés de liberté que peut présenter l'assemblage minéralogique vis-à-vis des paramètres intensifs du milieu (P et T).

Le **point A** (T°C = 550 °C – P = 5 kbar ou 0,5 GPa) (document 5) est ainsi le seul point où peuvent coexister les trois minéraux du système considéré : la réalisation de l'assemblage ne présente aucun degré de liberté vis-à-vis de la pression ou de la température, toutes deux fixées : le point est qualifié d'**invariant** et la variance est égale à 0.

Les trois **droites** séparant les trois minéraux représentent les lieux où peuvent coexister deux phases du système. À partir d'une position sur une droite donnée, il est alors possible de faire varier un paramètre, pression ou température, telle que l'on puisse retrouver une autre combinaison P et T appartenant à la même droite. La valeur du second paramètre est cependant imposée par la valeur du premier : le degré de liberté de l'assemblage est alors de 1 : les droites sont qualifiées d'**univariantes** et la variance de l'assemblage dans ces conditions est de 1.

Les autres domaines de l'espace sont des lieux où n'est stable qu'une seule phase de l'assemblage : la stabilité est maintenue pour une infinité de couples (P,T) sans que la valeur du premier paramètre n'impose une valeur du second : le système présente dans ces domaines deux degrés de liberté et la variance y est égale à 2.

Formulation et calcul de la variance : exemple du système des silicates d'alumine

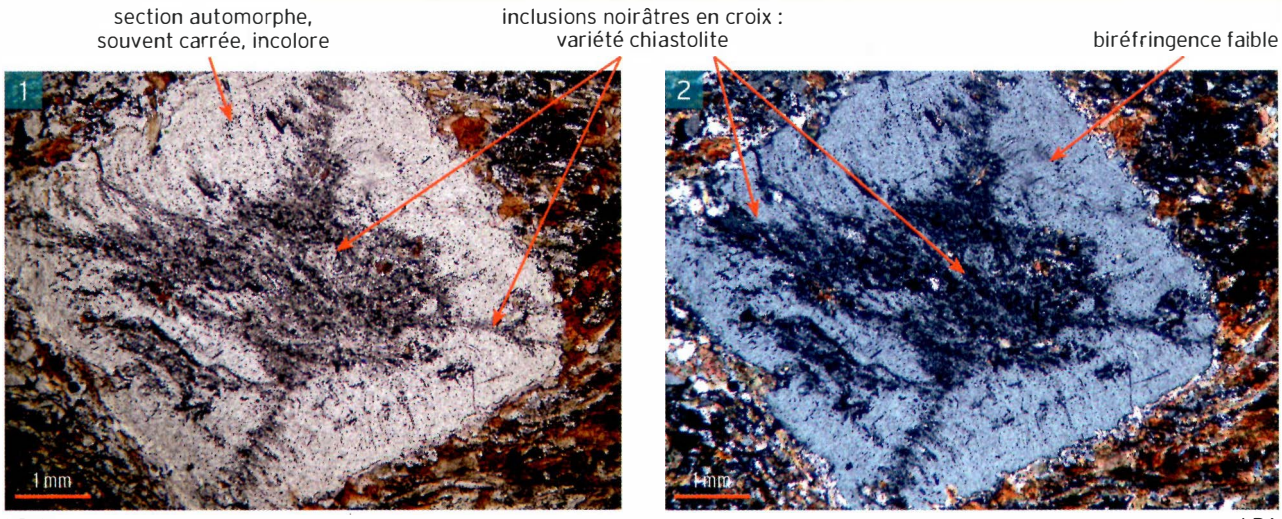
La variance v est définie par $v = C + 2 - \varphi$.

C est le nombre de constituants indépendants du système, c'est-à-dire le plus petit nombre de composés chimiques dont la combinaison permet l'obtention de tous les minéraux (ou phases) du système. Les trois minéraux ayant la même composition, on peut considérer le constituant global Al_2SiO_5 et C = 1.

φ est le nombre de phases physiquement distinctes : dans cet assemblage uniquement solide, les phases sont les différents minéraux stables dans les conditions considérées. φ est respectivement égal à 3 au point A, à 2 sur chaque droite, à 1 partout ailleurs. 2 est le nombre de paramètres intensifs du système métamorphique qui correspondent à la pression et à la température.

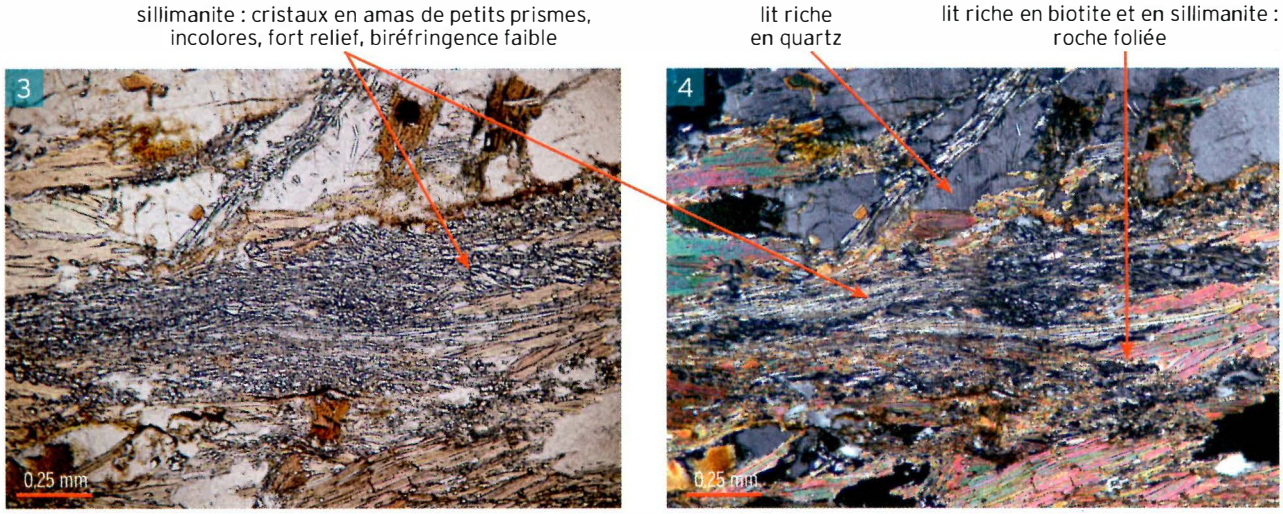
Au point A, $v = 1 + 2 - 3 = 0$; sur les droites : $v = 1 + 2 - 2 = 1$; partout ailleurs : $v = 1 + 2 - 1 = 2$.

Andalousite dans un schiste tacheté



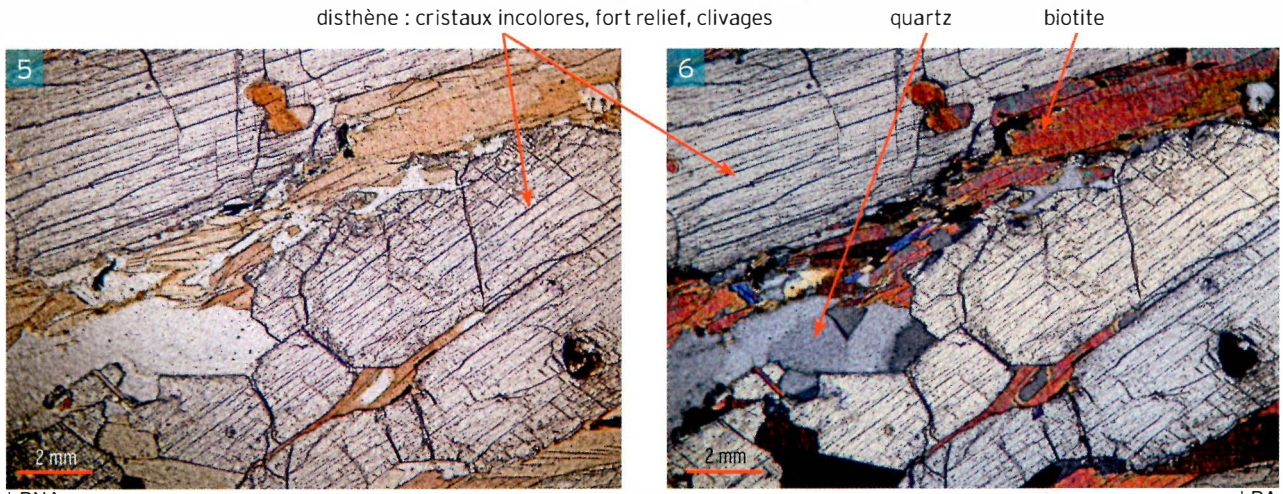
LPNA LPA

Sillimanite dans un micaschiste



LPNA LPA

Disthène dans un micaschiste



LPNA LPA

Les silicates d'alumine (2) : andalousite – sillimanite – disthène

fiche 25

Caractères microscopiques

Les **silicates d'alumine** constituent un ensemble de trois minéraux du métamorphisme, polymorphes de même composition chimique, Al_2SiO_5, l'**andalousite**, la **sillimanite** et le **disthène** (voir aussi fiche 24).

L'**andalousite** : en **LPNA**, l'**andalousite** est généralement incolore, formant des sections automorphes souvent carrées (photo 1), avec des clivages. Le relief est fort. Les cristaux contiennent parfois des inclusions noirâtres présentes au centre et dans les angles des cristaux. Dans les sections transversales, ces inclusions dessinent une croix caractéristique suivant les diagonales ce qui définit la variété chiastolite (photos 1 et 2). En **LPA**, l'**andalousite** (photo 2) a une biréfringence faible, avec des teintes de polarisation basses (gris, blanc à jaune pâle du premier ordre).

La **sillimanite** : en **LPNA**, la **sillimanite** est incolore, donnant des sections limpides avec un fort relief. Les cristaux s'observent parfois en prismes automorphes de taille plurimillimétrique mais les morphologies les plus habituelles sont en aiguilles de petite taille groupées en bouquet (photo 3). En **LPA**, la **sillimanite** (photo 4) a une biréfringence un peu plus élevée que celle de l'andalousite (début du second ordre). Les sections allongées sont à extinction droite, c'est-à-dire éteintes parallèlement à leur allongement.

Le **disthène** : en **LPNA**, le **disthène** se présente en sections incolores, parfois bleutées, caractérisées par leur fort relief (supérieur à celui des autres silicates d'alumine) et pourvues de clivages (photo 5). En **LPA**, le **disthène** a une biréfringence un peu plus élevée que celle de l'andalousite, correspondant à la fin du premier ordre (photo 6). L'extinction des sections longitudinales est légèrement oblique (30° environ) par rapport au clivage.

Enseignements complémentaires

Particularités

▪ Signification géochimique. Ces minéraux n'apparaissent que lorsque l'**alumine** et la **silice** sont en excès et ne peuvent être entièrement utilisées par les autres phases cristallines (feldspaths, micas, autres minéraux alumineux du métamorphisme comme les grenats) ; ces compositions riches en alumine et en silice sont celles des roches **argileuses**. Les silicates d'alumine se rencontrent essentiellement dans les roches métamorphiques de la séquence **pélitique**.

Gisements

L'**andalousite** se rencontre typiquement dans les schistes tachetés et les cornéennes, roches formant les auréoles de métamorphisme de contact et correspondant à la transformation d'un encaissant argileux au contact d'une intrusion magmatique (fiche 74). Elle coexiste alors fréquemment avec la **cordiérite**, minéral chimiquement voisin mais comportant en sus du fer et du magnésium. L'andalousite peut aussi apparaître dans le métamorphisme régional où elle est alors l'indice d'une cristallisation sous une pression relativement basse.

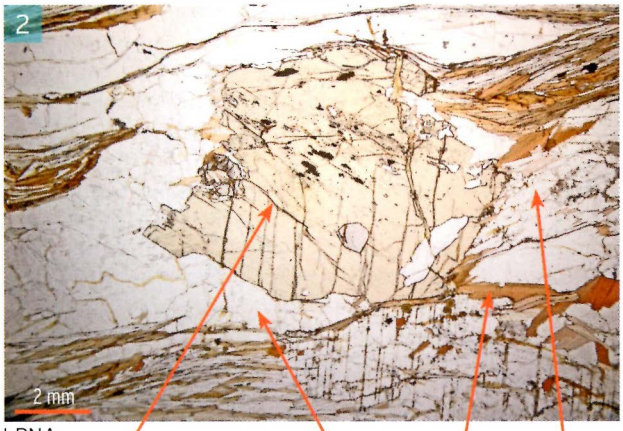
La **sillimanite** remplace l'andalousite dans les zones les plus internes des auréoles de métamorphisme. Elle s'observe aussi dans le métamorphisme régional de basse à moyenne pression et annonce souvent l'anatexie (fiche 73).

Le **disthène**, polymorphe de haute pression, ne s'observe pas dans le métamorphisme de contact. Il caractérise le métamorphisme régional de moyenne pression : selon des conditions croissantes de température, il coexiste d'abord avec la staurotide puis avec des grenats (de type almandin). À plus haute température, il est remplacé par la sillimanite. Le disthène peut aussi s'observer dans les faciès de plus haute pression (faciès « éclogites ») (fiche 78).

Staurotide dans un micaschiste

staurotide :
cristaux prismatiques de couleur brune





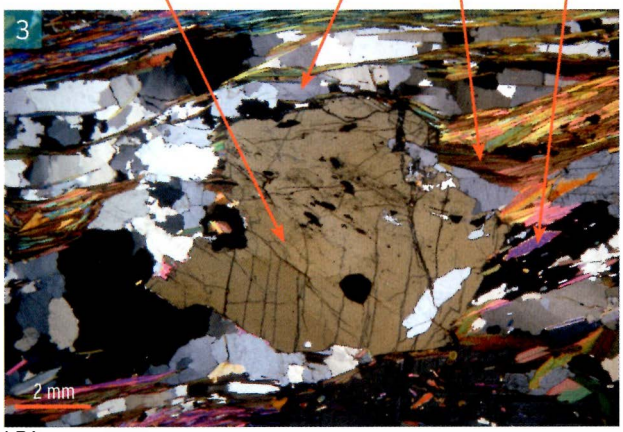
LPNA

staurotide : cristaux incolores à jaunâtres ; inclusions fréquentes d'autres minéraux (quartz)

quartz

biotite

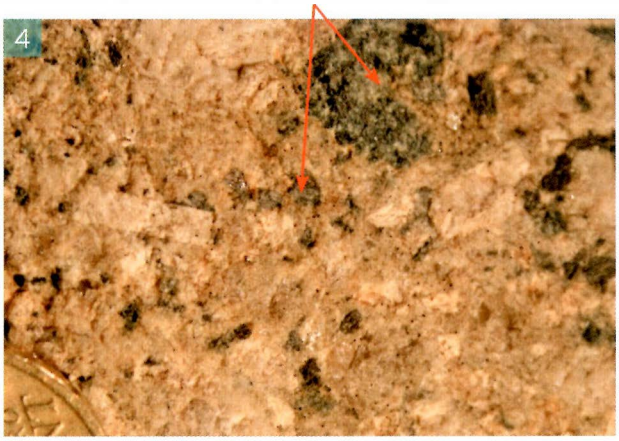
muscovite



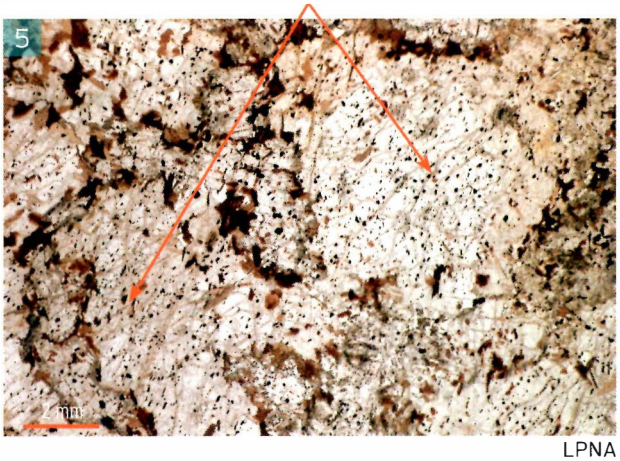
LPA

Cordiérite dans un granite

cristaux sombres
parfois à allure de grains xénomorphes



cordiérite :
plages incolores, plus ou moins globuleuses ; relief faible

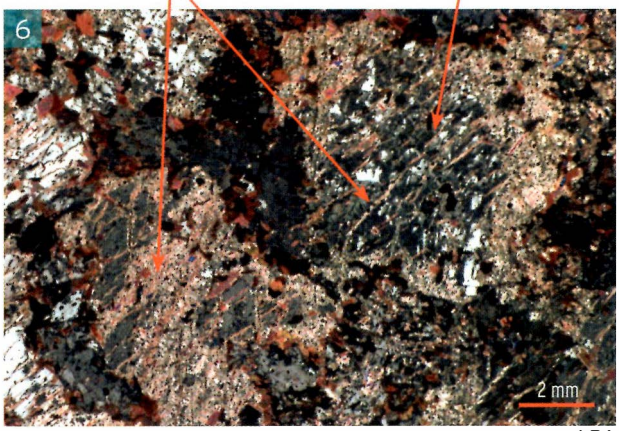


LPNA

cordiérite

altération fréquente :
amas de paillettes de micas

biréfringence faible



LPA

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

La **staurotide** (ou **staurolite**), silicate d'alumine et de fer, s'observe en cristaux prismatiques de couleur brune à brun sombre et à éclat résineux (photo 1). Les cristaux peuvent être maclés en croix, les deux cristaux étant soit orthogonaux, soit obliques l'un par rapport à l'autre selon un angle de 60°. La macle orthogonale donne une forme cristalline appelée croisette de Bretagne alors que la macle oblique est dite de Saint-André.

La **cordiérite** (photo 4), aluminosilicate ferromagnésien, peut apparaître en prismes peu allongés conduisant souvent à des morphologies de grains xénomorphes. La teinte est sombre, brunâtre à verdâtre après altération en micas blancs et chlorite. L'éclat est résineux et la couleur est bleutée quand elle est fraîche.

Caractères microscopiques

La **staurotide** : en **LPNA**, la **staurotide** apparaît le plus souvent en cristaux automorphes, de relief élevé et présentant un pléochroïsme entre incolore, jaune pâle à jaune d'or (photo 2). Les cristaux de staurotide renferment souvent de petites inclusions d'autres minéraux, comme du quartz (cristaux qualifiés de pœcilitiques) (photos 2 et 3). En **LPA**, la **staurotide** a une biréfringence modérée (au maximum dans les jaunes du premier ordre) (photo 3). Les cristaux dont l'allongement est parallèle au plan de polarisation sont éteints (extinction qualifiée de droite). Les cristaux peuvent montrer des macles orthogonales ou obliques.

La **cordiérite** : en **LPNA**, la **cordiérite** constitue souvent des plages incolores, plus ou moins globuleuses, sans formes cristallines bien définies ni clivages (photo 5). Le relief est pratiquement nul. Les sections sont parfois pœcilitiques (avec des inclusions de zircon donnant des auréoles pléochroïques). Elles sont fréquemment altérées, avec le développement de micas (appelés pinites) ou de chlorites à l'origine de teintes verdâtres. Cette altération est caractéristique : elle débute sur les bords du cristal et s'étend peu à peu à la faveur des discontinuités, jusqu'à engendrer une pseudomorphose du cristal initial remplacé par un amas de paillettes entrecroisées micacées. En **LPA**, la biréfringence de la **cordiérite** fraîche est faible, dans les gris clairs à jaune du 1er ordre (photo 6). Les cristaux peuvent présenter des macles polysynthétiques, d'aspect analogue à celles des plagioclases. Elles se groupent parfois en secteurs donnant des assemblages typiques de formes hexagonales.

Enseignements complémentaires

Gisements

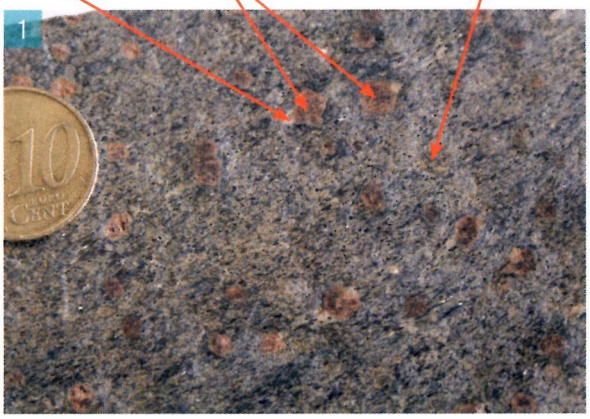
La **staurotide** est un minéral habituel du métamorphisme régional de moyenne pression de la séquence pélitique. Elle est ainsi commune dans les micaschistes et les gneiss. Lors d'un métamorphisme prograde, elle se développe généralement avant l'apparition du disthène mais les deux minéraux coexistent fréquemment dans les conditions du faciès « amphibolite ». À plus haute température, la staurotide est remplacée par le disthène et des grenats de type almandin (document 5, fiche 24).

Ce métamorphisme à disthène – sillimanite, assez fréquent, est souvent qualifié de métamorphisme barrovien MP – MT ; il est marqué par l'ordre d'apparition suivant des minéraux : chlorite, biotite, grenat almandin, staurotide, disthène, sillimanite. Il caractérise les environnements géodynamiques de collision.

La **cordiérite** apparaît préférentiellement dans le métamorphisme de la séquence pélitique mais peut se rencontrer dans des conditions chimiques plus larges. Elle se développe sur des intervalles de température relativement vastes sous réserve d'une pression faible (inférieure à 0,6 GPa). Elle accompagne l'andalousite dans le métamorphisme de contact. Elle s'observe aussi dans le métamorphisme général de basse pression (faciès « amphibolite » et « granulite de basse pression »). Elle peut se former aux dépens des assemblages de chlorite et de muscovite et se déstabilise à haute température pour laisser place à des grenats. Elle se rencontre fréquemment dans les granites d'anatexie engendrés par le magmatisme tardi-hercynien.

Minéraux

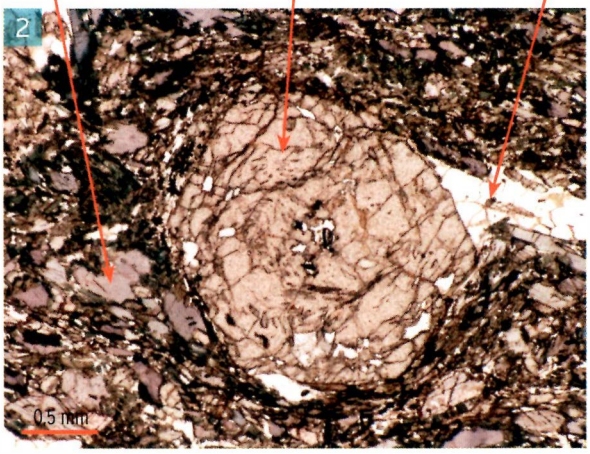
Grenat dans un schiste bleu



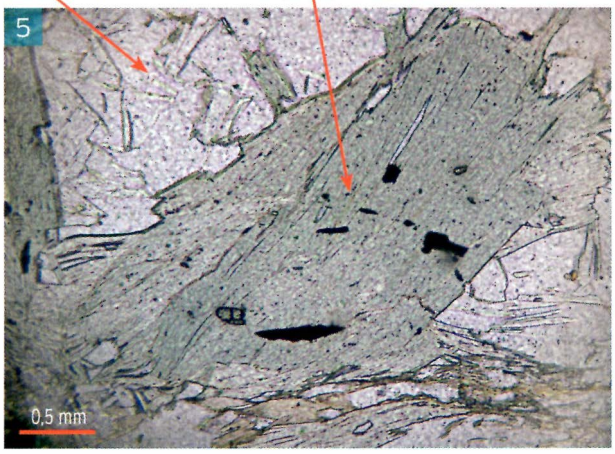
Chlorite en feuillets



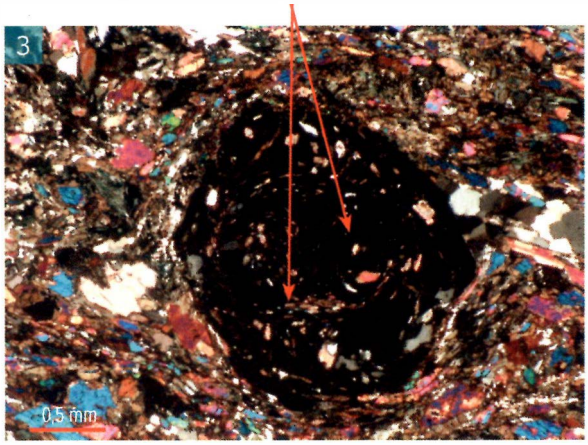
Chlorite dans un schiste



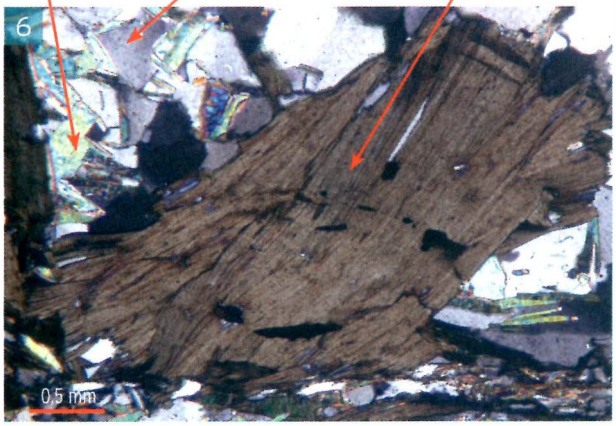
LPNA



LPNA



LPA



LPA

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **grenats** cristallisent dans le système **cubique**. La croissance des cristaux produit cependant des formes **automorphes** dérivées **plus diverses**, avec de nombreuses facettes d'orientation précisément définies (donnant souvent des dodécaèdres). La forme résultante au sein des roches est plus ou moins sphérique (photo 1). Le groupe présente une grande diversité de composition et de caractères. La couleur **rouge grenat** est celle des formes les plus fréquentes. Leur densité est forte, de 3,6 à 4,5, et leur dureté supérieure au verre varie de 6 à 7,5.

La **chlorite** apparaît le plus souvent en lamelles aplaties, de couleur vert bouteille (photo 4).

Caractères microscopiques

En **LPNA**, les **grenats** les plus fréquents sont incolores à rose pâle avec des sections automorphes souvent bien développées. Celles-ci ont un **relief fort** et sont dépourvues de clivage (photo 2). En **LPA**, les grenats donnent dans leur grande majorité des **sections toujours éteintes**, ce qui traduit leur caractère isotrope, en relation avec leur système cubique. Ces plages éteintes révèlent souvent de nombreuses inclusions qui dessinent des **spirales** dans les grenats de certaines roches métamorphiques (grenats dits **hélicitiques**) (photo 3).

La **chlorite** est un minéral proche des micas : en **LPNA**, elle est souvent en lamelles de couleur incolore à légèrement verdâtre, avec un pléochroïsme dans les verts pâles (photo 5). Celles-ci montrent un clivage très net. Le relief est un peu plus faible que celui des micas. En **LPA**, la chlorite a une biréfringence faible, avec des teintes de polarisation parfois inhabituelles, bleues ou marron sombre (photo 6).

Enseignements complémentaires

Particularités

▪ Composition géochimique. Les grenats, de composition générale (R_3^{2+} $R'_2{}^{3+}$ Si_3O_{12}), dessinent deux séries : les grenats les plus fréquents sont les **grenats alumineux** ($R' = Al^{3+}$), avec des compositions variées entre différents pôles, dont l'un est l'almandin ($R = Fe^{2+}$). L'autre série est représentée par des **grenats calciques** ($R = Ca^{2+}$) de couleurs plus variées. La **chlorite** est un silicate d'alumine hydroxylé du groupe des phyllosilicates, contenant du fer et du magnésium.

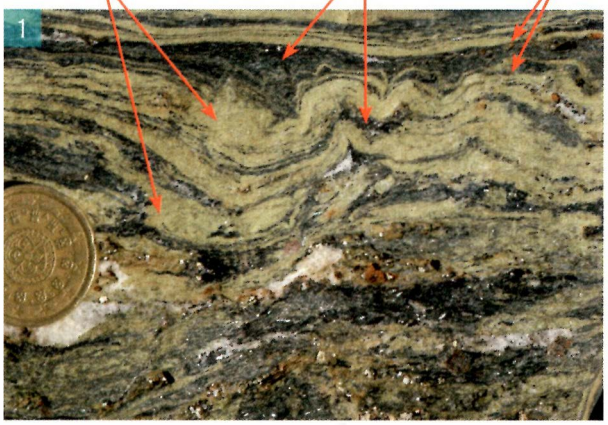
Gisements

Les **grenats alumineux** sont les plus fréquents et s'observent dans les roches **métamorphiques** des séquences **argileuses** ou **basiques**. Ils apparaissent dans des faciès de moyenne pression (faciès à disthène – sillimanite) s'inscrivant dans les paragenèses de **micaschistes** à biotite, muscovite, disthène, staurotide… Ils restent stables à plus haute température dans le faciès des **granulites**. Ils se rencontrent aussi dans le métamorphisme de haute pression- basse température de la séquence **basique**, dans les faciès des schistes bleus à glaucophane et puis des éclogites (fiches 77 et 78). Au sein des éclogites rétromorphosées, les grenats, déstabilisés, sont entourés d'une couronne de hornblende et de plagioclase, voire de chlorite. Les grenats alumineux **riches en magnésium** s'observent aussi dans les **péridotites** (fiche 45). Les **grenats calciques**, absents des roches basiques et alumineuses, s'observent dans le métamorphisme des roches **carbonatées**.

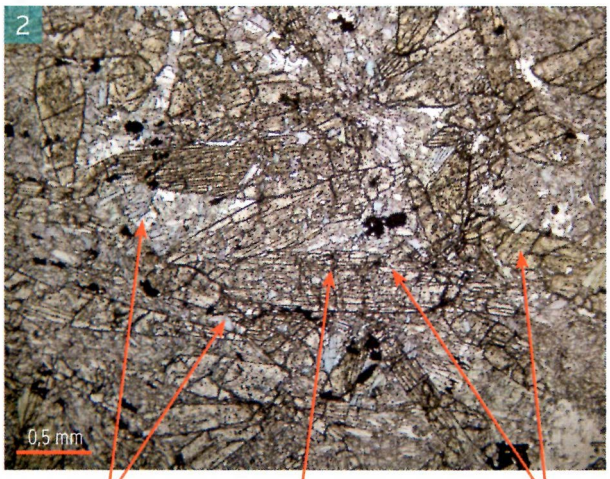
La **chlorite** se rencontre fréquemment dans les **roches magmatiques** comme minéral secondaire résultant de l'**altération** de minéraux ferromagnésiens (pyroxènes, amphiboles ou biotites). C'est également un minéral caractéristique d'un métamorphisme de **faible degré** qui est celui du faciès « **schistes verts** ». Elle disparaît dans les évolutions prograde, cédant la place aux biotites ou aux amphiboles. Elle réapparaît dans les trajets **rétrogrades** liés à l'exhumation. Elle se rencontre aussi dans les **roches sédimentaires** se rattachant alors à l'ensemble des **argilites** (fiches 29 et 30).

Minéraux

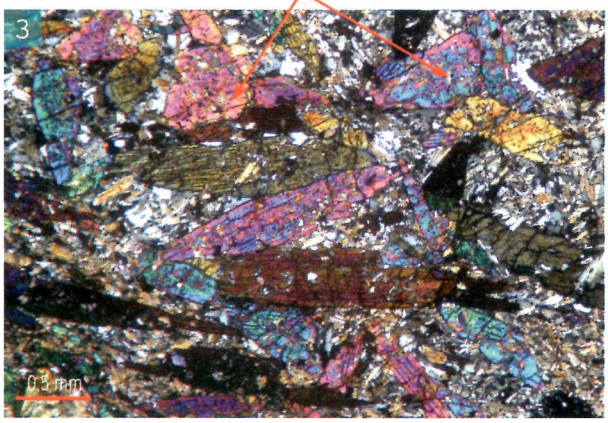
Épidote dans un schiste bleu



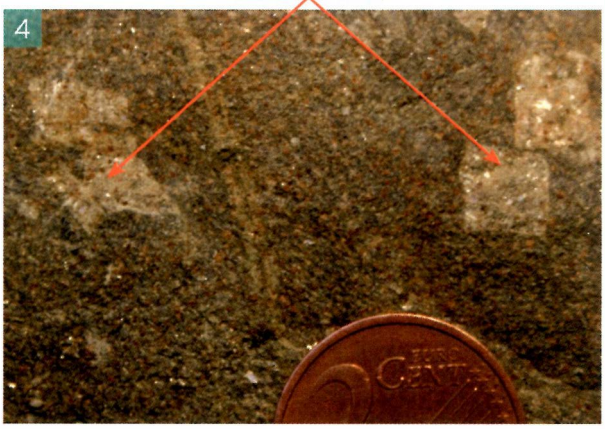
LPNA



LPA



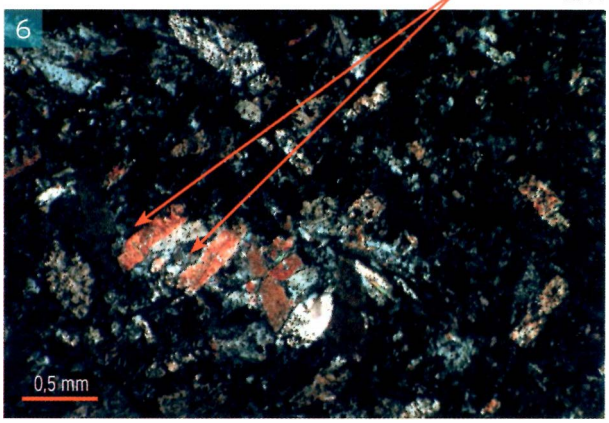
Lawsonite dans un schiste bleu



LPNA



LPA



Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **épidotes (s.l.)** forment un groupe de minéraux silicatés courants dans les roches métamorphiques. Ce groupe comprend essentiellement la **zoïsite** et une série de minéraux, épidotes au sens strict, montrant des compositions continues depuis la **clinozoïsite** jusqu'à la **pistachite** (elle –même étant l'épidote au sens le plus strict). Ce sont des alumino-silicates calciques (zoïsite et clinozoïsite) plus ou moins riches en fer (pistachite ou épidote s.s.). Les espèces les plus fréquentes sont de couleur vert pistache (d'où le nom de pistachite) et constituent des agrégats de cristaux peu distincts les uns des autres (photo 1).

La **lawsonite** est également un alumino-silicate calcique qui forme des cristaux prismatiques de couleur blanche, parfois de belle taille, dans certaines roches métamorphiques comme certains schistes bleus à glaucophane (photo 4).

Caractères microscopiques

Les **épidotes** : en **LPNA**, elles apparaissent en cristaux prismatiques, subautomorphes, clivés, et dont le relief est fort (photo 2). Certaines épidotes (zoïsite et clinozoïsite) sont incolores alors que la pistachite (épidote s.s), fréquente, présente un pléochroïsme dans les verts-jaunes. En **LPA**, les zoïsites et clinozoïsites montrent des teintes de polarisation anormales, bleu foncé ou gris brunâtre. La pistachite est caractérisée par des teintes de polarisation vives et variables au sein d'une même section donnant un aspect en « manteau d'Arlequin » (photo 3). Toutes les épidotes présentent une extinction droite par rapport à l'allongement. Celle-ci est droite par rapport aux clivages chez la zoïsite alors qu'elle est oblique chez les autres épidotes.

La **lawsonite** : en **LPNA**, les sections sont incolores, automorphes, rectangulaires et plus ou moins allongées (photo 5). Certaines montrent un clivage net, parallèle à l'allongement. Le relief est moyen. En **LPA**, la biréfringence est plus forte que celle des zoïsites, avec des teintes atteignant la fin du premier ordre (photo 6). Certains cristaux présentent des macles polysynthétiques.

Enseignements complémentaires

Particularités

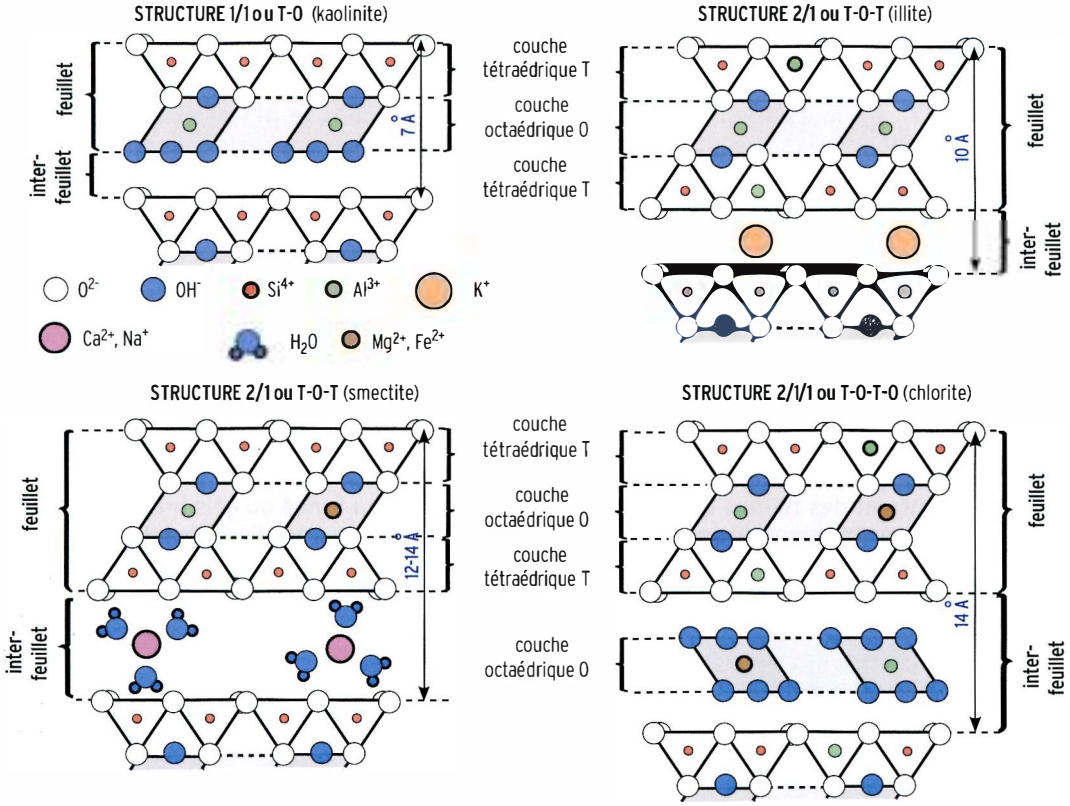
▪ Composition chimique. Les **épidotes** se rattachent au groupe des sorosilicates ; outre la silice et l'aluminium, elles renferment essentiellement du calcium (zoïsite et clinozoïsite) souvent accompagné de fer (pistachite ou épidote s.s.). Leur chimie est apparentée à celle de l'**anorthite** mais **hydroxylée**. La **lawsonite** est un autre exemple de sorosilicates, voisine des épidotes mais au réseau cristallin plus compact.

Gisements

Les **épidotes** se développent essentiellement dans le métamorphisme à partir de protolithes variés contenant toutefois une certaine quantité de calcium. Elles constituent des formes de remplacement des plagioclases calciques à basse température et en présence d'eau. Les épidotes apparaissent dans des conditions modérées de métamorphisme (faciès « schistes verts » - fiche 75). Elles peuvent rester stables à plus haute température, comme la zoïsite, ou à plus haute pression (épidotes s.l), dans le faciès des **schistes bleus à glaucophane** (fiche 77). Les épidotes peuvent aussi résulter d'une rétromorphose de roches de la séquence basique où elles se forment aux dépens des plagioclases.

La **lawsonite** apparaît dans le métamorphisme haute pression – basse température de la séquence basique, qui caractérise les zones de subduction. Elle se développe dans le faciès des schistes bleus de très basse température, accompagnée de la glaucophane. Dans ce faciès, elle cède la place à la zoïsite à plus haute température.

1 Représentation schématique de la structure des principales argiles



2 Aspect au MEB de la kaolinite (structure en "accordéon")



3 Section de corrensite visualisant la superposition des feuillets (MET à haute résolution)



Les argiles (1) : architecture et aspect microscopique

fiche 29

Définitions

Le terme d'**argiles** s'entend de diverses manières : (1) en pédologie et en sédimentologie, il correspond à la fraction granulométrique inférieure à 2 µm ; (2) en minéralogie, il s'agit des **phyllosilicates** (silicates organisés en feuillets) engendrés en conditions de surface, soit par fragmentation, transformation des phyllosilicates et tectosilicates des roches endogènes (biotite, muscovite, chlorite, feldspaths...), soit par néoformation au niveau des sols principalement ; (3) en science des matériaux, une argile est un matériau naturel à comportement plastique lorsqu'il est suffisamment hydraté et qui durcit au séchage ou à la cuisson. Les **argilites** (*shales* en anglais) sont les roches sédimentaires détritiques contenant majoritairement des argiles. En raison de leur faible taille, l'étude des argiles est réalisée par diffraction de rayons X (voir fiche 12), par analyse thermique et/ou gravimétrique différentielle (ATD et AGD – voir fiche 30) et par examen microscopique au MEB ou au MET.

La diversité minéralogique et structurale des argiles

La structure cristalline des phyllosilicates (voir fiche 17) est à base de feuillets constitués chacun d'une ou deux couches tétraédriques, polymères planaires de tétraèdres $[SiO_4]^{4-}$, et d'une couche d'octaèdres dont les six sommets sont occupés par des oxygènes et hydroxyles et le centre par un cation trivalent (Al^{3+}) ou divalent (Mg^{2+}, Fe^{2+}). L'agencement spatial de ces deux types de couches par mise en commun des oxygènes apicaux des tétraèdres avec certains sommets des octaèdres conduit à deux types d'architecture. Les argiles sont soit de type 1/1 ou T-O (une couche de tétraèdres et une couche d'octaèdres) comme la **kaolinite**, soit de type 2/1 ou T-O-T lorsque les feuillets comportent deux couches de tétraèdres encadrant une couche d'octaèdres (document 1). Dans ce dernier cas, s'il n'y a pas de substitution entre cations dans les feuillets, ceux-ci sont neutres électriquement et les inter-feuillets vides. Dans le cas contraire (substitution tétraédrique de Si^{4+} par Al^{3+} voire substitution octaédrique de Al^{3+} par Mg^{2+}), le déficit de charges positives du feuillet est compensé par une couche inter-foliaire formée soit de cations anhydres comme K^+ (cas de l'**illite**) ou hydratés comme Na^+ et Ca^{2+} associés à des molécules d'eau (cas des **smectites**), soit d'une nouvelle couche octaédrique, indépendante des couches tétraédriques (cas de la **chlorite**). Dans ce dernier cas, l'architecture est dite 2/1/1 ou T-O-T-O.

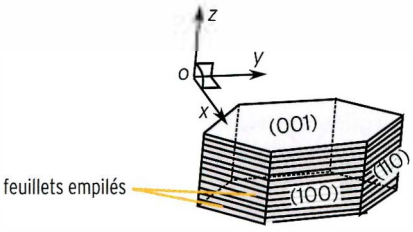
Remarque : il existe également des argiles fibreuses ou en rubans (palygorskite, sépiolite) en raison de tétraèdres pointés périodiquement vers le haut et vers le bas, déterminant des couches octaédriques discontinues.

Le déficit de charges z détermine le degré de liaison entre feuillets et la capacité d'expansion ou non de l'argile (argiles dites gonflantes). Si on considère un type 2/1 de demi-maille unité $(Si_{4-x}Al_xO_{10})Al_{2-y}^{-}Mg_y(OH)_2$ avec $z = x + y$, lorsque la charge z est faible ($0,2 < z < 0,6$), les cations inter-foliaires conservent leur manchon aqueux (2 à 3 couches d'eau adsorbée) et l'expansion est possible (exemple des smectites de type montmorillonite – voir fiche 30). Lorsque la charge est plus forte ($0,6 < z < 0,8$), l'hydratation des cations est moindre (une seule couche d'eau) tout comme l'expansion (exemple des smectites de type beidellite et de la vermiculite). Lorsque z = 0,9 à 1, seuls des cations anhydres (**illite**) ou une couche octaédrique isolée d'hydroxyde de magnésium (**chlorite**) sont présents, et l'expansion est impossible. Il en est de même pour une charge nulle (feuillets liés entre eux par les liaisons hydrogène – cas de la kaolinite). La caractérisation des argiles est donc importante dans les études géotechniques des sols.

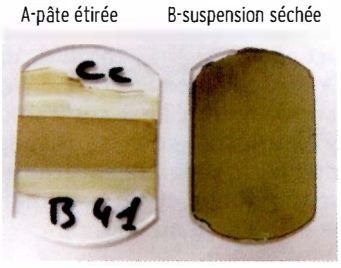
Aspect au MEB ou au MET

Les cristaux d'argiles sont le résultat de l'empilement de feuillets. Cet empilement peut être désordonné (cas des smectites dont les cristaux sont de faible dimension en taille et en épaisseur) ou au contraire très ordonné (cas des illites en forme de lattes hexagonales de grande taille). La kaolinite se présente souvent en prismes hexagonaux dont l'empilement en « accordéon » des agrégats est assez caractéristique (photo 2). Lorsqu'il y a empilement de feuillets de nature différente, on parle d'interstratifiés. Ils se caractérisent par le nombre de types de feuillets, leur proportion et la séquence d'empilement. La corrensite est ainsi considérée comme le résultat d'un empilement régulier de motifs chlorite et smectite en mêmes proportions. En fait, c'est un motif à part entière de 2 sous-feuillets « chlorite-smectite » qui se développe (photo 3).

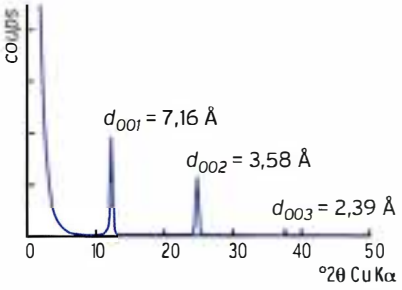
1 Nomenclature des faces naturelles d'un cristal de phyllosilicate à l'aide des indices de Miller



3 Exemples de préparations orientées d'argiles

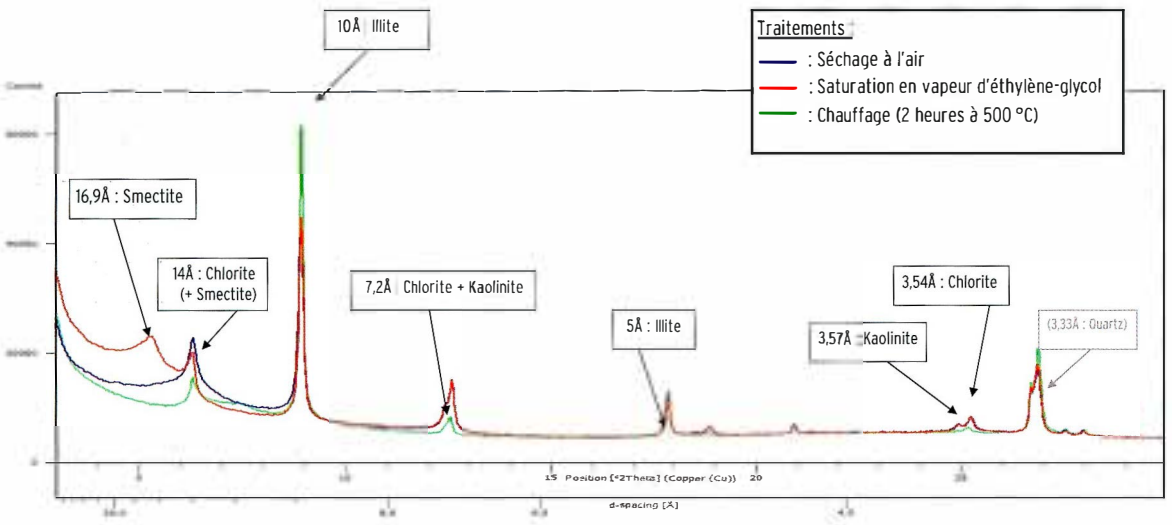


3 Diffractogramme théorique d'une kaolinite



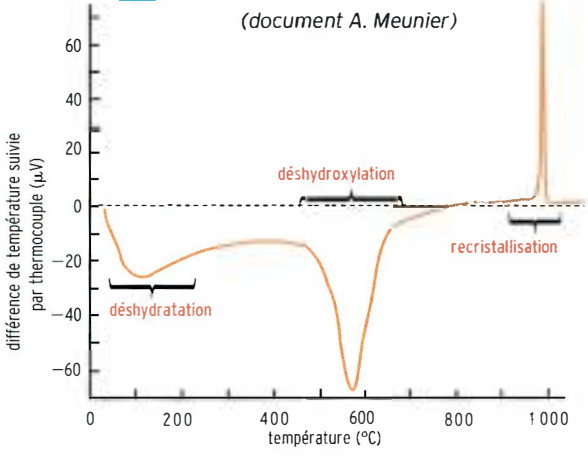
4 Diffractogramme des principaux groupes d'argiles : smectite, chlorite, illite et kaolinite

(document S. Miska)



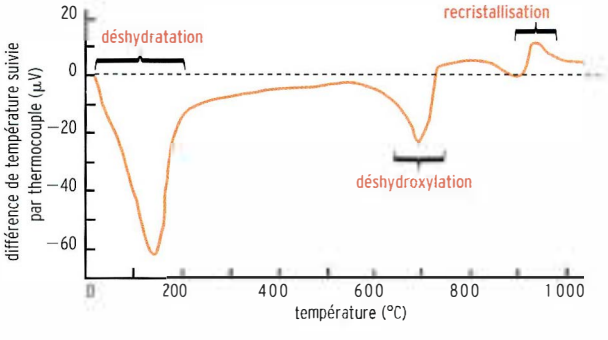
5 Courbe d'ATD d'une kaolinite

(document A. Meunier)



6 Courbe d'ATD d'une smectite

(document A. Meunier)



Comportement des argiles et interprétation des diffractogrammes

La distinction entre les diverses argiles est basée sur la détermination des distances périodiques séparant certains plans atomiques des feuillets, distances dites inter-réticulaires (voir fiches 12 et 29). Il s'agit des plans (001) (figure 1 et fiche 11) qui sont les plans d'aplatissement de ces minéraux, ce qui impose d'utiliser des préparations orientées (photo 2) renforçant les réflexions. L'application de divers traitements entraîne des comportements différents des argiles et favorise l'identification d'espèces de structures initialement proches.

Le diffractogramme de référence, réalisé à partir d'une lame séchée à l'air, est comparé au diffractogramme obtenu après traitement à l'éthylène-glycol qui provoque l'expansion des argiles 2/1 à faible déficit de charge, à savoir les smectites (voir fiche 29). Un autre traitement, à la chaleur, est pratiqué : il consiste à porter les préparations à 500 °C, température à laquelle la kaolinite est détruite mais pas la chlorite, ce qui permet de discriminer ces deux espèces qui ont chacune un pic vers 7 Å sur le diffractogramme normal ; par ailleurs, les smectites et la vermiculite perdant leur eau interfoliaire, leur distance inter-réticulaire est ramenée autour de 10 Å. Le tableau 1 ci-dessous résume les distances inter-réticulaires d_{001} des principales argiles selon le type de traitement.

Tableau 1 – Distances inter-réticulaires d_{001} en fonction des traitements appliqués aux principales argiles

d_{001} sans traitement	d_{001} après traitement à la chaleur	d_{001} après traitement à l'éthylène-glycol	Type d'argile
7 Å	disparition	7 Å	kaolinite
10 Å	10 Å	10 Å	illite - micas
12-14 Å	10 Å	17 Å	smectites
14 Å	10 Å	14 Å	vermiculite
14 Å	14 Å	14 Å	chlorites

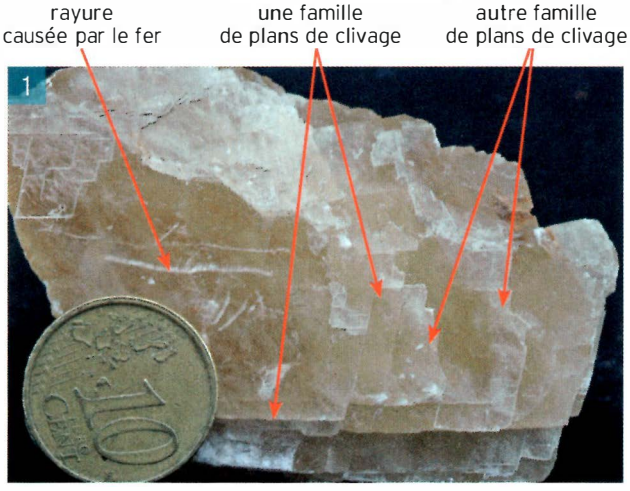
Le document 4 illustre les résultats de ces divers traitements sur un mélange d'argiles. L'identification de chaque type d'argile repose sur la position des pics de diffraction du plan (001) et de ses harmoniques (plans (002), (003), etc. – document 3). Le traitement à l'éthylène-glycol permet de déduire que le pic à 14 Å sans traitement est composite car produit par l'assemblage « smectites + chlorite ». La fraction de chlorite est responsable du maintien de ce pic après chauffage. Le renforcement du pic à 10 Å de l'illite suite au traitement à la chaleur résulte de la déshydratation des smectites donnant des illites. La discrimination entre chlorite et kaolinite, peu nette sur le pic à 7,2 Å, est bien apparente sur les pics autour de 3,5 Å.

Remarque : les intensités des pics de diffraction par rapport au bruit de fond permettent d'estimer les proportions des diverses phases minérales en présence. Cette estimation n'est toutefois que semi-quantitative en général car l'intensité de la diffraction dépend de multiples facteurs (nature de l'élément excité, taille et orientation des cristaux, degré d'ordre, facteurs instrumentaux, etc.).

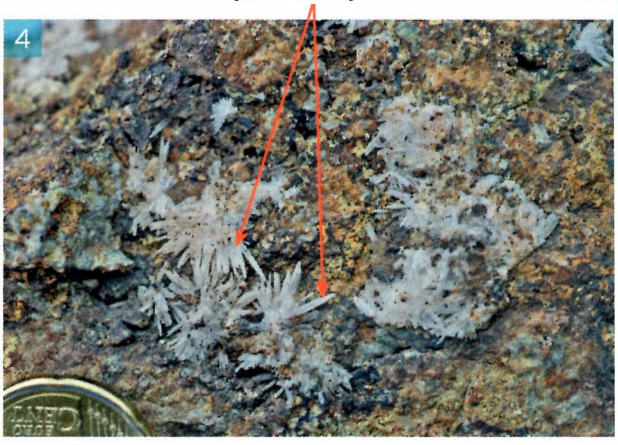
Interprétation des courbes d'analyse thermique différentielle (ATD)

Une autre méthode pour caractériser les argiles consiste à suivre les échanges de chaleur d'un échantillon au cours d'une montée en température linéaire et assez rapide (600 °C/h), échanges qui résultent de transformations de l'échantillon. Les différences de température mesurées entre ce dernier et un témoin inerte (de chaleur spécifique comparable), positives et négatives, révèlent des transformations endothermiques (déshydratations ou déshydroxylations) et exothermiques (changements de phases) respectivement. Ainsi le premier pic endothermique autour de 100-200 °C résulte de la vaporisation de l'eau adsorbée à la surface des feuillets puis de l'eau inter-foliaire (cations hydratés), importante au sein des smectites (documents 5 et 6) ; le second pic majeur, autour de 550 °C pour la kaolinite et 750-800 °C pour les smectites, est le résultat de déshydroxylations selon la réaction : $2\ OH^- \rightarrow O^{2-} + H_2O$. Le pic exothermique au-delà de 900 °C correspond à une réorganisation structurale ou recristallisation (formation de mullite, silicate d'alumine, dans le cas de la kaolinite).

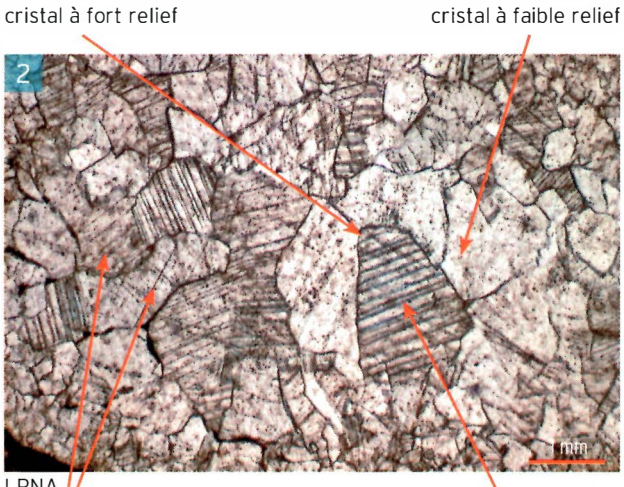
Phénocristal de calcite



Phénocristaux d'aragonite



Calcite dans un calcaire sparitique

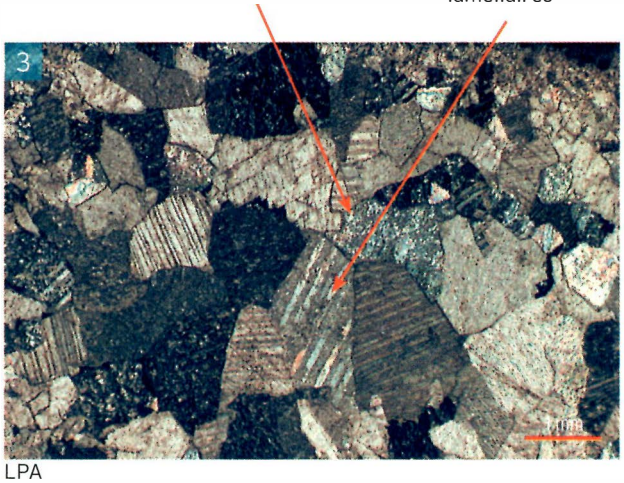


LPNA

clivages nets

biréfringence élevée, teintes irisées

bandes irisées : macles polysynthétiques lamellaires

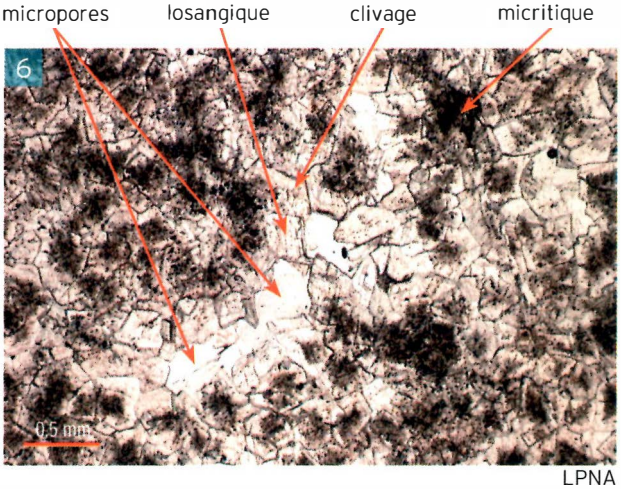


LPA

Phénocristaux de dolomite



Dolomite dans un calcaire dolomitisé



LPNA

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

La **calcite** et l'**aragonite**, de formule $CaCO_3$, sont des minéraux du groupe des **carbonates**. La calcite peut s'observer en cristaux isolés, incolores, parfois de grande taille, mais son faciès le plus classique est blanc crème (photo 1). Ceux-ci sont souvent de forme rhomboédrique avec des faces brillantes et bien développées selon des clivages parfaits. Une variété, le **spath d'Islande**, présente une double réfraction optique caractéristique (voir fiche 4, photo 1). La dureté de la calcite est de 3 : elle se raie à l'acier et ne raie pas le verre. Elle fait effervescence à l'acide chlorhydrique dilué à froid. L'aragonite (photo 4) présente au contraire un faciès aciculaire (en aiguilles) qui tient à son système cristallin orthorhombique.

La **dolomite** est un carbonate voisin de la calcite, de formule $CaMg(CO_3)_2$. Elle partage nombre de propriétés avec la calcite : elle appartient également au système rhomboédrique repérable aux cristaux à faces losangiques (photo 5), possède de nombreux clivages et sa dureté est de l'ordre de 3. La distinction repose sur des techniques de coloration (test à l'alizarine) et sur son comportement à l'acide : elle ne fait pas effervescence à l'acide chlorhydrique diluée à froid.

Caractères microscopiques

En **LPNA**, la **calcite** se présente en plages incolores, de formes quelconques et de relief variable selon les sections (anisotropie ou pléochroïsme de relief – voir fiche 6), avec des clivages parfois très nets (photo 2). L'**aragonite**, forme métastable, est le plus souvent remplacée par la calcite dans les roches carbonatées et est donc rarement présente en lame mince. La **dolomite** exprime par contre des formes losangiques propres au système rhomboédrique en général (photo 6).

En **LPA**, la **calcite** se repère à sa biréfringence très élevée (au-delà du 3e ordre), avec des **bandes irisées** au sein de plages souvent de couleur beige. Ces bandes traduisent des macles polysynthétiques lamellaires (photo 3). Les caractères de la dolomite sont semblables.

Enseignements complémentaires

Particularités

La composition en carbonates des coquilles des formes actuelles est assez variable. Certaines sont exclusivement faites de calcite (huîtres, pectens...) ou d'aragonite (nautiles, buccins, palourdes...), d'autres (moules) ont une composition mixte (couche externe de calcite prismatique, couche interne nacrée d'aragonite fibreuse).

Gisements

La **calcite** est l'un des minéraux les plus ubiquistes. C'est le constituant essentiel des roches sédimentaires **calcaires**. Elle y forme les bioclastes et le ciment qui les lie, lequel relève d'une précipitation directe ou biochimique (tests de nanofossiles). Elle remplace l'aragonite des coquilles lors de la diagenèse. Elle prédomine aussi dans les roches métamorphiques de la série carbonatée (**cipolins** et **marbres** – voir fiche 79). Par contre elle n'est qu'un minéral accessoire des roches magmatiques, à l'exception de roches particulières que sont les **carbonatites** (exemple du volcanisme du Kayserstuhl dans le fossé Rhénan).

La **dolomite** ne se rencontre que dans les roches sédimentaires appelées **dolomies**. Elle précipite très rarement au sein de lagunes et apparaît surtout au cours de la diagenèse de calcaires magnésiens (certains organismes comme les algues rouges et les échinodermes concentrent du magnésium dans leur squelette). Étant plus dense que la calcite, elle conduit à une microporosité de la roche (photo 6) qui peut aboutir à piéger des hydrocarbures (roche-réservoir). La dolomitisation concerne en particulier les calcaires triasiques à jurassiques de certains domaines alpins (Trias briançonnais, Trias-Jurassique des Alpes calcaires méridionales italiennes ou Dolomites).

3 Roches mantelliques et magmatiques

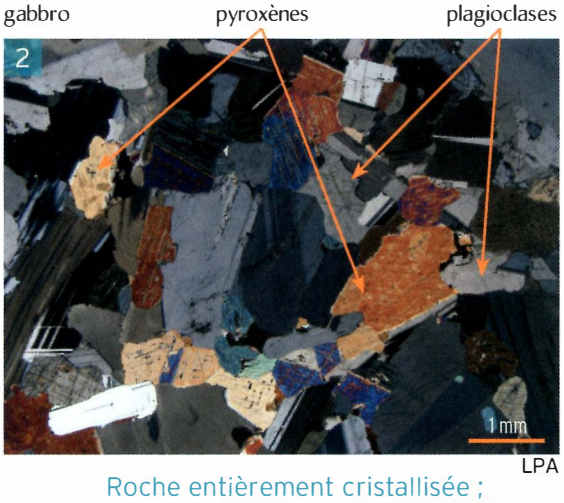
Texture grenue

Roches plutoniques (et roches mantelliques : péridotites)

Exemple d'un gabbro



Roche entièrement cristallisée (ou holocristalline) ; cristaux visibles à l'œil nu

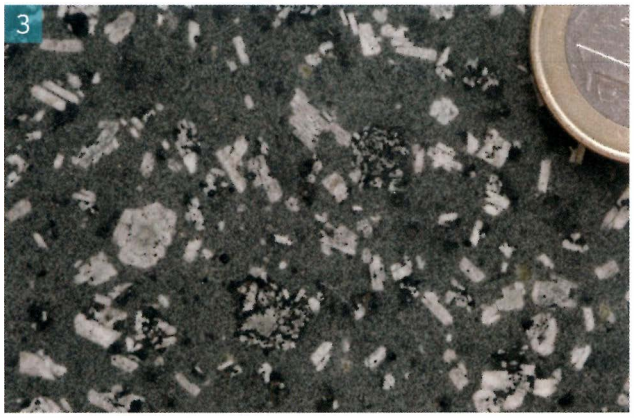


LPA

Texture microgrenue

Roches filoniennes

Exemple d'un microgabbro (ici texture porphyrique)



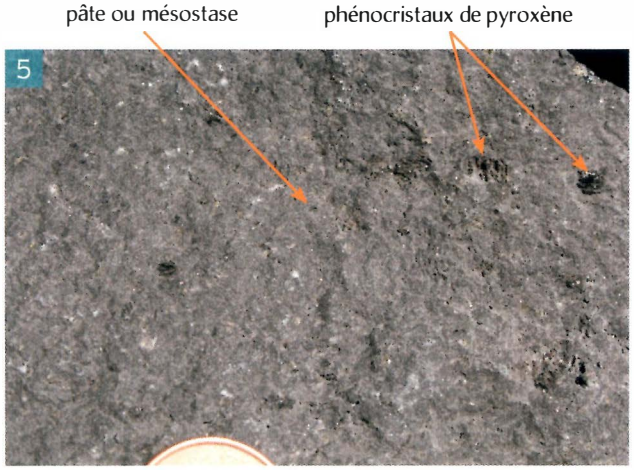
Roche entièrement cristallisée ; cristaux de petite taille, visibles au microscope



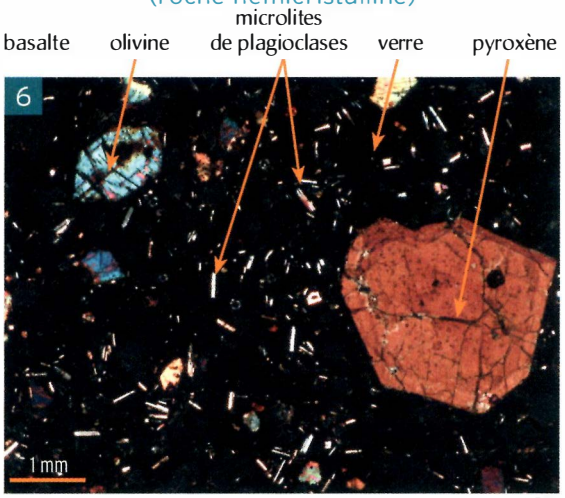
LPA

Texture microlitique

Roches volcaniques : exemple d'un basalte



Roche montrant des cristaux dispersés dans un verre non cristallisé (roche hémicristalline)



LPA

Textures majeures des roches magmatiques

fiche 32

Textures et classification

La **texture** ou **structure** d'une roche définit l'agencement relatif des éléments qui la constituent. Dans les roches magmatiques, ces éléments peuvent être : des **phénocristaux** (ou cristaux visibles à l'œil nu), des **microlites** (cristaux de petite taille, visibles au microscope), du **verre** (partie non cristallisée de la roche). L'ensemble des microlites et du verre forme la **pâte** ou la **mésostase** de la roche.

On distingue principalement :

- la **texture grenue** (ou holocristalline) qui qualifie les roches entièrement cristallisées et dont les minéraux sont visibles à l'œil nu (photos 1 et 2). Elle caractérise les roches magmatiques **plutoniques** mais le terme est parfois utilisé pour certaines roches métamorphiques (gneiss) ;
- la **texture microgrenue** (photos 3 et 4) qui qualifie les roches entièrement cristallisées mais dont les minéraux ne sont visibles qu'au microscope. C'est par exemple le cas des roches **filoniennes** ;
- la **texture microlitique** qui montre de nombreux cristaux de petite taille (microlites) associés à un verre non cristallisé (photos 5 et 6). Cette texture est celle des roches magmatiques **volcaniques**.

Les textures présentées en photo se fondent sur l'exemple des roches basiques. De très nombreux termes permettent de qualifier plus précisément certaines textures. On identifie ainsi la texture **porphyrique** (roches volcaniques présentant des cristaux de grande taille, ou phénocristaux, dispersés dans la mésostase) ou la texture **pegmatitique** (roches plutoniques, souvent de composition granitique, formées uniquement de cristaux de grande taille, de l'ordre du centimètre et plus). D'autres textures plus particulières, voire exceptionnelles, sont présentées fiche 33.

Textures et histoire de la cristallisation

L'analyse de la texture est souvent une des premières étapes de l'étude d'un échantillon, pour en identifier la **nature.** Elle permet aussi souvent de préciser l'**histoire de la cristallisation** de la roche :

- l'analyse de l'agencement des constituants offre la possibilité de proposer un **ordre de cristallisation** des minéraux (voir fiches 46 et 47);
- elle aide aussi à comprendre les **conditions de mise en place.** La texture grenue qui caractérise les roches magmatiques plutoniques résulte par exemple d'un refroidissement lent en profondeur. La texture microlitique porphyrique des roches volcaniques traduit les **différentes étapes** de la mise en place du magma et de sa solidification : cristallisation des phénocristaux dans la chambre magmatique, cristallisation des microlites lors de la montée et de l'émission du magma, prise en masse du verre lors du refroidissement rapide en surface.

Il faut cependant veiller à pas associer systématiquement, et de manière trop simple, **taille des cristaux** et **conditions de refroidissement**. Le développement d'une population de cristaux dépend de deux paramètres, la **vitesse de nucléation** (vitesse d'apparition des germes cristallins dans le liquide) et la **vitesse de croissance** des germes apparus. Chacune des deux vitesses peut être affectée différemment par les conditions du refroidissement, avec des effets variables selon la nature des cristaux ce qui détermine des situations au final complexes.

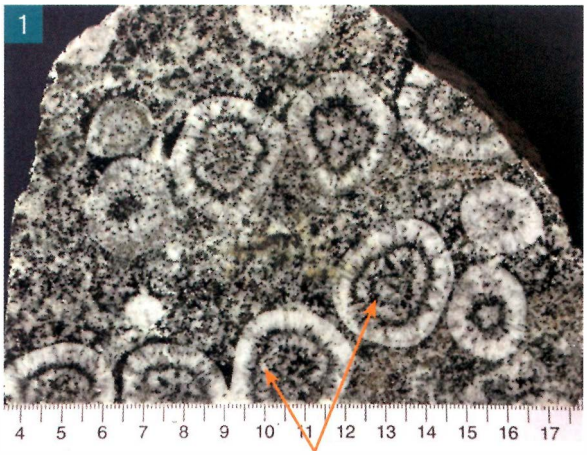
Couleur et classifications

La coloration d'une roche peut être estimée par un **indice de coloration** I correspondant au pourcentage de minéraux colorés, les minéraux non colorés (ou minéraux blancs) étant, pour les roches saturées ou sursaturées en silice, le **quartz** et les **feldspaths,** pour les roches sous-saturées en silice, **les feldspaths** et les **feldspathoïdes**. L'indice de coloration s'écrit ainsi Icol = 100 – % (Q + F) ou Icol = 100 – % (F+f). On distingue ainsi pour les différentes valeurs de l'indice, les roches **hololeucocrates** (0 - 10), **leucocrates** (10 - 40), **mésocrates** (40 - 60), **mélanocrates** (60 - 90), **holomélanocrates** (90 - 100).

Ces termes peuvent également être utilisés pour les roches volcaniques, en tenant davantage compte de la couleur d'ensemble dont celle de la pâte, en cassure fraîche toutefois. Quelle que soit la roche, il faut observer que la coloration peut dépendre d'autres paramètres que du seul pourcentage des minéraux colorés (répartition des cristaux, particularités minéralogiques...).

3 Roches mantelliques et magmatiques

Gabbro orbiculaire de Corse



orbicules formés de plagioclase et d'amphibole

Texture en peigne



surface de nucléation des plagioclases

Coupe d'un orbicule



amphibole et plagioclase radiaires et plumeux

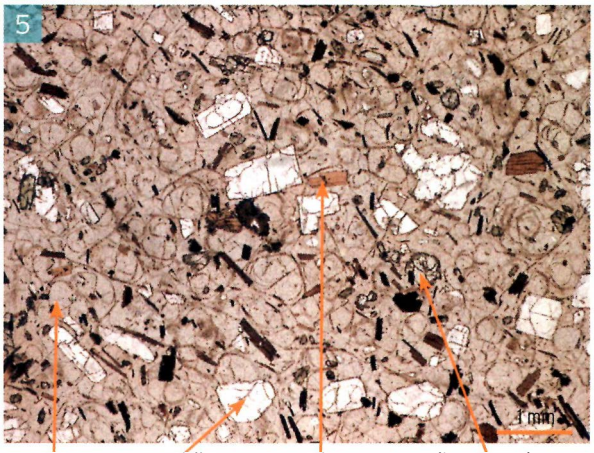
épaisseur d'un orbicule (1cm)

Texture de cumulat dans un gabbro-norite



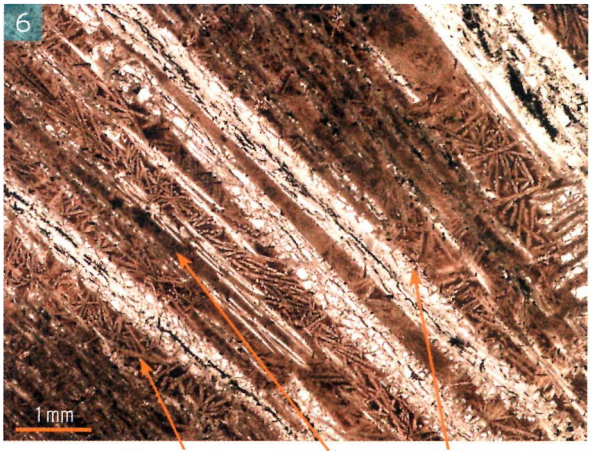
clinopyroxène plagioclase orthopyroxène

Texture vitreuse perlitique dans un trachyte



verre sanidine mica clinopyroxène

Texture spinifex dans une komatiite



clinopyroxène verre brun olivine

Textures particulières des roches magmatiques

fiche 33

Texture orbiculaire

Cette texture rare s'observe dans les gabbros, les diorites mais aussi dans les granites. Ce gabbro orbiculaire possède une matrice grenue contenant des **orbicules** de 2 à 10 cm (photos 1 et 3), formés d'anneaux concentriques alternativement riche en plagioclase et amphibole. Le cœur des orbicules et la matrice de la roche ont une texture grenue avec les mêmes minéraux principaux. Les cristaux associés présentent un développement **radiaire**, avec des formes **squelettiques**, **plumeuses** à **faces courbes**, signe d'une croissance très rapide. Les conditions de formation font sans doute intervenir une pression d'eau variable, un fort taux de surfusion du magma, une nucléation hétérogène sur des germes préexistants.

Texture en peigne

La texture en peigne se développe souvent aux épontes des filons, dans les liquides résiduels des lacs de lave et à l'apex de certaines intrusions plutoniques (structures appelées stockscheiders). On observe ici (photo 2) des plagioclases cristallisés orthogonalement par rapport à l'éponte ; cette surface est le lieu préférentiel de développement des cristaux. C'est un bel exemple de **nucléation hétérogène** sur une surface préexistante.

Texture de cumulat

Ce type de texture s'observe dans les roches issues de réservoirs magmatiques dans lesquels s'est produite une différenciation des magmas par cristallisation fractionnée. Ces **cumulats** présentent souvent une orientation des cristaux appelée **lamination magmatique**, des **litages** à différentes échelles, marqués par des changements minéralogiques et granulométriques. Ils contiennent des **minéraux cumulus automorphes**, **précoces** dans une matrice de **minéraux intercumulus plus tardifs**. Le gabbro-norite de la photo 4 contient des plagioclases et des clinopyroxènes cumulus, les orthopyroxènes sont intercumulus. La concentration en minéraux cumulus, ici proche de 60 %, atteint parfois 98 %. Ultramafiques, mafiques ou felsiques, les cumulats sont issus de liquides parents basaltiques, intermédiaires, syénitiques voire granitiques. Leur formation est complexe et fait intervenir notamment la **sédimentation des cristaux par différence de densité** (loi de Stockes), leur tri dans un flux laminaire, la **convection des liquides** à travers la trame de cristaux précoces, la **compaction**, la **rééquilibration texturale par recristallisation** au stade sub-solidus.

Texture vitreuse perlitique

Elle s'observe dans certains trachytes et rhyolites dont la pâte est restée totalement vitreuse ; il s'agit d'**obsidiennes** plus ou moins porphyriques. Le verre naturel ainsi conservé montre que la nucléation n'a pu se réaliser au moment de l'arrivée de la lave en surface. Ce défaut de germes cristallins peut trouver son origine dans un **fort taux de surfusion** (différence de température par rapport au liquidus de la lave) ; il peut être lié à la composition des liquides riches en silice qui semblent peu favorables à la formation des nucleus. En refroidissant, le verre produit des fentes de retrait arrondies donnant un aspect perlé bien visible sur la photo 5.

Texture spinifex

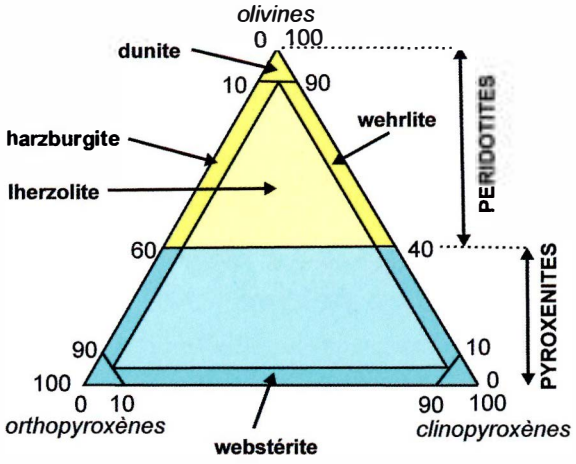
Elle est courante dans les **komatiites**, laves ultramafiques des vieux blocs continentaux protérozoïques et archéens (Brésil, Afrique du Sud, Canada). Ces laves sont générées par une fusion partielle des roches du manteau beaucoup plus forte que dans le cas des basaltes, d'où leur caractère ultramafique. Leur texture rappelle celle qui se développe dans les alliages métalliques. De grands cristaux entrecroisés d'olivine en lames parfois de taille métrique, ramifiées ont eu une croissance très rapide de type dendritique à partir d'un nombre de germes cristallins réduits (photo 6). Là encore le fort taux de surfusion du liquide ultramafique fut important dans le développement de ces cristaux. La matrice est composée de petits cristaux squelettiques de pyroxène dans un fond vitreux le plus souvent altéré. Beaucoup de komatiites sont maintenant recristallisées et ne présentent plus cette texture spinifex rare et si particulière.

3 Roches mantelliques et magmatiques

1 Critères d'identification des roches

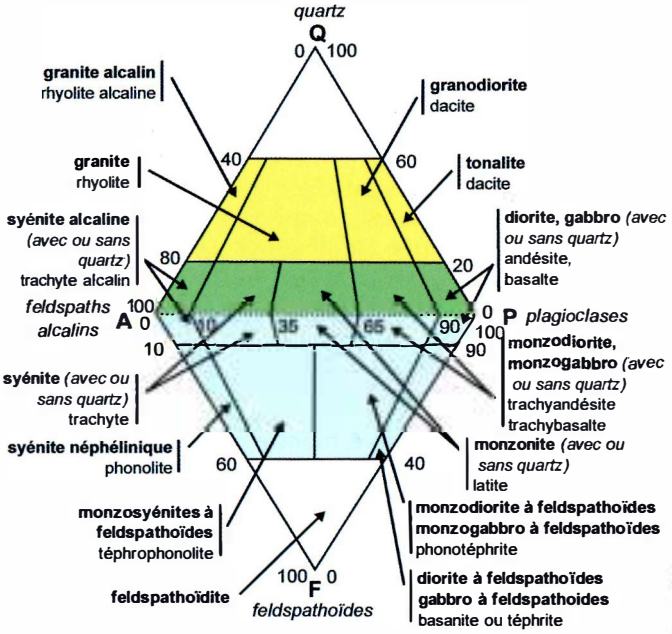
ROCHES MAGMATIQUES			quartz	sans quartz	
			feldspaths		
indice de coloration	*nature des feldspaths*	*variations chimiques*			feldspathoïdes
minéraux sombres < minéraux blancs (0 - 35%)	feldspaths alcalins dominants	Si, Na, K ↑	GRANITE rhyolite	SYENITE trachyte	SYENITE NEPHELINIQUE phonolite
minéraux sombres = minéraux blancs (35 - 65%)	plagioclases sodiques An < 50		GRANODIORITE TONALITE dacite, andésite quartzique	MONZONITE DIORITE andésite	DIORITE À FELDSPATHOIDES téphrite
minéraux sombres > minéraux blancs (65- 95%)	plagioclases dominants An > 50 plagioclases calciques	Mg, Fe, Ca ↑		GABBRO basalte	GABBRO À FELDSPATHOIDES basanite

3 Classification des roches ultrabasiques

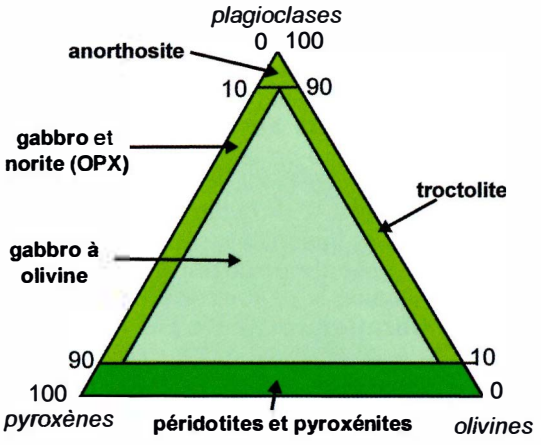


3 Classification modale de Streckeisen

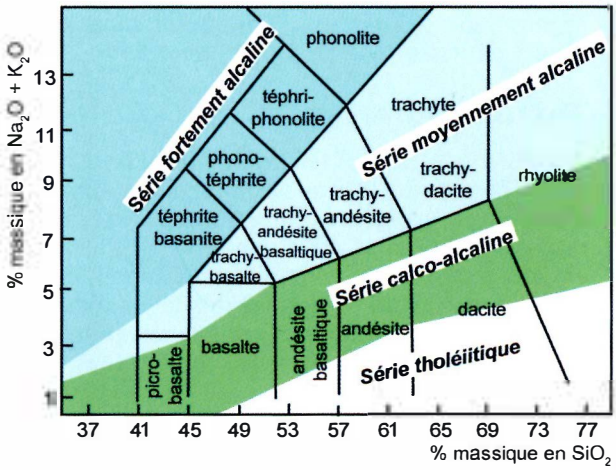
Les roches plutoniques sont en caractères gras.



4 Classification modale des gabbros



5 Classification TAS (Total Alkalis Silica)



6 Nomenclature des laves alcalines

% massique	45	% massique de silice			69	
série sodique (Na_2O - 2 > K_2O)	basalte	hawaiite	mugéarite	benmoréite	trachyte	rhyolite
		trachybasalte	trachyandésite			
série potassique (Na_2O - 2 < K_2O)		trachybasalte potassique	shoshonite	latite		

Classification des roches magmatiques et mantelliques

fiche 34

Composition minéralogique, géochimique et classifications

La figure 1 présente quelques critères permettant une identification opérationnelle des roches.

La classification internationale des roches plutoniques est celle de **Streckeisen** (figure 2). Elle est dite **modale** car fondée sur la **composition minéralogique** réelle des roches, exprimée en pourcentage volumique des différents minéraux, ce que l'on appelle le **mode**, et déterminée à partir de l'observation microscopique. En toute rigueur, elle ne peut être appliquée qu'aux roches entièrement cristallisées mais est parfois proposée avec leurs équivalents volcaniques. Elle repose sur les proportions relatives ou absolues des minéraux blancs, dits cardinaux : quartz, feldspaths alcalins (feldspaths potassiques et albite pure), plagioclases, feldspathoïdes et est appliquée lorsque les minéraux sombres, ou minéraux colorés, (amphiboles, pyroxènes, olivines) restent inférieurs à 90 % du volume.

Les roches constituées à plus de 90 % de minéraux sombres font l'objet d'une classification modale spécifique fondée sur les pourcentages relatifs en olivines, clinopyroxènes et orthopyroxènes (figure 3). Elles comprennent les **pyroxénites** contenant plus de 60 % de pyroxènes et les **péridotites** constituées à plus de 40 % d'olivines. Parmi celles-ci, on peut distinguer les **lherzolites**, dans lesquelles s'observent des orthopyroxènes, des clinopyroxènes et des olivines, les **harzburgites**, ne montrant que des orthopyroxènes et des olivines et les **dunites** formées essentiellement d'olivines. La nature de certaines roches comme les gabbros peut être précisée par d'autres classifications modales à l'image de celle de la figure 4.

La classification internationale des roches volcaniques est la **classification TAS** (*Total Alkalis Silica*), fondée sur des critères géochimiques (figure 5), avec des noms particuliers pour les roches alcalines (figure 6).

Roches saturées ou 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 celle 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 les feldspathoïdes, qui associent moins de silice à une quantité donnée d'alcalins. La présence de feldspathoïdes caractérise les **roches sous-saturées** en silice (figure 1). 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** (> à 20 % de quartz modal).

Roches acides et basiques, ultramafiques, mafiques et felsiques

Les qualificatifs **acide** et **basique** font référence à la teneur en silice (SiO_2) analysée. Les roches ayant moins 45 % de SiO_2 sont les roches **ultrabasiques**, avec l'exemple des péridotites. Celles dont la teneur en silice est comprise entre 45 et 52 % sont les roches **basiques** avec l'exemple des basaltes et des gabbros. Une teneur en silice comprise entre 52 et 63 % qualifie les roches **intermédiaires** avec l'exemple des andésites et des diorites. Les roches dont la teneur en silice est supérieure à 63 % sont les roches **acides** avec l'exemple des rhyolites et des granites.

Suivant les proportions modales de minéraux ferromagnésiens et de feldspaths, on parle aussi de roches **ultramafiques**, **mafiques** et **felsiques** (ces dernières correspondant à l'ensemble des roches intermédiaires et acides).

D'autres évolutions chimiques s'observent des roches basiques aux roches intermédiaires ou acides : les teneurs en calcium, en magnésium et, généralement, en fer décroissent alors que les teneurs en alcalins (sodium et potassium) s'accroissent (figure 5).

Mode et norme

La caractérisation d'une roche magmatique se fonde d'abord sur l'observation de sa composition minérale : le pourcentage volumique des minéraux observés fournit le **mode** de la roche, estimé par les surfaces relatives des minéraux observés en lame mince, méthode applicable uniquement pour les roches plutoniques entièrement cristallisées, qui perd son sens pour les roches volcaniques (présence de verre). C'est pourquoi on considère souvent la **norme** dite **CIPW**, des noms de Cross, Iddings, Pirsson et Washington, auteurs du principe en 1915. Celle-ci repose sur l'exploitation de la composition chimique (donnée en pourcentage de poids d'oxydes) et transformée par calcul en une composition minéralogique théorique, selon une **liste type** de minéraux. Le résultat fournit des pourcentages de minéraux normatifs.

Principe : une distribution ordonnée des oxydes dans les minéraux normatifs

Les oxydes de la roche sont tour à tour distribués dans les **minéraux normatifs** et selon un ordre déterminé épuisant peu à peu les différents types d'oxydes. Cette distribution se fait selon les compositions molaires, ce qui impose d'une part une prise en compte **sous forme molaire des compositions des minéraux normatifs** et d'autre part la **transformation des poids d'oxydes** de l'analyse en poids molaires par division du poids d'oxyde par la masse molaire de celui-ci (tableaux 1 et 2).

La distribution débute par les oxydes les moins représentés : P_2O_5, puis TiO_2 placés dans l'apatite et dans l'ilménite. Dans ces deux minéraux, une mole d'oxyde est cependant respectivement associée à 3,3 moles de CaO et à une mole de FeO : le stock disponible de ces deux oxydes est alors diminué des moles introduites dans l'apatite et l'ilménite.

Les étapes suivantes se poursuivent avec la distribution ordonnée de K_2O placé totalement dans l'orthose, puis de Na_2O dans l'albite. On calcule à chaque fois la quantité d'alumine nécessaire pour accompagner cette formation, laquelle est alors retranchée au stock initial. Le plus petit stock de moles disponible devient **facteur limitant** dans le calcul : ainsi si $Al_2O_3 < Na_2O$ (moles), on formera de l'**aegyrine normative** avec le reste de Na_2O : dans ce cas, la roche est dite **hyperalcaline**. Dans le cas contraire, et où généralement la quantité d'alumine restant est inférieure à la quantité de CaO, c'est alors l'anorthite normative qui intègre l'alumine restante : la roche est dite **métalumineuse**. Le calcium restant est introduit dans des clinopyroxènes (diopside, wollastonite), avec les proportions adéquates de MgO et FeO. Inversement, si la quantité d'alumine restant est supérieure à la quantité de CaO, on forme alors de l'anorthite en proportion du CaO restant, et l'alumine résiduelle est placée dans le corindon, minéral uniquement constitué de cet oxyde : c'est ainsi qu'une roche peut être dite **hyperalumineuse**. On constate que **corindon et diopside, aegyrine et anorthite normatifs** sont incompatibles.

Après disparition du CaO, et formation de la magnétite et de l'hématite, intégrant Fe_2O_3, il reste à placer l'excès de FeO et de MgO dans des orthopyroxènes (hypersthène).

Distribution de la silice

L'essentiel des minéraux normatifs sont des silicates : à chaque mole d'oxyde introduite dans un minéral sont associés un certain nombre de moles de SiO_2. Après formation des minéraux normatifs, on fait la somme des moles de silice nécessaires, ce qui conduit à deux situations :

- la quantité de moles de silice disponibles est suffisante pour la formation des minéraux précédents : la silice en excès donne du quartz normatif et la roche est dite **sursaturée en silice** ;
- la quantité de silice est insuffisante : il faut alors introduire les oxydes précédents dans des minéraux moins siliceux. Une même quantité de MgO est ainsi associé à moins de SiO_2 dans une olivine que dans un hypersthène. Celui-ci est alors détruit à hauteur des besoins et de l'olivine est formée. La transformation peut être insuffisante, la quantité de silice nécessaire excédant toujours la disponibilité : l'albite est alors transformée en un feldspathoïde, la néphéline jusqu'à ajustement de la quantité de silice. Le maintien d'un déficit de silice après disparition de l'albite conduit à transformer l'orthose en un autre feldspathoïde, la leucite. Les roches à feldspathoïdes normatifs sont dites **sous-saturées en silice**.

Quartz et olivine, hypersthène et néphéline, albite et leucite normatifs sont **incompatibles** dans une même norme (tableaux 1 et 2).

Calcul de la norme CIPW : principe et applications (exemple de deux basaltes – voir fiche 30)

Les principes et des exemples de calculs sont présentés dans les tableaux 1 et 2 sans être cependant tous détaillés. La norme proposée ci-dessous est une norme simplifiée. Elle ne peut par ailleurs s'appliquer aux roches ultrabasiques et aux carbonatites (normes particulières). On notera aussi ici que, pour le calcul, la formule de l'apatite (P_2O_5, 3,3CaO) a été simplifiée en (P_2O_5, 3CaO). On notera que la norme CIPW est à la base de la classification des basaltes (classification normative de Yoder et Tilley distinguant les différents types).

Tableau 1 – Calcul de la norme CIPW : exemple d'un basalte tholéiitique à quartz normatif

poids molaire des oxydes | composition en poids d'oxydes | composition molaire : % pds d'ox. x 1000 / pds molaire | poids molaire des minéraux : (pds molaire des différents oxydes x nombre de moles)

Constituants		SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5			TOTAL	
% Poids d'oxyde		50,02	15,05	3,77	7,37	7,01	10,17	2,05	0,33	2,23	0,27			98,27	
Poids molaire		60	102	160	71,8	40,3	56	62	94	79,9	142				
Moles x1000		833,67	147,55	23,56	102,65	173,95	181,61	33,06	3,51	27,91	1,90	Moles	P. Molaire Minéral	% Mnrx normatifs	Norme
APATITE	P2O5 3CaO	formation de l'orthose après formation de l'orthose					175,90	formation de 1,9 mole d'apatite			0,00	1,90	336	0,64	0,64
ILMÉNITE	TiO2 FeO	silice disponible après 833,67 - (6x3,51)			74,74		reste de CaO = 181,61 - 1,9x3 placés dans l'apatite			0,00		27,91	152	4,24	4,24
ORTHOSE	K2O Al2O3 6SiO2	812,60	144,04		reste de FeO : 102,65 - 27,91				0,00			3,51	556	1,95	1,95
ALBITE	Na2O Al2O3 6SiO2	614,22	110,97	...	alumine disponible après formation de l'albite			0,00		consommation totale de TiO2 : formation de 27,91 moles d'ilménite		33,06	524	17,33	17,33
ANORTHITE	CaO Al2O3 2SiO2	392,27	0,00				64,93					110,97	278	30,85	30,85
CORINDON	Al2O3	silice disponible après formation de l'albite et de l'anorthite		consommation totale de l'alumine			consommation totale de Na2O dans l'albite					0,00	102	0,00	-
AEGYRINE	Na2O Fe2O3 4SiO2											0,00	462	0,00	-
MAGNÉTITE	FeO Fe2O3			0,00	51,18		reste de FeO après formation de la magnétite			consommation totale de K2O : formation de 3,51 moles d'orthose		23,56	232	5,47	5,47
HÉMATITE	Fe2O3	consommation de Fe2O3 dans la magnétite										0,00	160	0,00	-
DIOPSIDE	CaO SiO2 Wo	327,34					0,00					64,93	116	7,53	
	MgO SiO2 Ens	277,17				123,78	consommation du reste de CaO dans le diopside					50,17	100	5,02	14,50
	FeO SiO2 Fs	262,41			36,42							14,76	132	1,95	
WOLLASTONITE	CaO SiO2							formation du diopside telle que Wo = Ens + Fs et que Ens/Fs = MgO/FeO				0,00	116	0,00	-
HYPERSTHÈNE	MgO SiO2 Ens	138,63	silice disponible après formation du diopside			0,00	consommation totale du reste de FeO et de MgO dans l'hypersthène					123,78	100	12,38	17,19
	FeO SiO2 Fs	102,2			0,00							36,42	132	4,81	
QUARTZ	SiO2	0,00										102,22	60	6,13	6,13

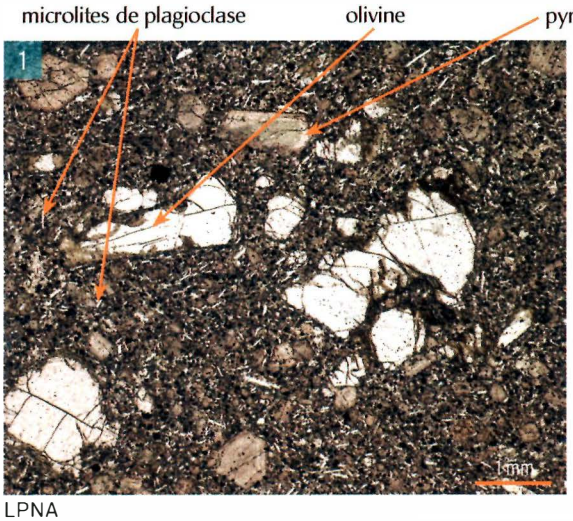
pôles purs des minéraux | composition molaire des minéraux normatifs | silice restant en excès après distribution des autres oxydes dans les minéraux | cristallisation de quartz normatif avec la silice en excès : roche sursaturée en silice | % de minéraux normatifs : mole x poids molaire minéral / 1000

Tableau 2 – Calcul de la norme CIPW : exemple d'un basalte alcalin à néphéline normative

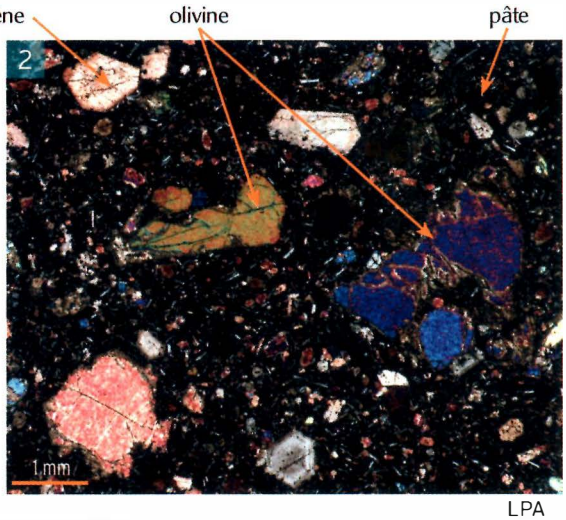
Constituants		SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5			TOTAL	
% Poids d'oxyde		47,70	15,20	2,30	8,70	9,70	8,90	2,70	1,60	3,20	0,00			100,00	
Poids molaire		60	102	160	71,8	40,3	56	62	94	79,9	142				
Moles x1000		795,00	149,02	14,38	121,17	240,69	158,93	43,55	17,02	40,05	0,00	Moles	P. Molaire Minéral	% Mnrx normatifs	Norme
APATITE	P2O5 3CaO						158,93				0,00	0,00	336	0,00	-
ILMÉNITE	TiO2 FeO				81,12					0,00		40,05	152	6,09	6,09
ORTHOSE	K2O Al2O3 6SiO2	692,87	132,00						0,00			17,02	556	9,46	9,46
ALBITE	Na2O Al2O3 6SiO2	431,58	88,45					0,00				43,55	524	...	22,20
ANORTHITE	CaO Al2O3 2SiO2	254,68	0,00				70,48					88,45	278	24,59	24,59
CORINDON	Al2O3	formé si Al2O3 > CaO + Na2O + K2O : roches hyperalumineuses formée en cas d'excès de Na2O : roches hyperalcalines						formation des différents minéraux dans les conditions indiquées plus haut				0,00	102	0,00	-
AEGYRINE	Na2O Fe2O3 4SiO2											0,00	462	0,00	-
MAGNÉTITE	FeO Fe2O3			0,00	66,74							14,38	232	3,34	3,34
HÉMATITE	Fe2O3											0,00	160	0,00	-
DIOPSIDE	CaO SiO2 Wo	184,20					0,00	formation de diopside dans les conditions indiquées plus haut				70,48	116	8,18	
	MgO SiO2 Ens	129,02				185,52						55,18	100	5,52	15,72
	FeO SiO2 Fs	113,72			51,44							15,30	132	2,02	
WOLLASTONITE	CaO SiO2	formée en cas d'excès de CaO par rapport aux ferromagnésiens										0,00	116	0,00	-
HYPERSTHÈNE	MgO SiO2 Ens	-71,79				0,00	formation dans un premier temps					185,52	100	...	-
	FeO SiO2 Fs	-123,23			0,00		d'hypersthène avec le reste de FeO et MgO					51,44	132	...	-
QUARTZ	SiO2	la silice nécessaire pour former tous les minéraux avec les autres oxydes excède la silice disponible										0,00	60	0,00	-
DÉFICIT Silice		-123,23	il y a un déficit de silice : il faut former des minéraux moins siliceux à autres oxydes égaux												
OLIVINE		transformation de l'hypersthène en olivine qui économise 1 SiO2 par olivine formée													
	2MgO SiO2Fo	20,96				0,00				quantité d'olivine : MgO/2 et FeO/2		92,76	140	12,99	18,24
	2FeO SiO2 Fa	-4,76	dans cet exemple, encore un déficit 113,72 - (92,76+25,72		0,00	transformation totale de l'hypersthène qui ne suffit cependant pas						25,72	204	5,25	
HYPERSTHÈNE															
	MgO SiO2 Ens	0,00				0,00						0,00	100	0,00	
	FeO SiO2 Fs	0,00			0,00							0,00	132	0,00	
NÉPHÉLINE	Na2O Al2O3 2SiO2	0,00	transformation de l'ablte en néphéline qui économise 4 SIO2 par néphéline formée									1,19	284	0,34	0,34
ALBITE		formation de 4,76 / 4 moles de néphéline : consommation de 1,19 mole de										42,36	524	22,20	
LEUCITE	K2O Al2O3 4SiO2	0,00	il n'y a plus de déficit en silice			Na2O alors retirée de l'albite (43,55 - 1,19)						0,00	436	0,00	-
ORTHOSE		il n'est pas nécessaire de transformer toute l'albite										0,00	556	0,00	

Note pour le tableau 2 : la transformation orthose/leucite, qui économise 2 SiO_2 par leucite formée n'est pas utilisée ici (en cas de déficit, la leucite formée serait égale à déficit/2, et l'orthose serait diminuée d'autant).

Basalte alcalin

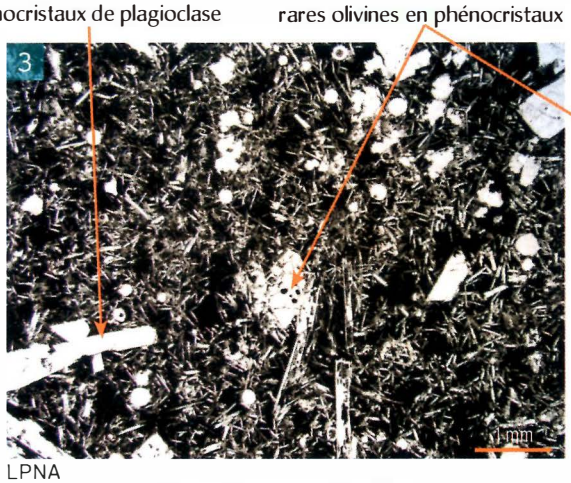


LPNA

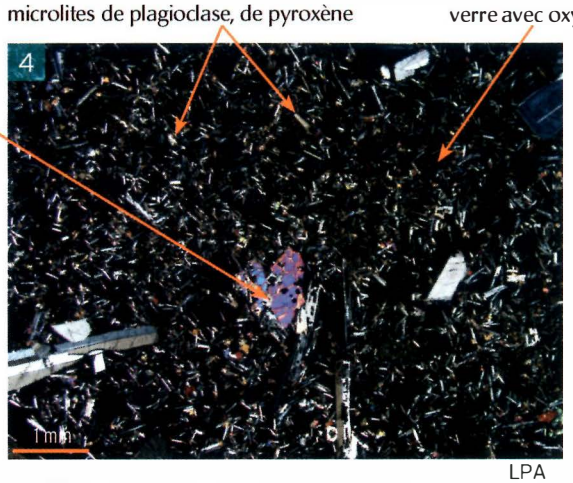


LPA

Basalte tholéiitique (MORB)

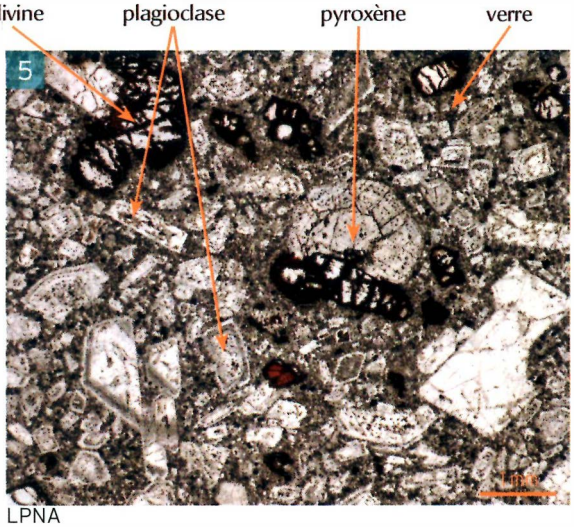


LPNA



LPA

Basalte calco-alcalin



LPNA

Exemples de compositions représentatives des différents types de basaltes

6

	basalte alcalin	basalte tholeiitique	basalte calco-alcalin	
SiO_2	47,7	50,0	48,2	faible teneur en silice : roches basiques ; b. alcalin plus pauvre en silice que b. tholéiitique.
TiO_2	3,2	2,2	0,9	
Al_2O_3	15,2	15,1	18,3	b. calco-alcalin : plus riche en alumine (abondance de plagioclases)
Fe_2O_3	2,3	3,8	1,0	teneurs importantes en Fe, Mg et Ca : minéraux ferro-magnésiens et plagioclases calciques (An > 50).
FeO	8,7	7,4	8,2	
MnO	-	0,2	0,2	
MgO	9,7	7,0	8,9	
CaO	8,9	10,2	11,2	
Na_2O	2,7	2,1	2,7	faibles teneurs en alcalins ; b. tholéiitique plus pauvre en potassium que b. alcalin.
K_2O	1,6	0,3	0,1	
P_2O_5	-	0,3	0,2	
H_2O	-	1,6	0,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **basaltes** sont des roches à texture **microlitique**, mélano- à mésocrates. Ils présentent parfois des caractères porphyriques, avec des phénocristaux blancs de **plagioclases**, noirs à vert sombre de **pyroxènes**, ou vert-jaune d'**olivines** (parfois altérées et de couleur rouille).

Caractères microscopiques

Les basaltes sont caractérisés par la présence de **plagioclases** (An > 50) et de **pyroxènes**. On observe également de nombreux **minéraux opaques,** de type oxydes de fer et titane (titanomagnétite et ilménite). Il existe une grande variété de basaltes que l'on peut distinguer au plan minéralogique et géochimique.

Les basaltes **alcalins à olivine** contiennent un seul type de pyroxènes qui sont des clinopyroxènes calciques de type augite. L'olivine est commune, à la fois sous forme de phénocristaux et de cristaux de petite taille dispersés dans la pâte (photos 1 et 2). Ces basaltes alcalins peuvent renfermer des **nodules de péridotite**.

Les basaltes **tholéiitiques** contiennent souvent, outre les clinopyroxènes (augite), des **orthopyroxènes** en petits cristaux dans la pâte. L'olivine est soit absente, soit rare et alors sous de forme de phénocristaux peu abondants (photos 3 et 4). Il existe des **tholéiites à olivine**, de caractères intermédiaires entre ces types de basaltes tholéiitiques et les basaltes alcalins. Les basaltes **calco-alcalins** se distinguent par la présence de nombreux phénocristaux de plagioclases (photo 5).

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogie

Les basaltes peuvent se distinguer au plan minéralogique mais aussi au plan géochimique (document 6). Ce sont des roches **basiques**, riches en calcium et en éléments ferromagnésiens, comme le traduit la composition minéralogique. Les basaltes **tholéiitiques** contiennent généralement un peu plus de silice que les basaltes **alcalins** (50 % contre 45-47 % de SiO_2). Ils sont aussi un peu plus pauvres en éléments alcalins et notamment en potassium. Les basaltes **calco-alcalins** se caractérisent par une teneur plus élevée en alumine, pour des teneurs équivalentes en silice.

Gisements

Les basaltes sont des roches très abondantes, pouvant engendrer de très vastes épanchements.

Les basaltes **tholéiitiques** constituent notamment la partie supérieure de la **croûte océanique** et sont mis en place à l'axe des dorsales : ce sont les **MORB** (*Mid-Ocean Ridge Basalts*). Ils peuvent aussi former des **plateaux océaniques** étendus et participer à la mise en place d'îles volcaniques intraplaques (exemple de l'archipel d'Hawaï). Ils représentent également des volumes spectaculaires en domaine **continental**, en générant les épais et vastes plateaux volcaniques que constituent les **trapps** (exemple du Deccan en Inde).

Les basaltes **alcalins** se rencontrent surtout en domaines **intraplaques**, **continentaux** ou **océaniques**. Le volcanisme de la chaîne des Puys dans le Massif central a produit des coulées majoritairement de basaltes alcalins. Les basaltes alcalins sont par ailleurs parmi les premières manifestations volcaniques observées dans un environnement de **rifting continental**. Les **basaltes calco-alcalins** s'observent dans des environnements de **subduction** dans les arcs insulaires en domaine océanique.

Origine

Les basaltes sont d'origine **mantellique**, produits par **fusion partielle des péridotites**. Les différents types de basaltes peuvent résulter de **sources différentes** et/ou de **taux de fusion variables** (entre quelques % et 20 %). Ce dernier est plus faible pour les basaltes alcalins que pour les basaltes tholéiitiques, ce qui rend compte de leur relative richesse en éléments incompatibles (à l'image du potassium). La zone de début de fusion oscille entre 70 et 150 km de profondeur selon les cas.

3 Roches mantelliques et magmatiques

Gabbro



1

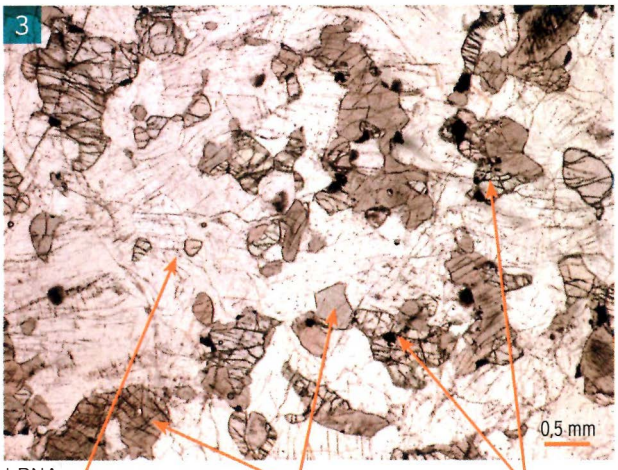
Texture doléritique d'un gabbro



2

LPA

Gabbro à olivine et pyroxène



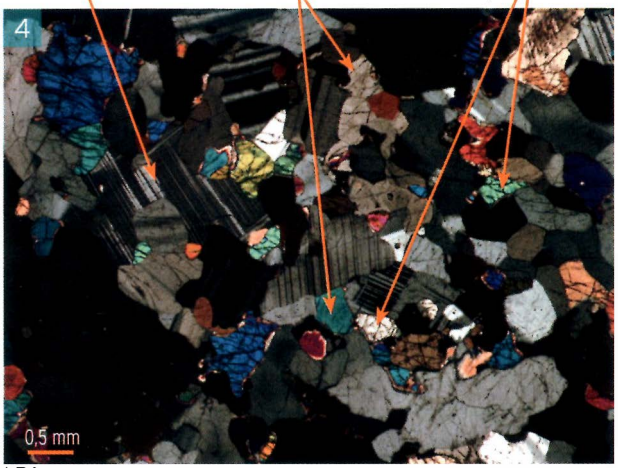
3

LPNA

plagioclase : plages claires, macles polysynthétiques

pyroxène : plages colorées, relief moyen, teintes vives (clinopyroxène)

olivine : cristaux globuleux avec des cassures, teintes vives



4

LPA

Gabbro lité



5

Exemple d'une composition représentative d'un gabbro

6

SiO_2	47,3	roche basique
TiO_2	2,3	
Al_2O_3	15,9	
Fe_2O_3	3,2	fortes teneurs en fer, magnésium et calcium minéralogie dominée par les pyroxènes et les plagioclases proches du pôle anorthite (An > 50%)
FeO	8,9	
MnO	0,2	
MgO	6,6	
CaO	9,9	
Na_2O	3,7	faibles teneurs en alcalins
K_2O	1,7	
P_2O_5	0,6	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **gabbros** sont des roches à texture **grenue**, **mélano- à mésocrates** (photos 1 et 5). Ce sont des roches magmatiques **plutoniques**. Le grain est très variable, avec des cristaux dépassant parfois le centimètre. Leur teinte générale est noire, plus ou moins mouchetée de zones blanches qui correspondent à des plagioclases (photos 5 et 1, et fiche 32). Du fait de l'altération, ces derniers présentent parfois des teintes verdâtres.

Caractères microscopiques

Les gabbros sont caractérisés par la présence de **minéraux ferromagnésiens** et de **plagioclases** (An > 50) (photos 2 et 3). Ceux-ci sont les feldspaths quasi exclusifs des gabbros ce qui place ces roches au pôle P de la classification QAP de Streckeisen (fiche 34). Les plagioclases sont parfois développés en belles lattes automorphes, qui leur donnent alors à la roche une texture **doléritique** (photo 2).

Les minéraux ferromagnésiens les plus fréquents sont les **pyroxènes**, **clinopyroxènes** mais aussi **orthopyroxènes** qui se distinguent des premiers par des teintes de polarisation moins vives et une extinction droite. Ils contiennent également des **minéraux opaques**, de type oxydes de fer et de titane (titanomagnétite et ilménite) et renferment souvent des **olivines** qui peuvent être plus ou moins abondantes. L'abondance des minéraux ferromagnésiens fait des gabbros des roches **mafiques**.

Autour des pyroxènes peuvent se développer des couronnes d'**amphiboles** (hornblendes généralement) qui traduisent un enrichissement en eau du liquide résiduel. Les amphiboles peuvent aussi correspondre à une altération de la roche dans des conditions d'hydratation. Ces transformations affectent pour partie les gabbros océaniques lors de l'évolution divergente de la lithosphère à l'axe de la dorsale.

Les **microgabbros** ont une composition minéralogique analogue à celle décrite pour les gabbros mais qui s'exprime en une texture **microgrenue** (voir photos 3 et 4, fiche 32).

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les gabbros sont des roches **basiques** (45 % < SiO_2 < 52 %), présentant des pourcentages importants en calcium, fer et magnésium (document 6). Cette composition se traduit par la cristallisation de **plagioclases** proches du pôle anorthite (plagioclases calciques relativement pauvres en silice), de **clinopyroxènes** (pyroxènes calco-ferro-magnésiens), avec éventuellement des **orthopyroxènes** (pyroxènes ferromagnésiens) et de l'**olivine** (minéral ferromagnésien). Les gabbros sont pauvres en éléments alcalins (Na et K) ce qui se traduit par l'absence de feldspaths alcalins, notamment potassiques.

Gisements

Les gabbros sont des constituants essentiels de la **croûte océanique**, en particulier dans le cas des dorsales rapides à forte activité magmatique. On les retrouve alors dans les **complexes ophiolitiques** sous forme de **gabbros lités** ou de **gabbros isotropes**, sans structure particulière. Les **gabbros lités** (photo 5) qui se situent dans les niveaux inférieurs de certains complexes ophiolitiques sont marqués par une alternance de lits, centimétriques à pluricentimétriques, de couleurs claire et sombre, qui correspondent à des cumulats respectivement riches en plagioclases (lits clairs) et en minéraux ferromagnésiens (lits sombres).

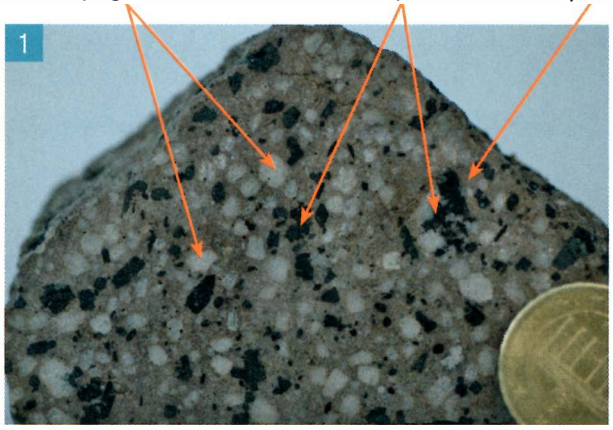
Les gabbros s'observent également en domaine **continental** sous forme de vastes intrusions interprétées comme des chambres magmatiques fossiles, accompagnées de champs filoniens de microgabbros.

Origine

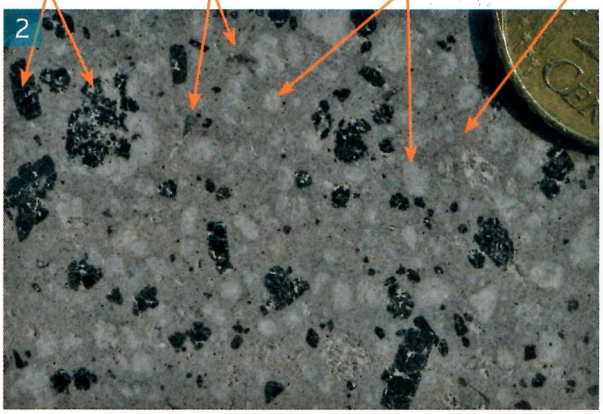
Les gabbros résultent de la cristallisation de magmas mafiques d'origine **mantellique**, produits par **fusion partielle de péridotites**.

3 Roches mantelliques et magmatiques

Andésite

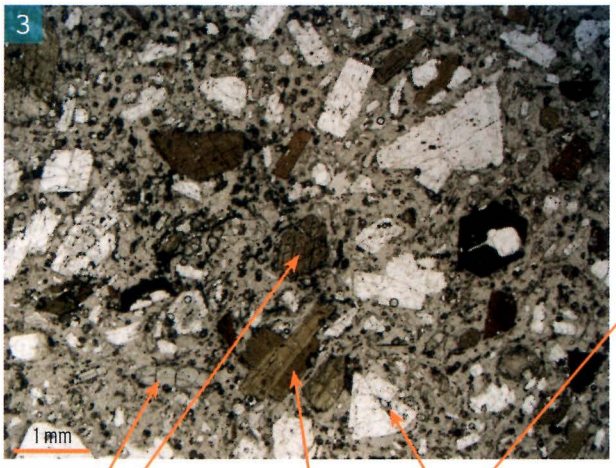


1



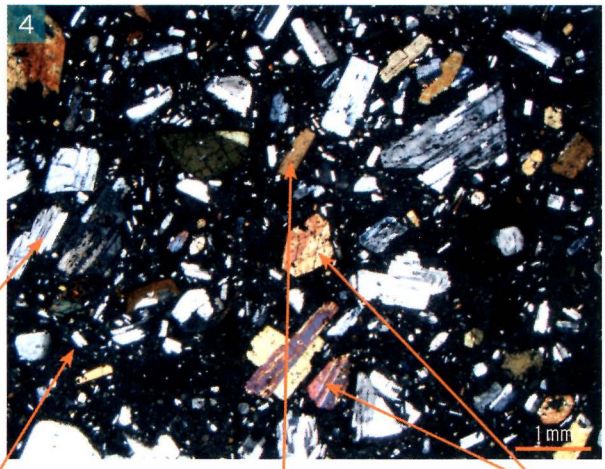
2

LPNA



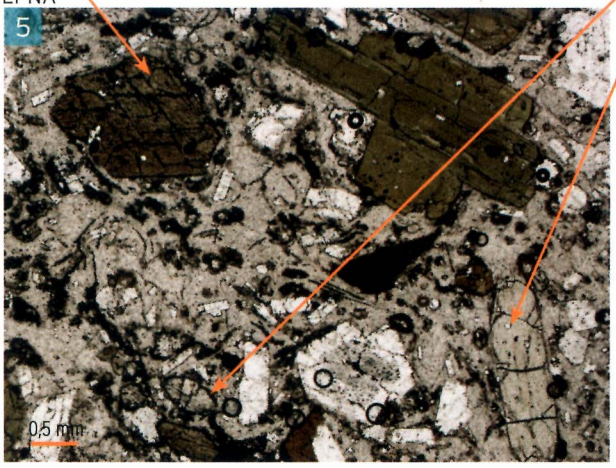
3

LPA



4

LPNA



5

Exemple d'une composition représentative d'une andésite

6

SiO_2	58,7	roche intermédiaire
TiO_2	0,8	
Al_2O_3	17,4	teneur élevée en Al : série calco-alcaline
Fe_2O_3	3,2	ferromagnésiens : amphiboles, pyroxènes
FeO	3,5	
MnO	0,1	
MgO	3,3	
CaO	6,3	teneur en calcium toujours importante : plagioclases (An < 50)
Na_2O	3,8	
K_2O	2,0	
P_2O_5	0,2	
H_2O	1,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **andésites** sont des roches à texture microlitique, de couleur grise et généralement claire : ce sont des roches **volcaniques**. La texture est fréquemment **porphyrique** avec des phénocristaux blancs de plagioclases et des cristaux plus sombres, brunâtres à noirs, d'amphiboles, de pyroxènes ou de biotite (photos 1 et 2).

Caractères microscopiques

Les cristaux les plus abondants au sein du verre sont les **plagioclases** qui apparaissent souvent en phénocristaux, parfois zonés. La présence de ce seul type de minéraux blancs conduit à rapprocher dans certaines classifications les andésites des basaltes (voir la classification de Streckeisen, fiche 34). Elles s'en distinguent cependant par leur composition géochimique globale (document 6), par la nature des plagioclases (document 6) et par celle des minéraux sombres. Parmi ceux-ci, peuvent s'observer fréquemment des **amphiboles** (de type hornblende) : elles se reconnaissent à leur pléochroïsme en LPNA, leurs clivages à 120 °C en sections basales (photos 3, 4 et 5). Elles sont souvent accompagnées de **biotite**, en baguettes brunes, pléochroïques, avec un clivage. En LPA, les sections dont le clivage est orienté parallèlement au fil du réticule, apparaissent éteintes.

Les andésites renferment aussi fréquemment des **pyroxènes** (photo 5) qui peuvent être des ortho- ou des clinopyroxènes. La distinction ne peut être faite que sur les sections les plus grandes, les orthopyroxènes polarisant dans des teintes moins vives avec des sections éteintes lorsque les clivages s'alignent avec le fil vertical du réticule. Des oxydes complètent la composition minéralogique.

Les équivalents plutoniques des andésites sont les **diorites.**

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les andésites sont des roches **intermédiaires** (52 % < SiO_2 < 66 %) : elles apparaissent donc nettement plus riches en silice que les basaltes. Elles présentent des pourcentages importants en calcium (document 6). Cette composition se traduit notamment par la cristallisation de **plagioclases** de composition intermédiaire, souvent plus proches cependant du pôle albite (An < 50). À la différence des basaltes, les minéraux sombres sont plus fréquemment des amphiboles ou des biotites, minéraux hydroxylés dont l'abondance peut refléter l'**hydratation** du magma qui les a engendrés (au moins 3 % H_2O). La composition chimique rattache les andésites aux séries magmatiques **calco-alcalines**, avec des teneurs en aluminium (17 à 18 %) souvent plus importantes que celles des autres séries.

Gisements

Les andésites sont des constituants majeurs du volcanisme des **zones de subduction**. Les andésites à amphibole et biotite sont fréquentes dans les marges **continentales actives** (exemple du volcanisme de la cordillère des Andes). Les andésites sont aussi produites aussi dans les **arcs insulaires** (exemple de l'arc Caraïbe), avec alors davantage de pyroxènes. Ces laves généralement peu fluides sont à l'origine de **dynamismes éruptifs** plutôt **explosifs**.

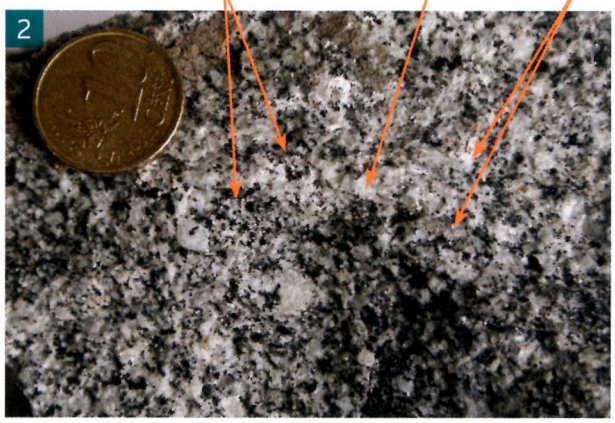
Origine

Ce volcanisme est à relier à la **fusion partielle** du manteau situé au-dessus de la plaque en subduction par venue d'eau libérée lors du métamorphisme de la plaque subduite. Les magmas produits sont alors grandement modifiés par différents processus (**cristallisation fractionnée**, **contamination**), d'effets variables selon le contexte géodynamique. Ceux-ci sont ainsi beaucoup plus marqués dans les marges continentales actives que dans les arcs insulaires établis en domaine océanique.

Roches mantelliques et magmatiques

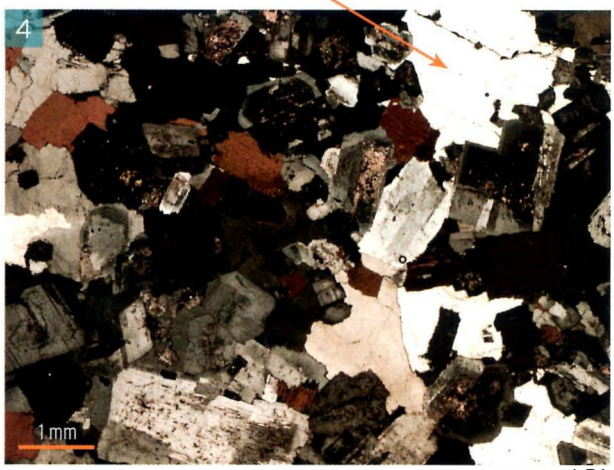
Granodiorite



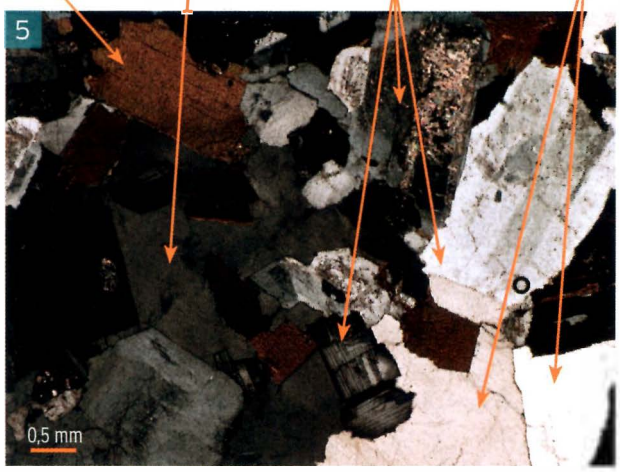




LPNA



LPA



LPA

Exemple d'une composition chimique représentative d'une granodiorite

6

SiO_2	66,9	roche intermédiaire à acide
TiO_2	0,6	
Al_2O_3	15,9	
Fe_2O_3	1,4	peu de minéraux ferromagnésiens
FeO	2,8	
MnO	0,1	
MgO	1,8	
CaO	3,9	présence conjointe de plagioclases, prédominants, et de feldspaths potassiques
Na_2O	3,8	
K_2O	2,8	
P_2O_5	0,2	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **granodiorites** sont des roches à **texture grenue** : ce sont des **roches plutoniques**. L'observation fait apparaître de nombreux cristaux de **feldspaths** blancs et des cristaux de **quartz** transparents, à allure de gros sel (photos 1 et 2). Les minéraux sombres sont de couleur noire à vert foncé. Ce sont le plus fréquemment des **amphiboles** en prismes trapus et des **biotites**, en lamelles brillantes. L'ensemble de ces cristaux donne à la roche une couleur moyennement foncée. Les granodiorites sont des roches **sursaturées** en silice (présence de quartz) et s'inscrivent dans les **granitoïdes** (roches magmatiques plutoniques contenant au moins 20 % de quartz modal).

Caractères microscopiques

Le **quartz** est abondant : il forme des sections généralement xénomorphes, très limpides en LPNA, avec des teintes de polarisation basses en LPA (photos 3 et 4). Les **feldspaths** se distinguent du quartz par l'aspect poussiéreux des sections qui sont généralement de plus grande taille et en partie automorphes. Ils sont de deux types, avec des feldspaths potassiques ou **orthose** et des **plagioclases** relativement proches du pôle albite ($10 < An < 50$). Ces derniers se distinguent surtout par la présence de macles polysynthétiques et sont parfois zonés. La petite taille de certaines sections, dépourvues de macles, rend la distinction parfois difficile, ne portant alors que sur une différence de relief, celle du plagioclase étant un peu supérieure à celle de l'orthose et du quartz (photos 3 et 5).

Les minéraux sombres sont d'ordinaire des **amphiboles** (hornblendes) montrant un pléochroïsme net en LPNA avec des teintes variant du vert sombre au brun. Elles sont fréquemment accompagnées de **biotite**. Des **pyroxènes** peuvent aussi s'observer.

La richesse en quartz des **granodiorites** (plus de 20 %) ne permet pas de les distinguer des **granites**. Elles se situent au même niveau des classifications au regard du quartz. La différence porte sur la nature des feldspaths, principalement de type alcalin potassique dans les granites alors que les plagioclases prédominent dans les granodiorites. La richesse en quartz sépare par ailleurs les granodiorites des **diorites**, qui en sont dépourvues (ou presque). Les équivalents volcaniques des granodiorites sont les **dacites**.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les granodiorites sont des **roches intermédiaires** à **acides** (SiO_2 proches de 66 %) (document 6), **sursaturées** en silice ce qu'atteste la présence de quartz. Les teneurs en calcium et en alcalins rendent bien compte de la présence conjointe des plagioclases, prédominants, et des feldspaths potassiques.

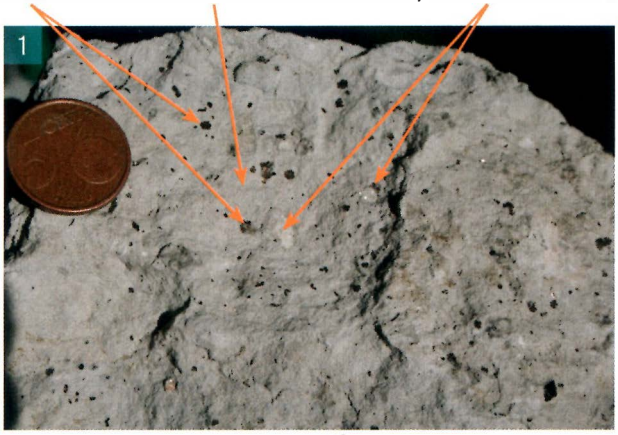
Gisements

Les granodiorites sont des roches plutoniques mises en place en intrusions de grande taille, ou **batholites**, dans les marges actives continentales (exemple des batholites mésozoïques et cénozoïques de la Sierra Nevada en Amérique du Nord ou de certains batholites des Andes). Ces intrusions se rattachent comme les **andésites** à la série **calco-alcaline** et ont valeur de chambres magmatiques ayant alimenté un volcanisme andésitique à dacitique ultérieurement érodé. Les granodiorites marquent de manière générale les **ceintures orogéniques**. On note en France les granodiorites de Normandie liées à l'orogenèse **cadomienne** ainsi que toutes les granodiorites appartenant au **batholite hercynien**.

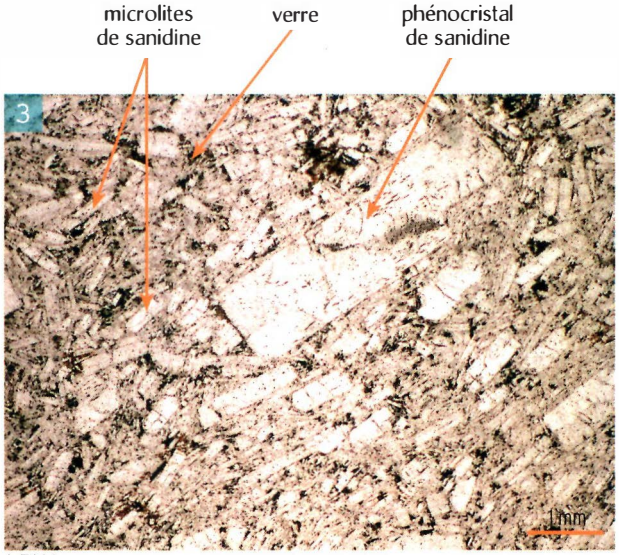
Origine

Les magmas d'origine résultent de la **fusion partielle** du manteau situé au-dessus de la plaque en subduction. Ils sont alors grandement modifiés par différents processus (**cristallisation fractionnée**, **contamination**) avant de cristalliser au sein de la croûte continentale.

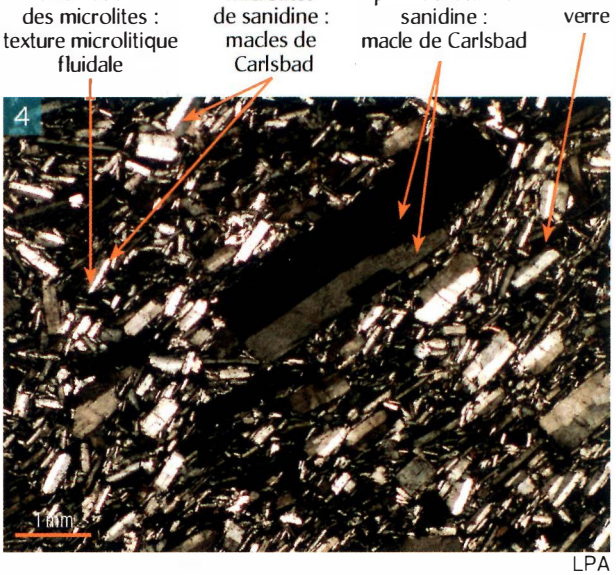
Trachytes







LPNA



LPA

Cristaux de sanidine isolés



Exemple d'une composition représentative d'un trachyte

6

SiO_2	62,3	roche intermédiaire
TiO_2	0,7	
Al_2O_3	17,3	
Fe_2O_3	3,0	faibles teneurs en magnésium, fer et calcium : roche différenciée
FeO	2,3	
MnO	0,2	
MgO	0,9	
CaO	2,4	
Na_2O	5,6	teneurs élevées en alcalins : minéralogie dominée par la sanidine
K_2O	5,1	
P_2O_5	0,2	

Les trachytes

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **trachytes** sont des roches **leucocrates** de couleur blanchâtre à grisâtre (photo 1). Elles montrent le plus souvent des cristaux blancs visibles à l'œil nu, dispersés dans une pâte (ou mésostase) non cristallisée en apparence (photo 2) : leur texture est **microlitique**. Ce sont des roches magmatiques **volcaniques**. Les phénocristaux blancs peuvent être centimétriques ce qui détermine alors une texture **porphyrique**.

Ces phénocristaux présentent souvent des macles de type Carlsbad : ce sont des feldspaths potassiques. Il s'agit de **sanidine**, forme de haute température des feldspaths alcalins, qu'il est possible de retrouver parfois en cristaux isolés et maclés (photo 5).

On peut aussi souvent observer de la **biotite**, en paillettes noires, brillantes, parfois hexagonales, de faible dureté (test à l'épingle), des **amphiboles** en baguettes ou des **pyroxènes**.

Caractères microscopiques

La roche est constituée de très nombreux microlites alignés selon des orientations communes et laissant peu de place au verre : la texture est **microlitique fluidale**, encore appelée texture **trachytique** (photos 3 et 4). Ces orientations traduisent l'écoulement du magma lors de sa mise en place et de sa solidification.

Ces microlites montrent souvent, à l'image des phénocristaux, des associations de deux cristaux correspondant à des macles de Carlsbad : ce sont des **microlites** de **sanidine** (photos 3 et 4).

La sanidine peut être accompagnée de cristaux de **plagioclases sodiques** (albite).

Cette richesse en **feldspaths alcalins** détermine la place des trachytes dans les classifications (voir par exemple la classification de Streckeisen, fiche 34).

Les minéraux sombres sont peu abondants, le principal étant la **biotite**. Le quartz peut être présent dans certains trachytes mais en très petits cristaux dans la mésostase seulement.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogie

Les trachytes sont des roches **intermédiaires** (52 % < SiO_2 < 66 %), généralement riches en **alcalins**, ce qui se traduit par une composition minéralogique largement dominée par les **feldspaths alcalins** de type sanidine, éventuellement accompagnés de plagioclases proches du pôle albite.

Leurs teneurs en calcium, fer et magnésium sont très faibles, en relation avec le développement modeste des minéraux sombres.

Les équivalents plutoniques des trachytes sont les **syénites**.

Gisements

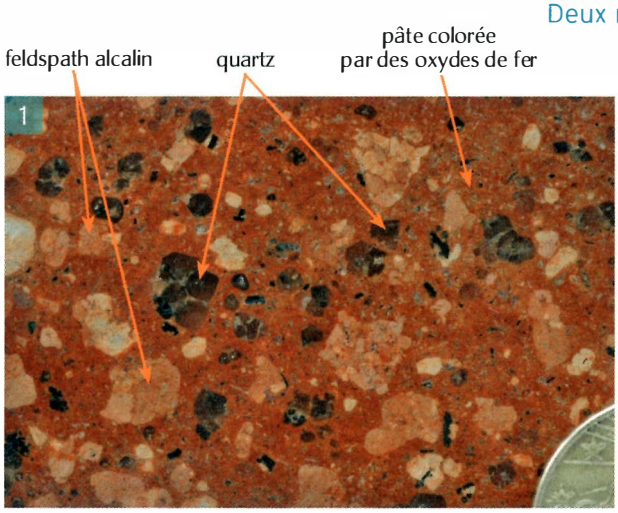
Les trachytes sont des roches volcaniques résultant de la solidification de laves **visqueuses**. Cette viscosité élevée limite l'écoulement et produit des édifices en **dômes** ou en **aiguilles**. On retiendra l'exemple du trachyte du puy de Dôme ou du puy de Sancy dans le Massif central.

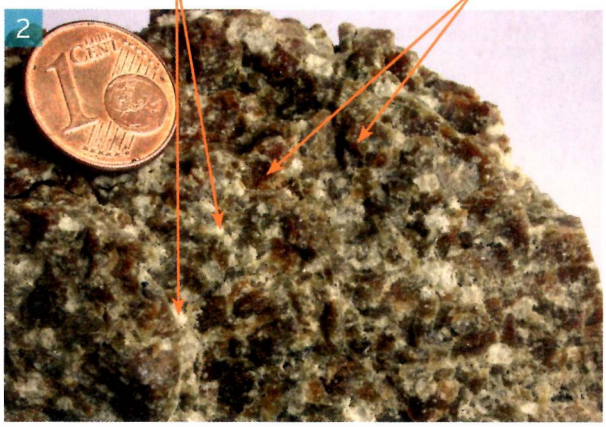
Origine

Les trachytes sont des roches volcaniques différenciées. Les liquides trachytiques peuvent résulter de la **différenciation** de magmas initialement basiques. Un exemple bien argumenté est celui des **trachytes de la chaîne des Puys** (puy de Dôme). Ceux-ci sont en faible volume et sont associés à des produits moins différenciés, plus abondants et qui présentent un ensemble de compositions minéralogiques et chimiques continues entre basaltes et trachytes. Ces derniers sont alors interprétés comme le terme d'une **série magmatique alcaline** se différenciant par cristallisation fractionnée d'un magma initialement basaltique.

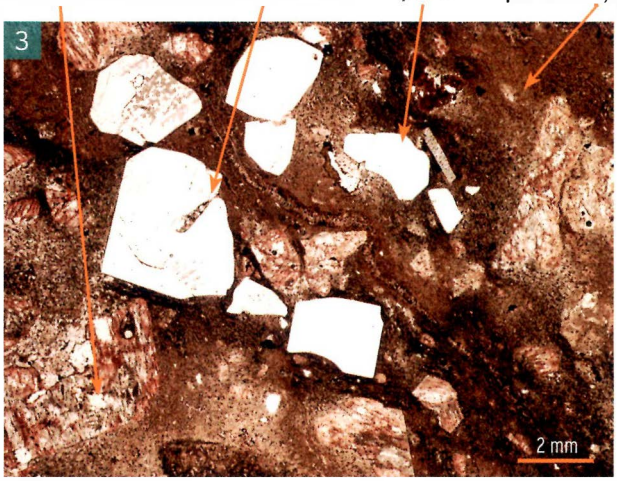
3 Roches mantelliques et magmatiques

Deux rhyolites

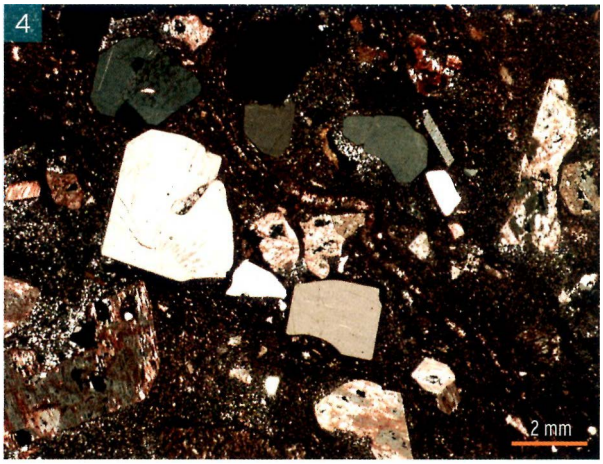




Rhyolite à pâte rouge (ignimbrite de l'Estérel)

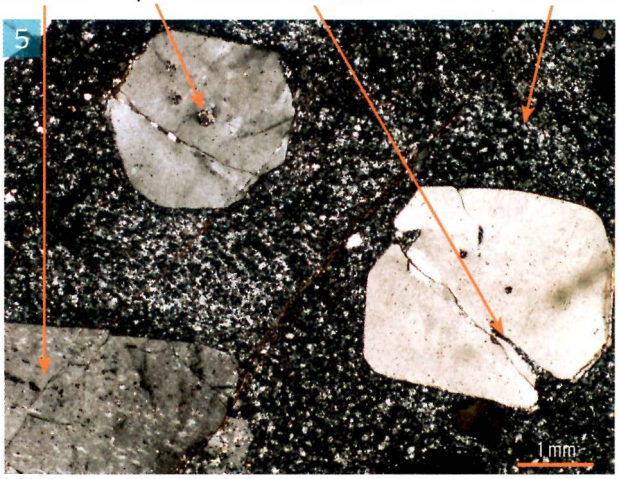


LPNA



LPA

Rhyolite à pâte grise



LPA

Exemple d'une composition représentative d'une rhyolite

6

SiO_2	74,0	roche acide, saturée en silice : présence de quartz
TiO_2	0,3	
Al_2O_3	13,5	
Fe_2O_3	1,5	roche pauvre en ferromagnésiens
FeO	1,1	
MnO	0,1	
MgO	0,4	
CaO	1,2	
Na_2O	3,6	roche alcaline : feldspaths potassiques et plagioclases sodiques
K_2O	4,4	
P_2O_5	0,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **rhyolites** sont des roches à texture **microlitique**, dont le verre, abondant, est parfois de teinte grise mais plus fréquemment **rouge** : ce sont des roches **volcaniques**. Les phénocristaux sont plus ou moins abondants selon les roches (photos 1 et 2) : on peut observer des tablettes d'un blanc rosé de **feldspaths alcalins** (sanidine et plagioclase), des cristaux vitreux de **quartz**, dont l'aspect parfois est assombri par la couleur du verre qui les entoure, et des **minéraux sombres** (biotite, amphiboles) pouvant être altérés en chlorite.

Caractères microscopiques

Les phénocristaux de **quartz** apparaissent sous forme de sections automorphes, transparentes et limpides (photo 3). Ils présentent souvent un aspect typique, avec un contour sinueux et des rentrants constituant des golfes. Ceux-ci traduisent des irrégularités de croissance du cristal (photos 3 et 5).

Les autres phénocristaux sont des **feldspaths**, développés en sections automorphes, souvent plus allongées et d'aspect poussiéreux (photos 3 et 4). Il est possible d'y distinguer deux types en fonction des macles visibles en LPA ; le plus abondant est la **sanidine**, identifiable à la macle de Carlsbad ; l'accompagne éventuellement un **plagioclase sodique**, de type albite, à macle polysynthétique.

On observe également d'autres minéraux comme des **amphiboles** ou des **biotites**. Les cristaux sont alors souvent altérés, avec le développement de **chlorite**. Le verre est fréquemment coloré en **rouge**, du fait de la présence d'oxydes de fer (photo 3). Il peut être de couleur grisâtre à verdâtre (photo 5).

Les équivalents plutoniques des rhyolites, de même composition minéralogique mais à texture grenue, sont les **granites**.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les rhyolites sont des roches **acides** (SiO_2 > 66 %) (document 6), **sursaturées** en silice, ce qui est attesté par l'abondance de quartz. Ce sont des roches **différenciées** dont la richesse en alcalins se traduit par la présence de feldspaths potassiques et sodiques. Les teneurs en calcium, fer et magnésium sont faibles.

Les proportions relatives de cristaux et de verre sont variables selon les rhyolites : certaines ont une texture entièrement **vitreuse**, comme l'**obsidienne**. Ces roches ne sont rattachées au champ des rhyolites qu'en raison de leur composition chimique.

Gisements

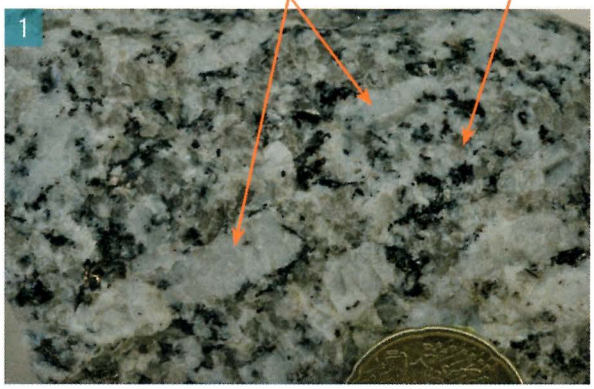
Les rhyolites sont des roches volcaniques relativement abondantes dans les **zones de subduction**, notamment au niveau des marges actives continentales. Elles y sont associées aux **andésites** et marquent le terme de la **série calco-alcaline**. Ces laves sont visqueuses, à l'origine de dômes ou de coulées courtes et épaisses. Ces magmas différenciés riches en gaz engendrent aussi fréquemment de vastes nappes d'**ignimbrites**, mises en place par les nuées ardentes. Les rhyolites s'observent aussi dans d'autres environnements, sous forme de produits **différenciés** en faible volume des séries **alcalines** (exemple des rhyolites permiennes de l'Estérel) ou **tholéiitiques**.

Origine

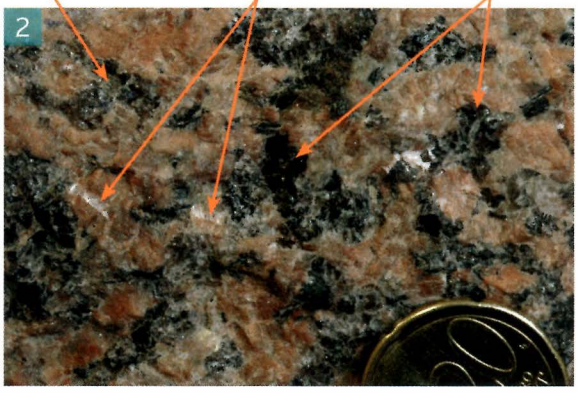
Les magmas rhyolitiques résultent le plus souvent de processus de différenciation **(cristallisation fractionnée**, **contamination)** dont les mécanismes et l'ampleur diffèrent selon l'environnement géodynamique. Elles peuvent parfois correspondre à l'arrivée en surface de magmas de composition granitique, produits par fusion crustale. C'est par exemple le cas des rhyolites hercyniennes tardi-orogéniques.

3 Roches mantelliques et magmatiques

Granites



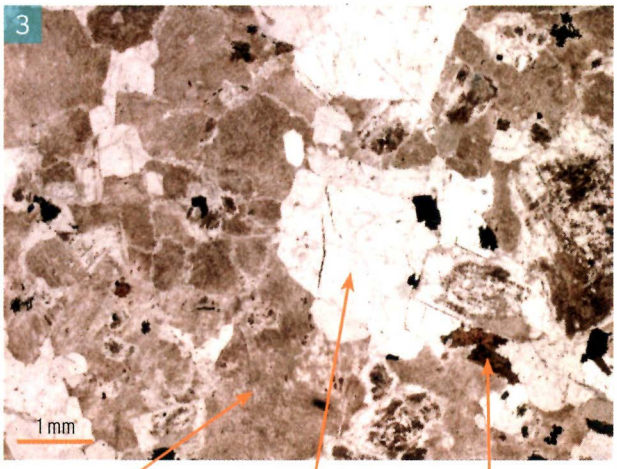
1



2

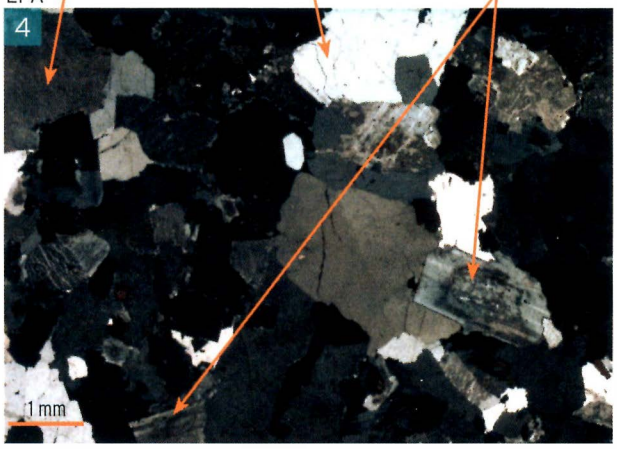
Structure perthitique dans un granite

LPNA



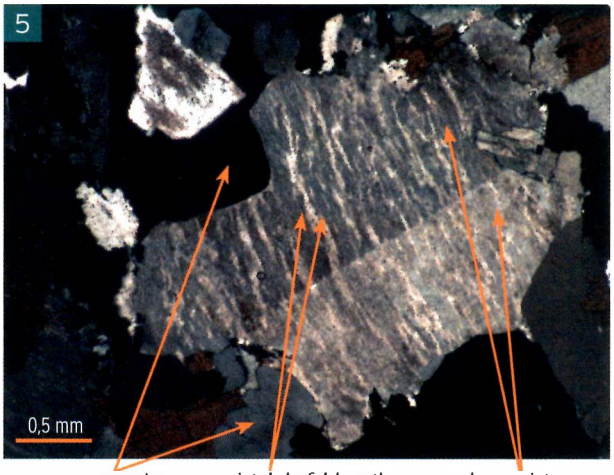
3

LPA



4

LPA



5

Exemple d'une composition représentative d'un granite

6

SiO_2	73,9	roche acide, sursaturée en silice abondance de quartz
TiO_2	0,2	
Al_2O_3	13,7	
FeO^T	1,8	roche pauvre en calcium, fer et magnésium : roche différenciée
MnO	0,1	
MgO	0,3	
CaO	0,7	
Na_2O	3,5	roche riche en alcalins : minéralogie dominée par les feldspaths alcalins
K_2O	5,1	
P_2O_5	0,1	

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **granites** sont des roches **plutoniques** à **texture grenue**, **leucocrates**. Leur couleur peut être variée, parfois blanche, grise ou rose. Le grain est très variable, avec des cristaux dépassant parfois le centimètre. Tous les cristaux peuvent être de taille homogène, ce qui donne une texture équante. Certains minéraux sont parfois d'une taille très supérieure aux autres ce qui détermine une texture **porphyroïde**.

La minéralogie est dominée par le **quartz** et les **feldspaths alcalins**. Le quartz apparaît sous forme de cristaux grisâtres, plus ou moins transparents et à aspect de gros sel (photos 1 et 2). Les feldspaths présentent des couleurs variées, du blanc au rose voire au vert. Les gros cristaux de feldspaths potassiques s'identifient souvent à la présence de **macles de Carlsbad** (photo 2) et à la différence de brillance des plans de clivage qu'elles engendrent. On peut observer également des minéraux sombres qui sont le plus fréquemment de la **biotite**, formant alors des paillettes noires brillantes, ou de l'**amphibole**. Certains granites sont riches en **muscovite**, en paillettes brillantes d'un blanc nacré.

Caractères microscopiques

Le **quartz** apparaît sous forme de plages très transparentes en LPNA (photo 3) et ayant une faible biréfringence en LPA (photos 4 et 5). Les cristaux de quartz sont généralement xénomorphes, en amas interstitiels entre les autres cristaux. Ces caractères résultent de la cristallisation tardive du quartz.

Les **feldspaths** forment des cristaux plus automorphes. En LPNA, ils se distinguent du quartz par leur caractère poussiéreux lié à leur altération. Les **feldspaths potassiques** montrent parfois des macles de Carlsbad alors que les **plagioclases sodiques** se distinguent par leur macle polysynthétique. Dans de nombreux granites, ne s'observe principalement qu'un seul type de feldspaths avec des structures de **microperthites** où alternent dans un même cristal des plages d'albite et d'orthose (photo 5).

Biotite et (ou) **amphibole** sont identifiables par leurs teintes vives de polarisation et leurs clivages.

Il existe une grande variété de granites qui diffèrent par les pourcentages relatifs des feldspaths potassiques et des plagioclases, et par la nature des minéraux accessoires (amphiboles, micas...). Les granites à deux micas dits **leucogranites** sont fréquents.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogie

Les granites sont des roches **acides** (SiO_2 > 66 %), sursaturés en silice ce qui explique la cristallisation abondante de quartz (document 6). Ils sont riches en **alcalins** (Na et K) ce qui se traduit par le fort pourcentage de feldspaths alcalins de type orthose ou de plagioclase proche du pôle albite. Leurs teneurs en calcium, fer et magnésium sont très faibles, en relation avec le faible développement des minéraux sombres. La cristallisation de muscovite traduit une richesse particulière en alumine (Al_2O_3).

Gisements

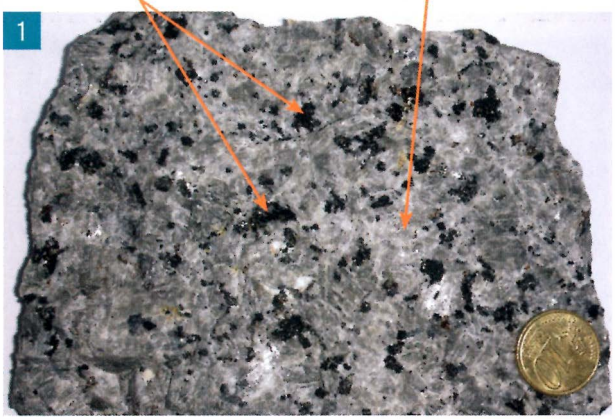
Les granites sont des constituants abondants de la **croûte continentale**. Ils cristallisent à quelques kilomètres de profondeur, donnant des **intrusions** de géométries et d'extension variées. Celles-ci sont mises à l'affleurement par l'érosion. Ces intrusions sont généralement entourées d'une **auréole de métamorphisme** de contact qui permet de **dater** relativement la mise en place du magma. Certains massifs granitiques ont des limites moins nettes, passant graduellement à des formations métamorphiques de type gneiss.

Origine

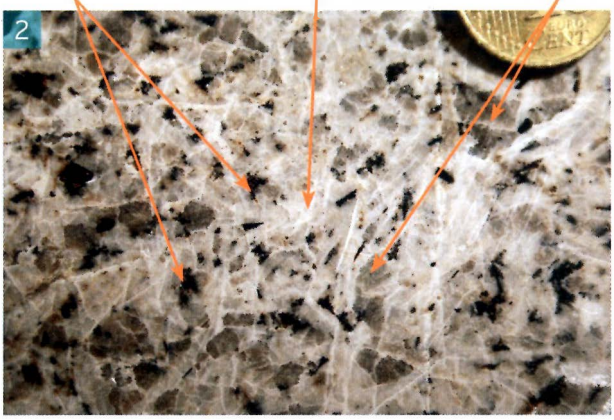
L'origine des granites est très diverse. Ils peuvent provenir de la fusion de la croûte continentale (**anatexie crustale**). Ils ont dans d'autres cas une origine mantellique ou mixte et découlent de processus de **différenciation** de magmas initialement basiques vers des compositions acides.

3 Roches mantelliques et magmatiques

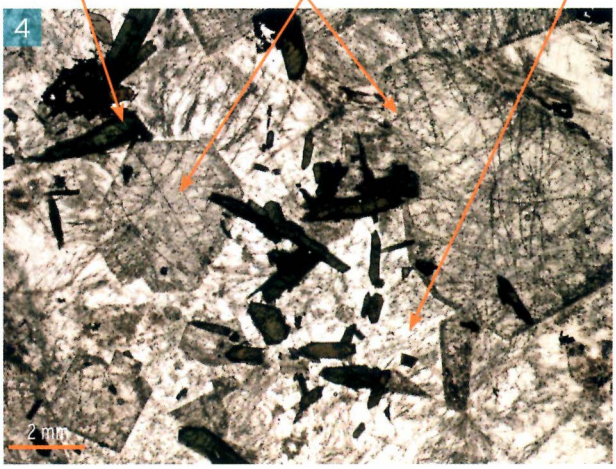
Syénite à biotite



Syénite néphélinique

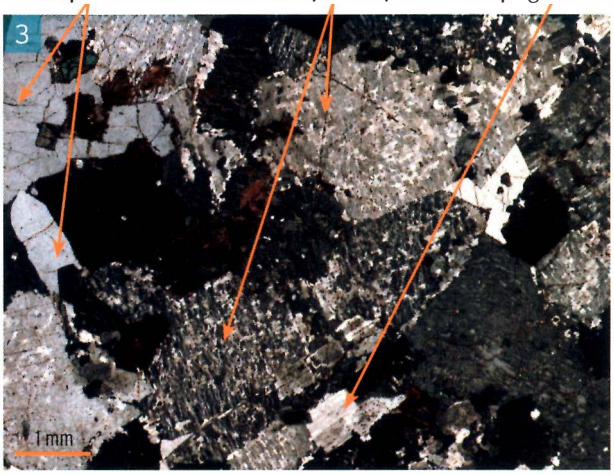


Syénite néphélinique

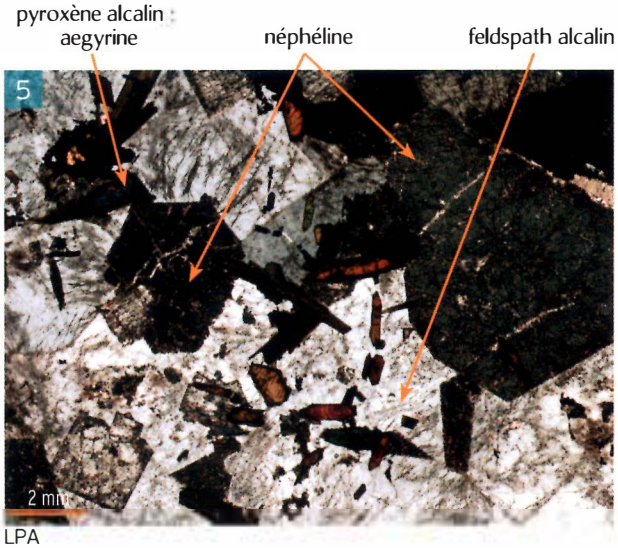


LPNA

Syénite quartzique



LPA



LPA

Exemples de compositions chimiques représentatives de syénites

6

	syénite		syénite néphélinique
SiO_2	59,6	← teneur notable en silice : roches intermédiaires →	58,7
TiO_2	0,9		0,1
Al_2O_3	16,9		19,1
Fe_2O_3	3,1	← relative richesse en fer : pyroxènes aegyriniques, amphiboles →	2,2
FeO	3,2		3,1
MnO	0,1		0,1
MgO	1,9	← faible teneur en magnésium →	0,1
CaO	3,6	← calcium : présence de plagioclases ; différence syénite/syénite alcaline →	1,2
Na_2O	5,3		7,0
K_2O	5,0	forte teneur en alcalins rapportée à la silice : formation de feldspathoïdes →	6,5
P_2O_5	0,3		
H_2O			0,9

Les syénites et les syénites néphéliniques

fiche 43

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **syénites** sont des roches **plutoniques** à **texture grenue**, **leucocrates à mésocrates** (photos 1 et 2). Leur couleur peut être variée, souvent claire, blanchâtre à rose, avec parfois des variétés plus sombres comme la **laurvikite** dont les feldspaths ont des reflets bleutés appréciés en marbrerie. La minéralogie est dominée par les **feldspaths alcalins**, accompagnés selon les cas, d'un peu de quartz (syénite quartzifère) ou de feldspathoïdes. Les minéraux sombres, plus ou moins abondants, peuvent être de nature variée : biotite, pyroxènes ou amphiboles. Les grands cristaux bleutés de la laurvikite sont des feldspaths associant une phase potassique (microcline) et sodique (plagioclase de type oligoclase).

Les **syénites néphéliniques** (photo 2) sont d'ordinaire **leucocrates**, associant cristaux blancs de feldspaths alcalins et cristaux de feldspathoïdes identifiables à leur éclat plus gras. Ils sont accompagnés de minéraux sombres variés, mais correspondant souvent à des pyroxènes ou des amphiboles sodiques.

Caractères microscopiques

Les **syénites** contiennent en abondance des **feldspaths alcalins** (orthose ou microcline), fréquemment perthitiques ou microperthitiques. La présence de macles et leur aspect poussiéreux permettent leur identification Ils peuvent être accompagnés de **plagioclases**, alors proches du pôle albite ; les **syénites alcalines** se distinguent des syénites par leur faible teneur en plagioclases. Le **quartz** ou les **feldspathoïdes**, s'ils sont présents, n'existent qu'en cristaux xénomorphes peu abondants (photo 3). Les minéraux sombres fréquemment observés sont des **amphiboles**, pléochroïques de couleur brune ou verte, parfois zonées et des **pyroxènes**. Ceux-ci sont souvent des augites, incolores, plus roses lorsqu'elles sont titanifères, ou plus vertes lorsqu'elles deviennent plus alcalines (augites aegyriniques). De la biotite est parfois présente.

Les **syénites néphéliniques** (photos 4 et 5) sont caractérisées par le développement des feldspathoïdes (néphéline ou sodalite). La **néphéline** peut apparaître en cristaux automorphes, bien clivés, donnant des sections tranchant avec l'aspect souvent poussiéreux des feldspaths. Elle peut aussi constituer de petits cristaux polygonaux disposés entre les feldspaths. Les teintes de polarisation sont basses, fréquemment dans les gris bleutés. La néphéline montre souvent des altérations en produits de biréfringence élevée (cancrinite) ou isotropes, constamment éteints en LPA (analcime). Les minéraux sombres souvent observés sont des pyroxènes alcalins de type **aegyrine**, fortement colorés en vert avec un pléochroïsme intense, d'un vert foncé à un jaune verdâtre. En LPA, la forte biréfringence détermine des teintes vives. Des **biotites** et des **amphiboles**, plus ou moins alcalines, de couleur verte à bleu vert, peuvent aussi s'observer, ainsi que des minéraux accessoires, relativement fréquents, comme l'**apatite** ou la **titanite** (sphène).

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

Les syénites sont des roches **intermédiaires**, saturées ou non en silice (document 6). Dans la classification de Streckeisen (fiche 34), elles se situent près du pôle des feldspaths alcalins, de part et d'autre du joint reliant ceux-ci aux plagioclases. Les **syénites néphéliniques** montrent une teneur élevée en alcalins, qui, rapportée à la teneur de silice, explique la formation des feldspathoïdes, pauvres en silice.

Gisements et origine

Les syénites se rattachent pour l'essentiel aux séries magmatiques **alcalines**, les **syénites néphéliniques** caractérisant le terme de la différenciation des séries alcalines sous-saturées en silice. Ces dernières s'inscrivent souvent au sein de complexes plutoniques associant différents termes de la série et mis en place dans des environnements géodynamiques **intraplaques océaniques** (exemple des îles Kerguelen) ou **continentaux** (exemple des massifs alcalins de la côte orientale du Groenland).

3 Roches mantelliques et magmatiques

Phonolite

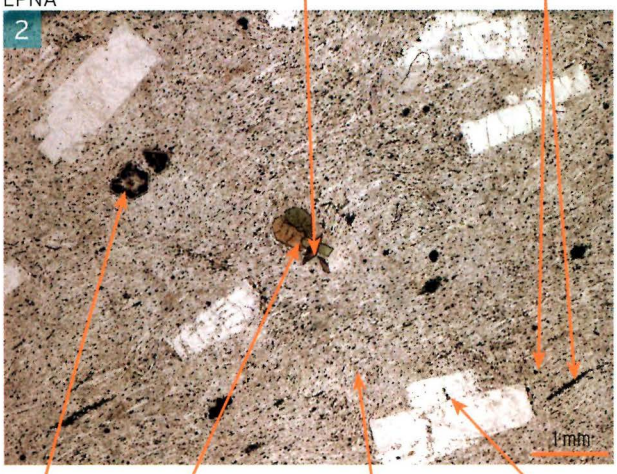
1



Phonolite à hauÿne

LPNA

2



hauÿne
pyroxène (augite aegyrinique)
sanidine (microlites) : texture fluidale
sanidine (phénocristal)

LPA

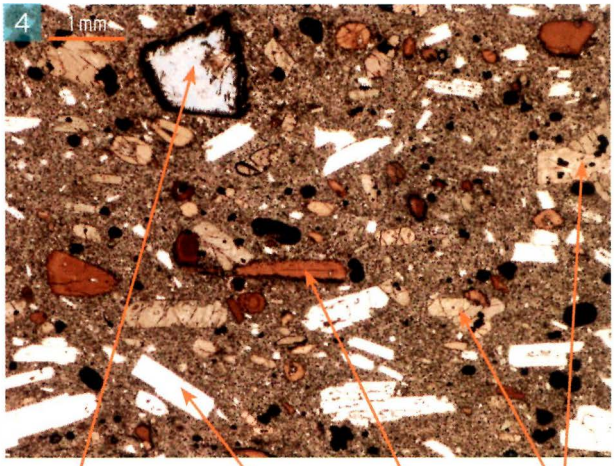
3



Téphrite à hauÿne

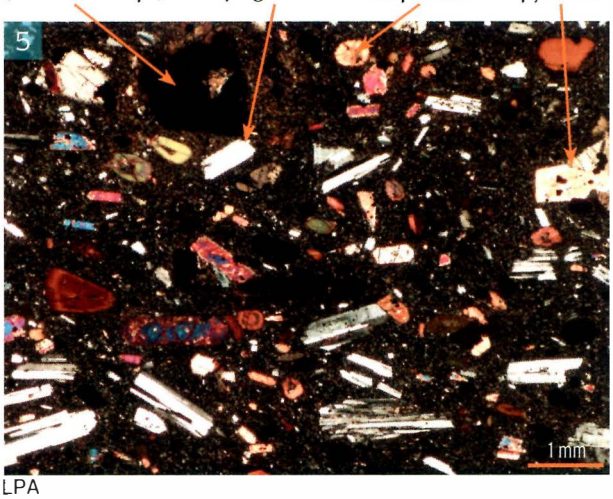
LPNA

4



hauÿne (minéral isotrope)
plagioclase
amphibole
pyroxène

5



LPA

6 Exemples de compositions chimiques représentatives d'une téphrite et d'une phonolite

	téphrite		phonolite
SiO_2	45,9	faible teneur en silice : roche basique	57,4
TiO_2	3,1		0,6
Al_2O_3	16,2	teneur notable en silice : roche intermédiaire	19,5
Fe_2O_3	1,9	teneurs élevées en Fe et Mg : amphiboles, pyroxènes (augite)	2,8
FeO	10,3		2,1
MnO	0,2		0,2
MgO	4,0	teneur élevée en Ca : pyroxènes, plagioclases	1,1
CaO	11,1		2,8
Na_2O	3,2	forte teneur en alcalins : aegyrines, feldspaths alcalins	8,0
K_2O	3,7		5,4
P_2O_5	3,1	teneur élevée en alcalins rapportée à la silice : feldspathoïdes	0,2
H_2O	+		+

Les phonolites et les téphrites

fiche 44

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **phonolites** (photo 1) sont des roches **volcaniques** de texture microlitique fluidale et de couleur gris clair à gris verdâtre. Leur nom vient de leur débit en dalles sonores. Le grain en est fin et peu de minéraux sont généralement observables à l'œil. Certaines phonolites offrent à l'observation de petits cristaux bleus d'un feldspathoïde, **l'haüyne** ou de petits prismes gris rosé de **néphéline**.

Les **téphrites** sont également des roches volcaniques de texture microlitique. Elles sont plus sombres que les phonolites, souvent porphyriques, avec des phénocristaux sombres d'amphiboles ou de pyroxènes, ou plus clairs de feldspathoïdes. Ces derniers peuvent être globuleux et incolores (**leucite**) ou de forme mieux définie, alors blancs (**néphéline**) ou bleus (**haüyne**).

Caractères microscopiques

Les **phonolites** montrent principalement des lattes de feldspaths alcalins assez potassiques de type **sanidine** ou plus sodiques de type anorthose. Ces cristaux, incolores en LPNA (photo 2), s'identifient en LPA à leur biréfringence faible et à la présence de macles simples (type Carlsbad). Les feldspathoïdes peuvent être de nature diverse et se trouver associés dans une même roche : il peut s'agir de **néphéline**, en sections limpides, non maclées, de biréfringence faible, dans les teintes gris-bleu et présentant parfois un clivage. On observe aussi fréquemment de l'**haüyne**, en petites sections hexagonales ou carrées, faiblement colorées en bleu en LPNA (photo 2). Des traces d'oxydation en soulignent souvent les bordures cristallines, alors que se développe un feutrage d'aiguilles d'altération au sein des minéraux. Cubique, l'haüyne est constamment éteinte en LPA (photo 3). Les felspathoïdes peuvent aussi être représentés par de la **leucite** en sections incolores, octogonales ou arrondies, et de faible relief. En LPA, le minéral s'identifie à sa biréfringence très faible, donnant des sections presque éteintes et surtout à un ensemble de macles polysynthétiques en réseau complexe. Les **phonolites** contiennent fréquemment des **amphiboles** en cristaux pléochroïques souvent de hornblende brune. Elles peuvent aussi renfermer des pyroxènes, souvent de couleur verte et pléochroïques en LPNA, correspondant à des **augites aegyriniques** ou à des aegyrines (pyroxènes alcalins).

Les **téphrites** (photos 4 et 5) sont caractérisées par la présence de **plagioclases** et la quasi-absence de feldspaths alcalins, en phénocristaux, mais pouvant apparaître en microlites. Les feldspathoïdes montrent des caractères comparables à ceux décrits plus haut. La roche, sombre, est souvent riche en amphiboles (hornblende brune) et en pyroxènes de type augite.

Les équivalents plutoniques des phonolites et des téphrites sont respectivement les **syénites néphéliniques** et les **monzodiorites à néphéline**.

Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

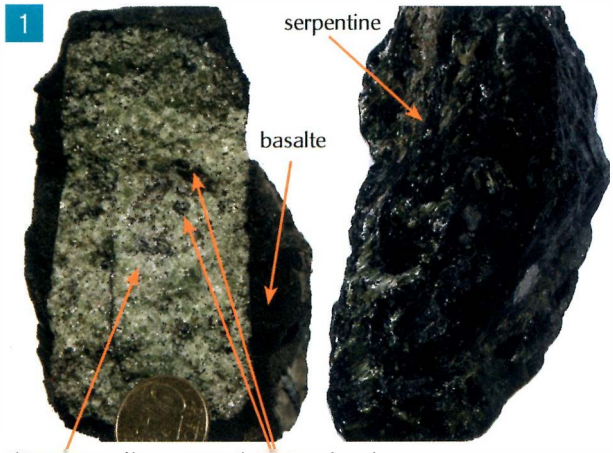
Téphrites et **phonolites** sont des roches sous-saturées en silice, respectivement basiques et intermédiaires (document 6). La sous-saturation s'explique par la teneur élevée en alcalins rapportée à la teneur en silice entraînant la cristallisation de phases alcalines pauvres en silice comme les feldspathoïdes.

Gisements et origine

Les téphrites et les phonolites se rattachent aux séries magmatiques **alcalines sous-saturées**. Les **phonolites** en constituent les termes volcaniques différenciés, dont on trouve une expression par exemple dans le volcanisme du Massif central (roches Tuilière et Sanadoire, Velay). Dans le Velay, ces laves visqueuses ont produit de dômes appelés sucs (mont Gerbier-de-Jonc, mont Mézenc). Les **téphrites** sont des termes intermédiaires, observés par exemple à la Banne d'Ordanche (Massif central).

3 Roches mantelliques et magmatiques

Échantillons de péridotite

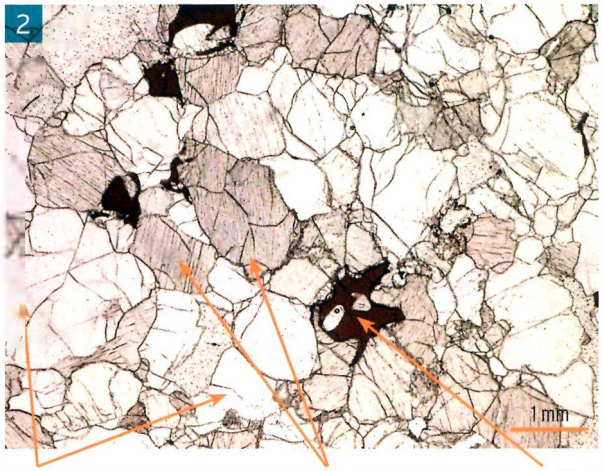


péridotite fraiche en nodule dans un basalte

péridotite serpentinisée des ophiolites alpines

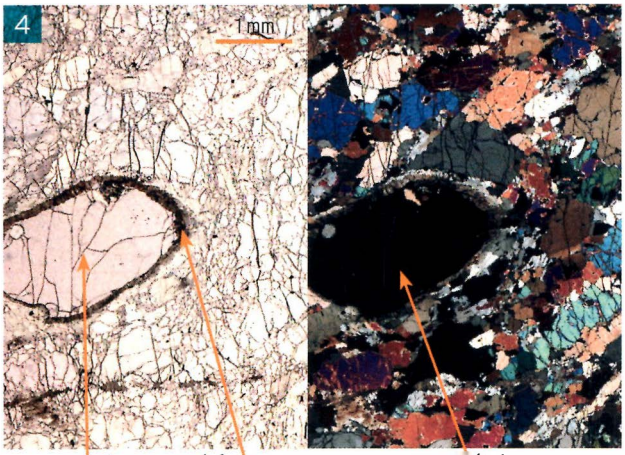
Lherzolite à spinelle

LPNA



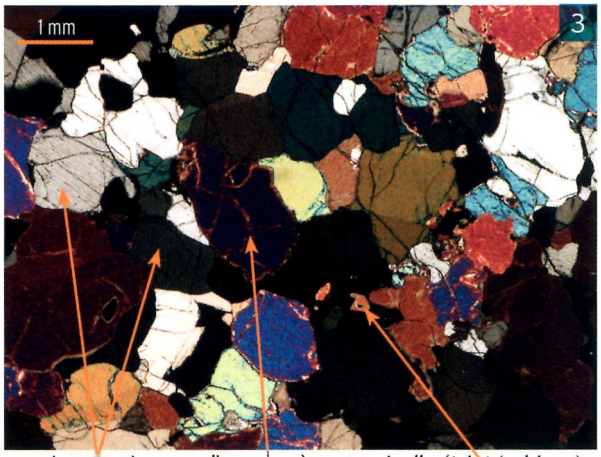
Lherzolite à grenat

LPA

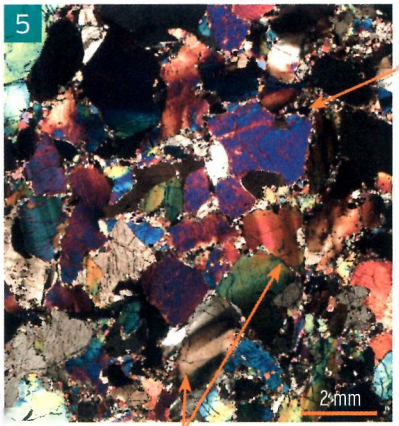


Lherzolite à spinelle

LPA



Texture protoclastique

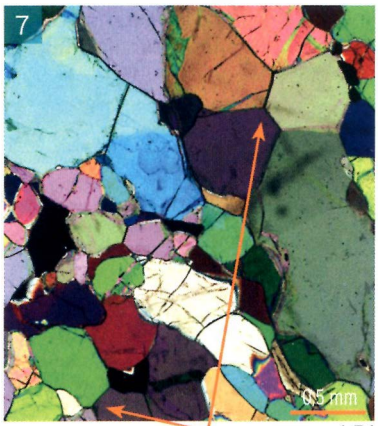


Texture porphyroclastique

grands porphyroclastes déformés dans une matrice de petits néoblastes



Texture polygonale



Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les péridotites sont des roches grenues holomélanocrates car très riches en minéraux colorés. Remontés par les magmas basaltiques, les **nodules de péridotite** (photo 1), contiennent des cristaux vert-clair d'olivine, des cristaux vert-sombre de pyroxène et des petits cristaux noirs de spinelle, ou plus rarement du grenat rose pâle. La roche altérée est formée en majeure partie de serpentine en masse vert-noirâtre (variété antigorite) ou en fibres nacrées (variété chrysolite), d'où son nom de **serpentinite** (photo 1).

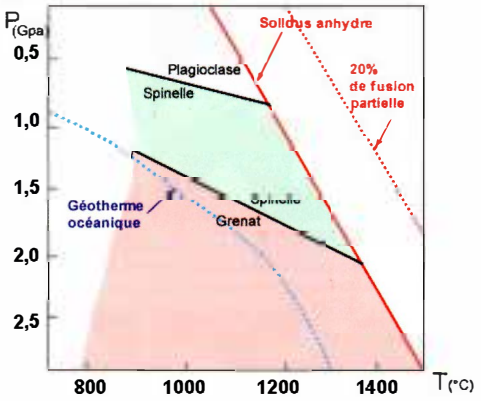
Caractères microscopiques

Plusieurs paragenèses sont observées suivant l'abondance des minéraux majeurs **olivine, clinopyroxène et orthopyroxène**. Toutes les péridotites ont plus de 40 % d'olivine, ce qui les différencie des pyroxénites (classification, fiche 34). Les **lherzolites** contiennent les deux pyroxènes (photos 2 et 3). Les **harzburgites** ne contiennent plus de clinopyroxène et les **dunites** contiennent plus de 90 % d'olivine (fiche 34). Leur minéral accessoire alumineux est très lié à la profondeur d'origine (document 1) : certaines contiennent un peu de **plagioclase** qui relève d'un équilibre à faible profondeur (jusqu'à 0,75 GPa, soit 22 km). Les plus communes contiennent un **spinelle** marron ($MgAl_2O_4$), minéral stable entre 0,75 et 1,75 GPa en moyenne (moins de 50 km). À plus forte pression, le spinelle est remplacé par le **grenat**. Ce dernier minéral peut être frangé d'une bordure de spinelle et d'orthopyroxène (photo 4) signifiant l'amorce de rééquilibration de la péridotite au cours de son transfert dans la zone de stabilité du spinelle. Les péridotites montrent les marques de la déformation à l'état solide. Les grands cristaux déformés, appelés **porphyroclastes**, recristallisent en petits cristaux appelés **néoblastes**. La texture est **protoclastique** (photo 5) quand les olivines sont déformées et qu'une fraction faible de **néoblastes** sont présents entre les porphyroclastes ; elle est **porphyroclastique** quand la proportion de néoblastes est dominante sur les **porphyroclastes** (photo 6). La péridotite peut être entièrement recristallisée sous l'effet d'un flux de chaleur, la texture est alors **polygonale**, avec des joints à 120° entre les cristaux.

3 Compositions chimiques de péridotites

Lherzolite de Lizard		**Lherzolite** de Lherz		**harzburgite** de Lherz
SiO_2	44,77	44,40	roches ultrabasiques	42,10
TiO_2	0,19	0,12		0,02
Al_2O_3	4,16	2,95	pauvreté en alumine	0,92
Cr_2O_3	0,40	0,35	richesse en chrome	0,43
FeO[t]	8,21	7,79		7,59
MnO	0,11	0,13		0,12
MgO	39,22	39,60	richesse en olivine et pyroxène magnésiens	43,10
NiO	0,24	0,25	richesse en nickel	0,31
CaO	2,42	2,46		0,61
Na_2O	0,22	0,20	pauvreté en alcalins	0,06
K_2O	0,05	traces		traces
Total:	99.99	98,27		95,14

1 Domaines de stabilité des péridotites



Enseignements complémentaires

Composition chimique et minéralogique

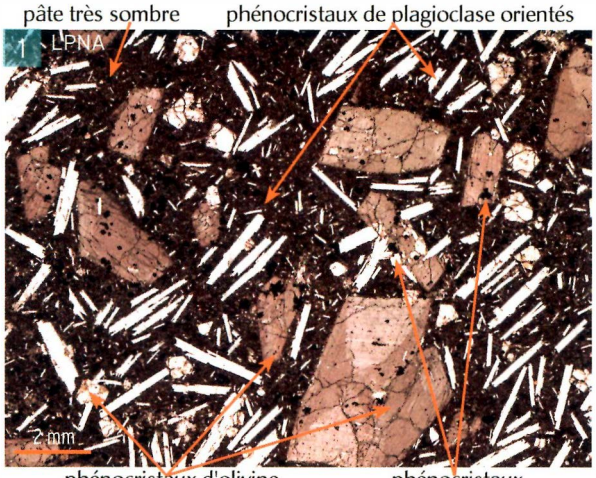
Pauvres en silice, en aluminium et alcalins, riches en magnésium, les péridotites sont des roches **ultrabasiques** (document 2). La prédominance de l'olivine et des pyroxènes explique leur caractère **ultramafique**. Le passage des lherzolites aux harzburgites s'explique par un taux de fusion partielle croissant provoquant la disparition du clinopyroxène. Le résidu, très réfractaire est alors une dunite, quand disparaît l'orthopyroxène. De plus, des harzburgites refertilisées par des liquides asthénosphériques, peuvent redonner des lherzolites (massif de Lherz).

Origine et gisements

Roches du **manteau supérieur** le plus souvent, les péridotites s'observent dans les **complexes ophiolitiques** (fragments de lithosphère océanique ancienne), dans des écailles du manteau exhumées par le jeu de grands accidents lithosphériques (massif de Lherz, Pyrénées). Elles représentent parfois des **cumulats ultramafiques** issus de la cristallisation de magmas basaltiques au sein de chambres magmatiques crustales.

Roches mantelliques et magmatiques

Texture d'un basalte porphyrique du Mont-Dore



pâte très sombre

phénocristaux de plagioclase orientés

phénocristaux d'olivine et de clinopyroxène

phénocristaux d'oxyde de fer



macle polysynthétique du plagioclase

pâte très sombre en LPA : présence de verre

teintes vives de l'olivine

zonation en secteur du clinopyroxène

Relations texturales entre les phénocristaux

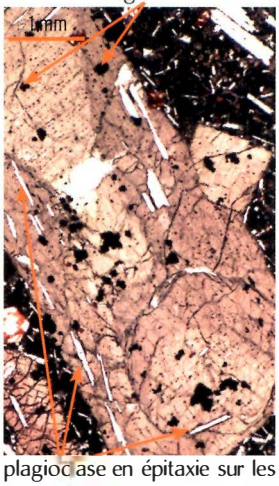


plagioclase

olivine

magnétite

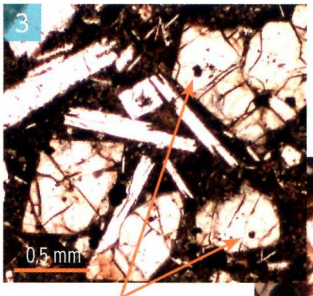
clinopyroxène



magnétite

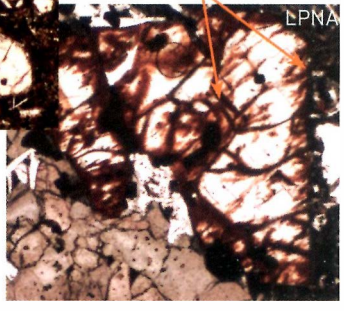
plagioclase en épitaxie sur les faces du clinopyroxène

Les phénocristaux d'olivine



cristaux de chromite dans l'olivine automorphe

olivine en partie iddingsitisée en bordure et le long des fractures

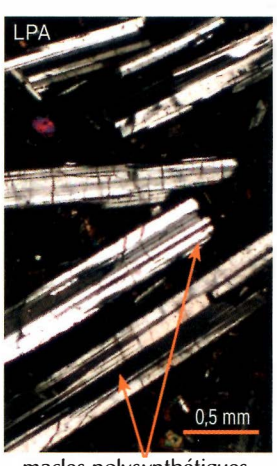


Les phénocristaux de plagioclase



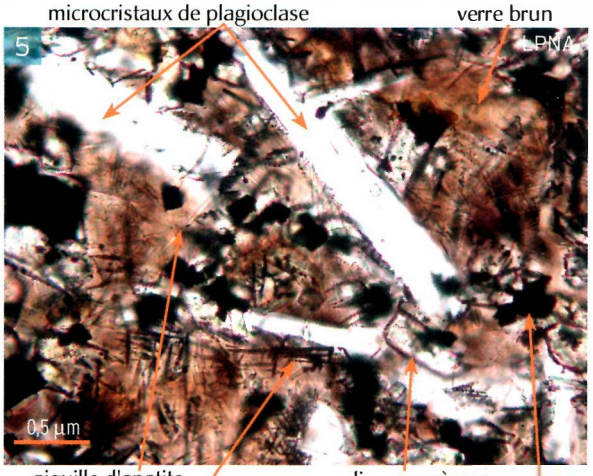
chromite

plagioclase cristallisant de part et d'autre d'une olivine



macles polysynthétiques permettant la détermination de la teneur en Ca du plagioclase

La pâte de la lave : les microcristaux et le verre



microcristaux de plagioclase

verre brun

aiguille d'apatite et d'oxyde de fer-titane

clinopyroxène

magnétite

Séquence de cristallisation d'une roche basique

fiche 46

Caractères généraux

La séquence ou **ordre de cristallisation** dans une roche magmatique peut être établie en observant la **forme** des cristaux (**automorphie** des cristaux précoces ou **xénomorphie** des cristaux tardifs), les **relations géométriques** des uns par rapport aux autres (les cristaux automorphes inclus sont précoces par rapport à ceux qui les entourent) et la **taille des cristaux**. Ce dernier critère est plus délicat à utiliser car il dépend de l'espèce minérale et varie en fonction des vitesses de **nucléation** et de **croissance cristalline** ; l'évolution en taille d'une même espèce minérale permet souvent de préciser l'étendue de **croissance simultanée** des différentes espèces.

Ordre de cristallisation dans un basalte porphyrique

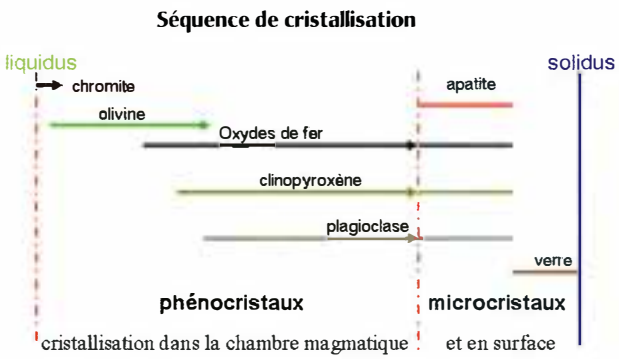
▪ Étude de la texture (photo 1). Ce basalte du Mont-Dore (Massif central) recèle un fort pourcentage de **phénocristaux** (de l'ordre de 40 %), dans une matrice s'assombrissant en LPA ce qui indique la présence de verre entourant les **microcristaux** de la matrice. La texture est **microlitique porphyrique.** L'orientation très visible des plagioclases (photo 1) est acquise durant le flux de la lave en surface ; la texture est donc **fluidale**.

▪ Étude des phénocristaux. Ils sont tous automorphes par rapport à la pâte qui les entoure, avec des faces bien développées, indiquant une croissance relativement lente dans un fluide (photo 1). Chaque espèce a sa forme propre. Les prismes trapus de clinopyroxène incluent des olivines, des oxydes de fer (magnétite) et des plagioclases en bordure (photos 1et 2). Les olivines (photos 3 et 4) forment des prismes pyramidés, automorphes par rapport aux autres phénocristaux, mais contenant de très petits cristaux opaques de chromite (spinelle riche en chrome) ; certaines olivines sont altérées en hydroxydes de fer (iddingsite, photo 3). Le plagioclase est en petites tablettes, dont l'orientation est guidée par celle des faces de pyroxènes (épitaxie) (photo 2) et dont la taille augmente avec la croissance de ces derniers ; l'angle d'extinction par rapport aux macles polysynthétiques (photo 4) permet de mesurer leur teneur en anorthite (ici $An_{60\text{-}80}$; voir fiche 12). L'ordre d'apparition, déduit des relations entre les phénocristaux, est donc : chromite, olivine, magnétite, clinopyroxène, plagioclase.

▪ Étude de la pâte ou matrice (photo 5). Au fort grossissement, la matrice révèle un verre brun (éteint en LPA) contenant une multitude de microcristaux de taille inférieure à 10 µm ; on reconnaît le plagioclase, le clinopyroxène, les oxydes de fer en petits prismes opaques et en aiguilles, l'apatite en cristaux aciculaires ; ces microcristaux se développent tous en même temps pendant l'épanchement de la lave en surface.

Interprétations

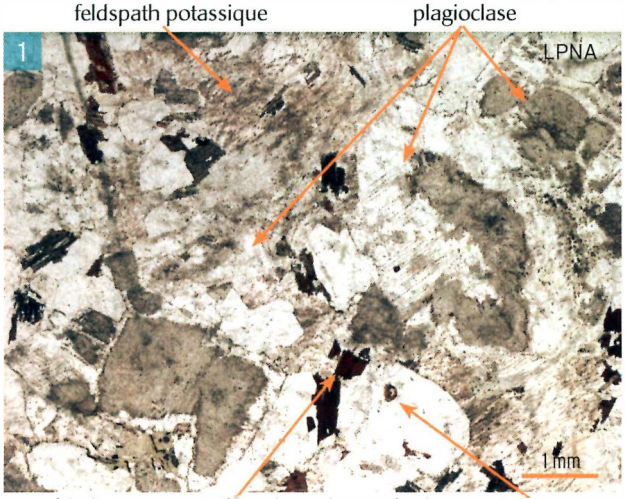
La séquence de cristallisation est schématisée dans le document suivant :



Les **phénocristaux** ont cristallisé quand le magma était encore **dans la chambre magmatique**. Ce basalte provient de la **zone cristallisante** située en **bordure** ou au **toit du réservoir**. La forte fraction de phénocristaux de la lave est à mettre aussi en relation avec des processus d'**accumulation de cristaux** dans cette zone cristallisante, interrompus par l'éruption. En conséquence, l'analyse chimique de la roche n'est sans doute pas représentative de la composition du liquide magmatique. Toutefois les **phénocristaux** sont ceux qui sont impliqués dans le processus de **cristallisation fractionnée**. En surface, la lave s'est refroidie brutalement ce qui modifie les vitesses de nucléation et de croissance cristalline ; les microcristaux ont nucléé en masse et sont restés petits ; le reste du liquide (5 à 10 %) s'est solidifié en donnant un verre.

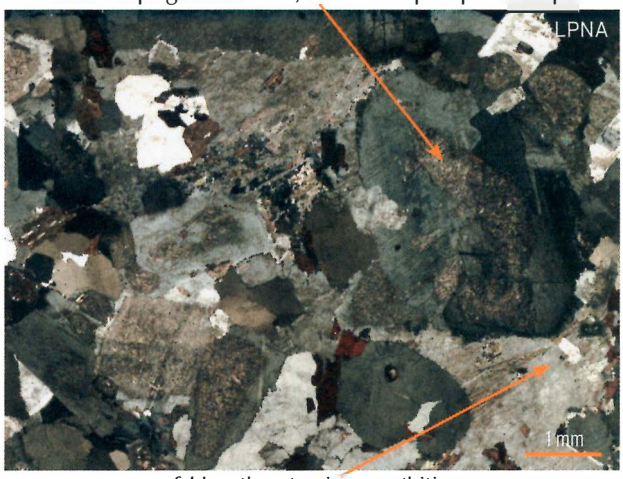
3 Roches mantelliques et magmatiques

Texture d'une granodiorite (Vire, Normandie)



feldspath potassique — plagioclase

biotite contenant des microcristaux de zircon — quartz



cœur de plagioclase altéré, bordure limpide plus sodique

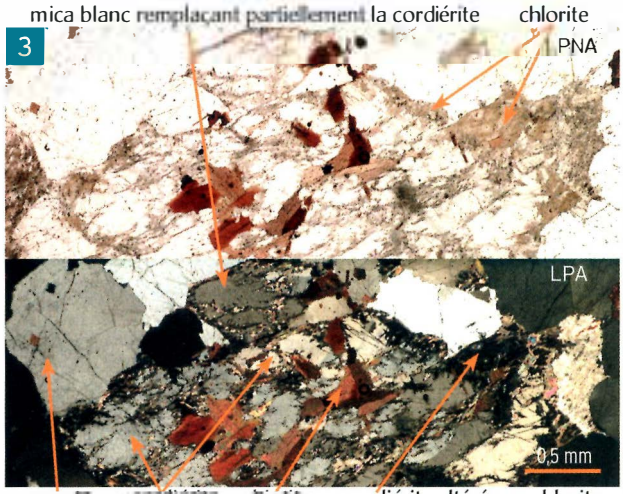
feldspath potassique perthitique

Automorphie du quartz par rapport au feldspath potassique



quartz, plagioclase et biotite automorphes par rapport au feldspath potassique

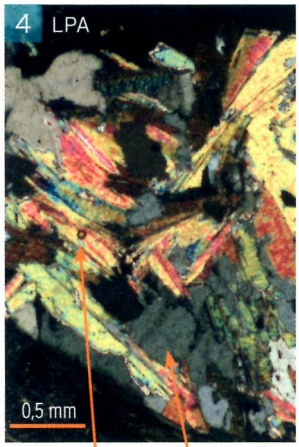
La cordiérite et son altération



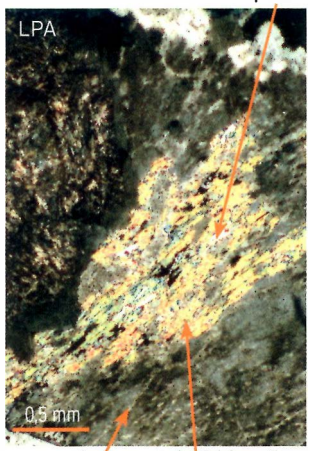
mica blanc remplaçant partiellement la cordiérite — chlorite

quartz — cordiérite — biotite — cordiérite altérée en chlorite

Deux générations de muscovite



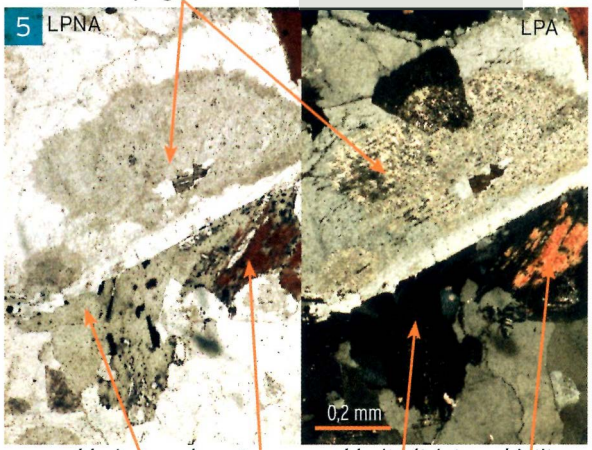
muscovite magmatique tardive associée au quartz



quartz

remplacement du feldspath potassique par la muscovite

Altérations du plagioclase et de la biotite



cœur de plagioclase altéré en mica blanc et épidote

chlorite remplaçant la biotite — chlorite éteinte — biotite

Séquence de cristallisation d'une roche plutonique acide

fiche 47

Caractères généraux

La séquence de cristallisation dans une roche plutonique s'établit de la même façon que pour une roche volcanique en utilisant les **relations géométriques** entre les cristaux (voir fiche 40). Toutefois, les roches plutoniques ont souvent une **histoire cristalline complexe**, leur séquence magmatique étant suivie au stade subsolidus (voir fiche 50) par des rééquilibrations texturales liées au **refroidissement lent** des intrusions. De plus, un **épisode hydrothermal** peut se développer en fin de cristallisation, correspondant à la circulation d'un fluide riche en eau, souvent acide, oxydant ou réducteur ; ce fluide qui s'exsolve est en **déséquilibre** avec les minéraux magmatiques ; ils sont alors remplacés partiellement par une **paragenèse de basse température**.

Séquence magmatique d'une granodiorite (Vire, Normandie)

▪ La texture (photo 1). La roche entièrement cristallisée est **grenue hétérogranulaire** car les cristaux de plagioclase et de biotite sont petits comparés à ceux de feldspath potassique. L'abondance du quartz (> 20 %) et des deux feldspaths (> 70 %) classe la roche dans les granitoïdes ; c'est une granodiorite car le plagioclase est plus abondant que le feldspath potassique (voir fiche 34).

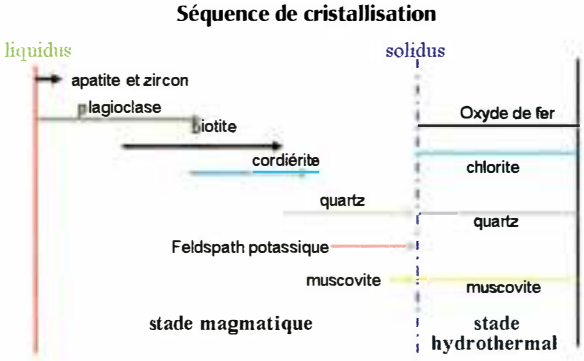
▪ La paragenèse magmatique. Le plagioclase n'inclut aucune autre phase, il est donc précoce. L'apatite et le zircon sont précoces également et présents en particulier dans la biotite ; celle-ci est postérieure au plagioclase, mais incluse dans le quartz donc antérieure (photos 2 et 3). Quartz et cordiérite forment des prismes automorphes par rapport au feldspath potassique (photo 2) mais le quartz est aussi interstitiel, associé à des lamelles de muscovite (photo 4). L'ordre d'apparition des minéraux est donc : (1) plagioclase, (2) biotite, (3) cordiérite, (4) quartz, (5) feldspath potassique, (6) muscovite.

▪ La paragenèse hydrothermale (photo 5). Les minéraux magmatiques présentent le plus souvent des marques d'altération. Les cœurs de plagioclase sont presque systématiquement altérés et remplis de micro-inclusions leur donnant un aspect trouble : il s'agit de microcristaux de **mica blanc** et **d'épidote**. La cordiérite est aussi remplacée en bordure (photo 3) ou en totalité par la **chlorite** verdâtre et la muscovite. De même, la biotite est souvent transformée en **chlorite** associée à des **oxydes de fer** (photo 5). Enfin, le feldspath potassique est partiellement remplacé par de la **muscovite** et du quartz (photo 4) parfois accompagnés de **tourmaline** : c'est un début de **muscovitisation**, réaction d'**hydrolyse** des feldspaths à basse température selon la réaction :

$$\text{feldspath potassique} + \text{albite} + H^+ \text{ (fluide aqueux, acide)} \rightarrow \text{muscovite} + \text{quartz} + Na^+$$

Interprétations

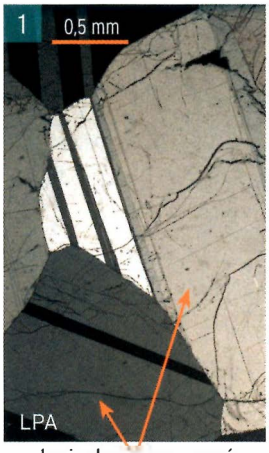
Les relations observées entre les minéraux suggèrent la séquence de cristallisation suivante :



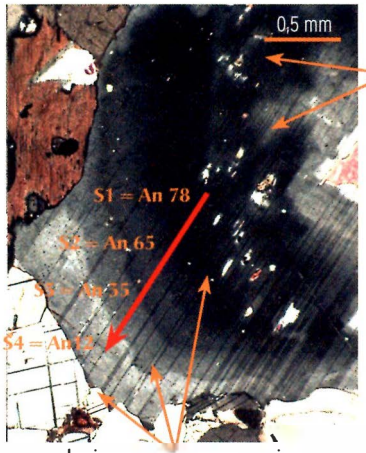
La cristallisation précoce de biotite indique que le magma granodioritique est **riche en eau**. La présence de cordiérite et de muscovite indique un milieu **hyperalumineux**, typique des granitoïdes issus de l'**anatexie crustale**. Au stade subsolidus, un fluide aqueux et acide, riche en éléments incompatibles (bore, fluor, béryllium) et en métaux (Sn, W, Pb, Zn, Cu), altère les minéraux magmatiques et donne naissance à une **paragenèse hydrothermale** (chlorite, quartz, muscovite ; T < 400 °C). Cette phase aqueuse peut être à l'origine de concentrations minérales intéressantes (métaux, fluorine, barytine, béryl, topaze) à l'**apex** des intrusions et dans le **réseau filonien** associé.

Roches mantelliques et magmatiques

Plagioclases non zonés et zonés

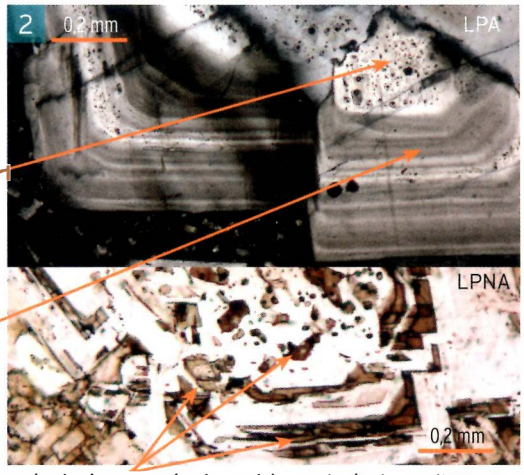


plagioclases non zonés



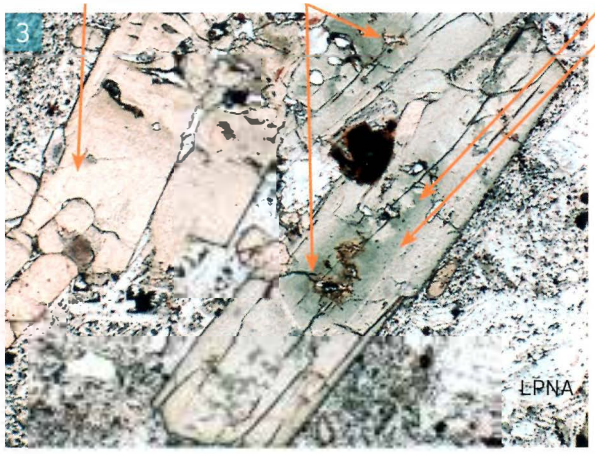
plusieurs zones successives (voir document 5)

Zonation oscillatoire et inclusions vitreuses

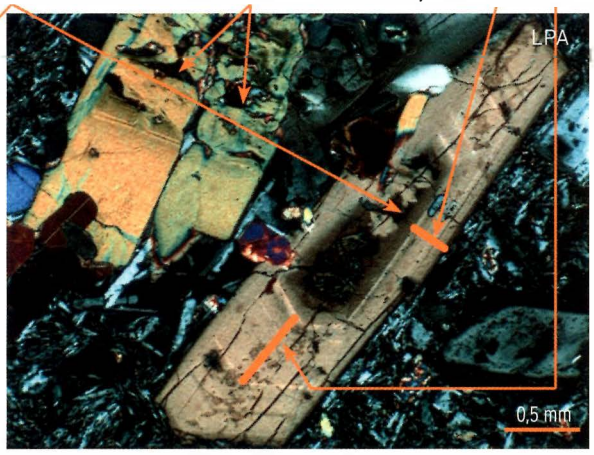


plagioclase squelettique riche en inclusions vitreuses

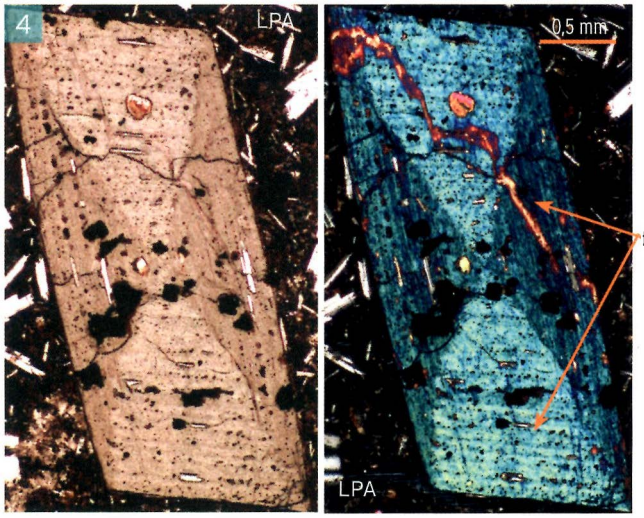
Clinopyroxènes zonés



Zonation en secteur dans un clinopyroxène

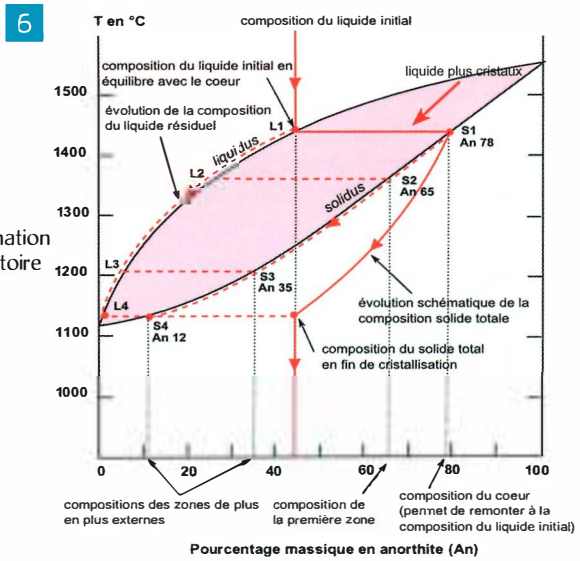


Système binaire des plagioclases



en LPNA : secteurs de couleur différente

en LPA : secteurs à extinction différente



Zonations et croissance des cristaux

fiche 48

Différents types de zonation des cristaux

Les cristaux des roches magmatiques et métamorphiques présentent souvent des zones de couleurs différentes en LPNA et des variations de biréfringence et d'angle d'extinction en LPA. C'est la conséquence d'une zonation chimique qu'on peut observer dans de nombreux cristaux, en particulier de plagioclase et de pyroxène. L'absence de zonation (photo 1) des cristaux d'origine magmatique est rare ; on l'observe pourtant dans certaines roches qui sont le plus souvent des cumulats.

La **zonation simple continue** : la plupart des plagioclases sont zonés et présentent en LPA soit une **gradation continue** des teintes de biréfringence du cœur vers le bord du cristal, soit des **zones discontinues** « emboîtées », le feldspath étant de moins en moins calcique du cœur vers le bord (photo 1). Cette zonation est dite **normale** sachant que le cœur calcique est de plus haute température que la bordure calco-sodique (document 5) ; elle est dite **inverse** dans le cas contraire.

La **zonation oscillatoire** s'exprime dans les plagioclases par une succession de fines zones (photo 2) montrant chacune une évolution continue de la teinte de biréfringence. L'analyse du cristal montre que chaque zone s'enrichit en sodium vers l'extérieur, avec un retour en arrière dans la zone suivante.

La **zonation en sablier** est fréquente dans les clinopyroxènes (photo 4). Les cristaux montrent alors quatre secteurs, deux à deux de même couleur en LPNA et de même teinte en LPA, donnant un aspect en « sablier » au minéral. Les secteurs clairs sont plus riches en Si et déficitaires en Al et Ti par rapport aux secteurs plus colorés. De plus, chaque secteur est le siège d'une fine zonation oscillatoire (photo 4).

La **zonation en taches ou irrégulière** : le cœur des cristaux présente des variations de composition et d'extinction en taches (photos 1, 2 et 3) ; on observe souvent des lacunes de cristallisation associées.

Signification des zonations et histoire de la cristallisation

L'absence de zonation (photo 1) indique qu'un **état d'équilibre cristal-liquide** est réalisé pendant toute la cristallisation. La diffusion des éléments dans le solide étant très lente, la vitesse de cristallisation à l'équilibre doit donc être particulièrement lente. Un renouvellement constant du liquide au front de croissance du cristal ou la rééquilibration subsolidus du minéral (nécessité d'un refroidissement lent) peuvent aussi expliquer la constance de la composition. La zonation d'un plagioclase (photo 1) peut être étudiée en utilisant le diagramme de phases, qui définit un système binaire avec solution solide (document 5). À une température donnée, la solution solide en équilibre avec le liquide est toujours plus calcique que ce dernier. La zonation des cristaux traduit une **absence d'homogénéisation** des zones déjà cristallisées avec le liquide qui évolue vers le pôle sodique : la cristallisation est **hors d'équilibre**. Le cristal a finalement la composition du liquide initial, mais n'est pas homogène, montrant des zones distribuées de part et d'autre de cette composition.

La zonation chimique est souvent liée à la vitesse relative de diffusion des éléments s'instaurant à l'interface liquide-cristal. La zonation en secteur montre que **l'affinité des faces pour les éléments chimiques n'est pas équivalente :** pour les pyroxènes, Ti et Al sont incorporés plus facilement que Si sur les grandes faces. De plus, la zonation des cristaux peut être liée à des événements survenant en cours de cristallisation : modifications brutales de la **composition du liquide** ou de la **pression**, évolution par **cristallisation fractionnée**, **transfert** des cristaux. La zonation est aussi un bon reflet de la croissance : une zonation en taches indique une croissance rapide de type « **sommet-arête** » donnant **des cristaux squelettiques** : c'est souvent le cas des cœurs de cristaux lacuneux, riches en inclusions vitreuses piégées dans ces lacunes de cristallisation (photos 2 et 3). La croissance de type « **couche par couche** » est celle des cristaux tabulaires à zones successives emboîtées (photos 1, 2 et 3). L'épaisseur des zones chimiquement équivalentes donne la **vitesse relative de cristallisation** des faces ; sur la photo 3, les petites faces ont la croissance la plus rapide.

Dans les roches métamorphiques, la zonation des cristaux est utilisée en **thermo-barométrie** afin d'évaluer les variations de P et T au cours de leur cristallisation.

Roches mantelliques et magmatiques

Symplectites de cristallisation à l'eutectique



quartz précoce

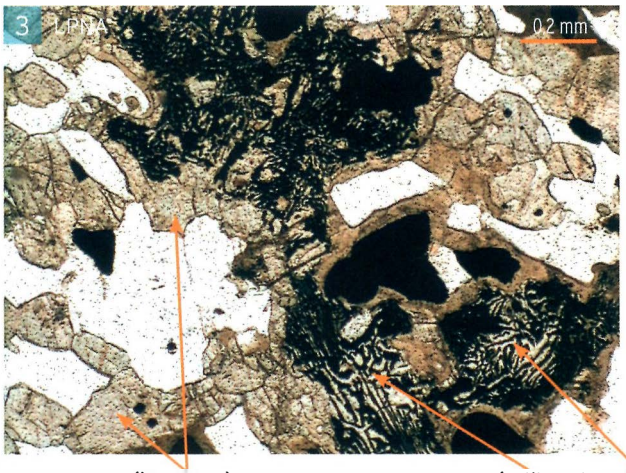
symplectite entre quartz et feldspath potassique

clinopyroxène précoce

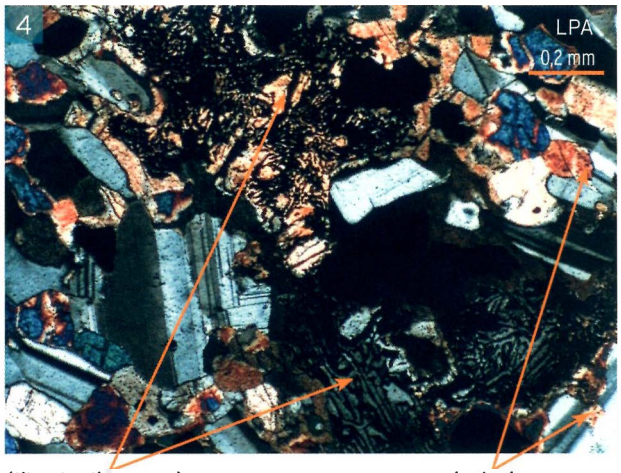


symplectite entre clinopyroxène et plagioclase

Symplectite de déstabilisation



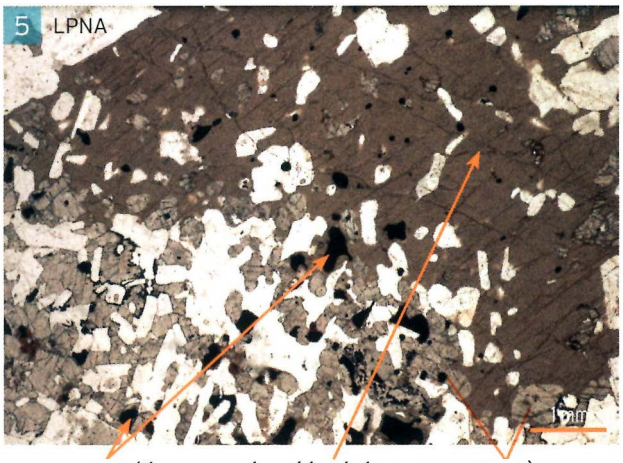
clinopyroxène



symplectite entre magnétite et orthopyroxène

plagioclase

Réaction des minéraux précoces avec le liquide résiduel



magnétite

hornblende brune

pyroxène



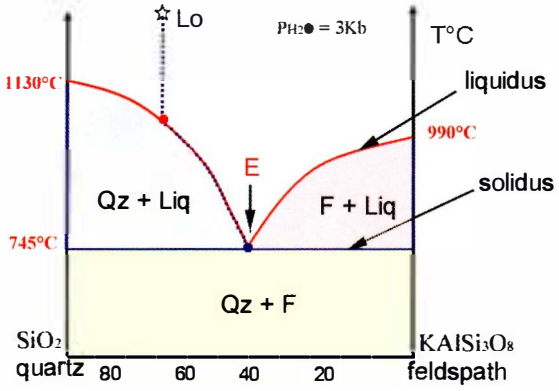
orthopyroxène

cristaux résiduels de pyroxène et de plagioclase

plagioclase

Les symplectites de cristallisation à l'eutectique

Une symplectite de cristallisation est formée de deux minéraux intimement associés (photos 1 et 2). Chaque phase minérale est formée de fragments cristallins à contour géométrique, s'éteignant en même temps en LPA : il s'agit donc de deux cristaux lacuneux associés. Leur cristallisation est simultanée et leur forme est squelettique. La formation d'une symplectite s'explique dans un système chimique binaire sans solution solide.



▪ Système chimique binaire quartz-feldspath alcalin.
Le liquide Lo cristallise des cristaux de quartz quand il atteint le liquidus. Avec la baisse de température, la composition du liquide évolue alors en suivant le liquidus jusqu'au point eutectique où quartz et feldspath cristallisent ensemble à partir du liquide résiduel.

Température et composition du liquide restent constantes jusqu'à l'épuisement du liquide (les proportions des deux phases sont données par la position du point E). Le système **plagioclase – clinopyroxène** est identique. La formation d'une symplectite nécessite donc deux conditions :

- la cristallisation simultanée des deux phases au minimum thermique du système binaire ;
- une croissance minérale rapide, de type sommet-arête avec un nombre faible de nucleus.

Ces symplectites s'observent souvent en fin de cristallisation des magmas granitiques, soit dans la masse même du granite, soit sous forme de filons. La roche possède alors une **texture graphique** (évoquant une écriture) et s'appelle un **granophyre** ou une **pegmatite graphique,** suivant la taille des cristaux. Ce type de texture symplectitique est aussi observé à l'eutectique entre plagioclase calcique et clinopyroxène (photo 2) formés notamment à partir des liquides résiduels s'extrayant des lacs de lave basaltique en fin de cristallisation.

Les symplectites de recristallisation

Elles sont courantes dans les roches métamorphiques lors du trajet rétrograde des roches (voir fiche 78). On en observe également au stade subsolidus de roches plutoniques (fiche 50), elles traduisent la déstabilisation d'une phase sous l'effet de nouvelles conditions, par exemple d'oxydation. Les symplectites magnétite-orthopyroxène remplacent totalement l'olivine dans certains gabbros-norites (photos 3 et 4). La transformation se fait dans le solide, en présence d'un fluide diffusant entre les minéraux de la roche. L'olivine recristallise sous forme de magnétite et la silice libérée permet la cristallisation simultanée d'orthopyroxène selon la réaction d'oxydation :

$$6\ (Fe,Mg)_2SiO_4 + O_2 \rightarrow 2\ Fe_3O_4 + 3\ Mg_2Si_2O_6$$

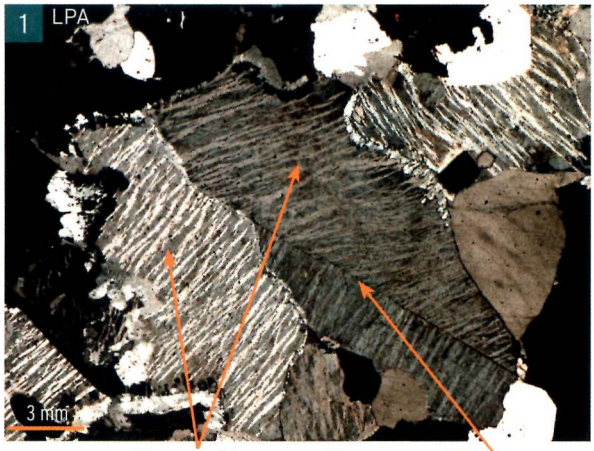
Les réactions des minéraux précoces avec le liquide résiduel

Les réactions se voient dans certaines roches plutoniques mafiques. Le gabbro-norite étudié (photos 5 et 6) montre ainsi une association de minéraux précoces (plagioclase, clinopyroxène, orthopyroxène et magnétite), en grande partie remplacée par des hornblendes brunes poecilitiques, tardives et de grande taille (2-3 cm). Les minéraux précoces ont donc réagi avec le liquide résiduel enrichi en eau pour former l'amphibole brune au voisinage du solidus (autour de 950 °C pour un magma mafique). Ces minéraux précoces subsistent en fragments arrondis dans l'amphibole. La réaction s'écrit :

clinopyroxène + orthopyroxène + plagioclase + magnétite + liquide (H_2O) → hornblende

Roches mantelliques et magmatiques

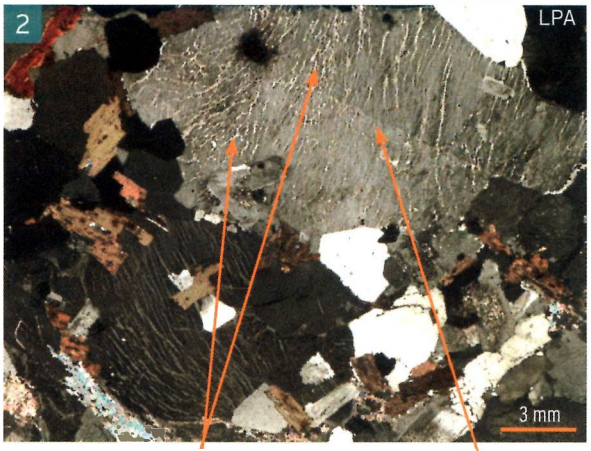
Mésoperthite dans un granite



exsolutions d'albite (gris pâle) dans un feldspath potassique (gris foncé)

plan de macle

Perthite ordinaire dans une granodiorite



fines exsolutions d'albite dans un feldspath potassique

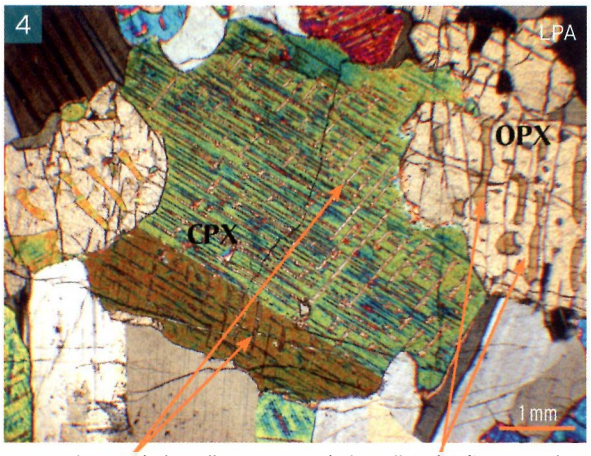
plan de macle

Antiperthite dans une monzodiorite



exsolution de feldspath potassique dans un plagioclase

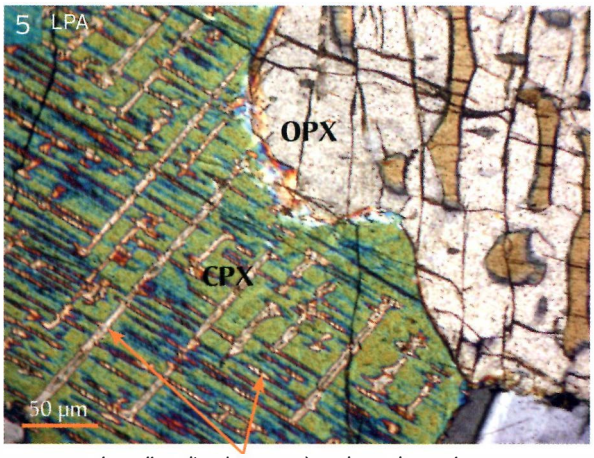
Exsolutions dans les pyroxènes



exsolution de lamelles d'orthopyroxène dans l'augite

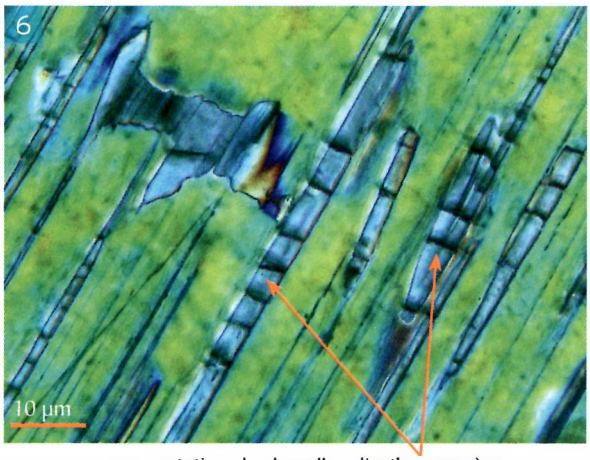
et de lamelles de clinopyroxène dans l'orthopyroxène

Double réseau d'exsolutions



lamelles d'orthopyroxène dans deux plans orthogonaux de l'augite

Lamelles exsolvées segmentées



segmentation des lamelles d'orthopyroxène exsolvées dans une augite

Évolution post-solidus : les exsolutions minérales

fiche 50

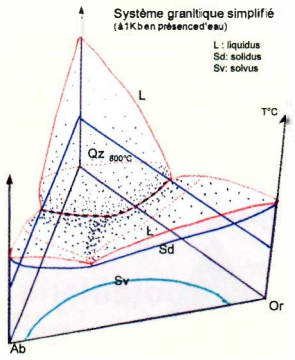
Les feldspaths alcalins (voir fiche 14) ou les pyroxènes (voir fiche 20) des roches d'origine magmatique correspondent à des **solutions solides** stables à haute température. En refroidissant, ces solutions solides deviennent instables en deçà d'une limite de température appelée **solvus** et les minéraux sont alors le siège d'une **démixtion** se réalisant à l'état solide. Deux phases minérales se séparent alors en lamelles distinctes mais intimement associées : on dit qu'elles s'exsolvent. Ces figures de démixtion ou d'exsolution ne s'observent que dans les roches plutoniques car elles subissent un refroidissement lent. Les minéraux des roches volcaniques, brutalement refroidis conservent, à l'état métastable, les solutions solides de haute température.

Exsolutions dans les feldspaths alcalins

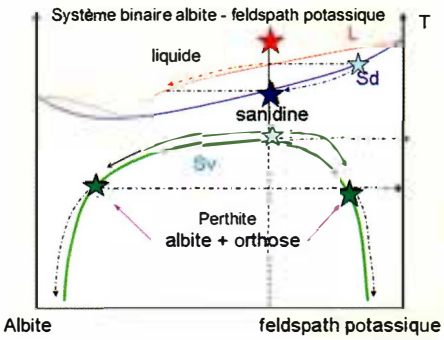
Les associations appelées **perthites** (photos 1 et 2) sont formées de lamelles d'albite et de feldspath potassique en proportions comparables ; ce sont les **mésoperthites** (photo 1) des granites et syénites **hypersolvus**. Dans le système granitique expérimental (diagramme albite-orthose-quartz-T°C, document 1), le mélange binaire albite-orthose (documents 1 et 2) révèle une troisième courbe appelée **solvus** (Sv) sous le solidus (Sd). Au-dessus du solvus, la solution solide entre albite et feldspath potassique est complète : c'est le domaine des sanidines. Lorsque le solvus est atteint, le feldspath se décompose en deux phases associées, dont les compositions données par le solvus, évoluent le long du solvus vers l'albite et l'orthose (ou le microcline) lors du refroidissement. Plus courantes, les **perthites ordinaires** sont beaucoup plus riches en composant potassique ; elles s'observent dans la plupart des **granitoïdes et granites subsolvus**. La teneur en calcium plus élevée modifie le solvus qui intercepte dans ce cas le solidus de haute température (document 3). Ces perthites coexistent alors avec un second feldspath de type plagioclase et la sanidine de haute température est donc moins riche en sodium. Rarement, les lamelles de feldspath potassique se forment par démixtion au sein de cristaux de plagioclase ou d'anorthose : l'association est appelée une **antiperthite** (photo 3).

Exsolutions dans les pyroxènes

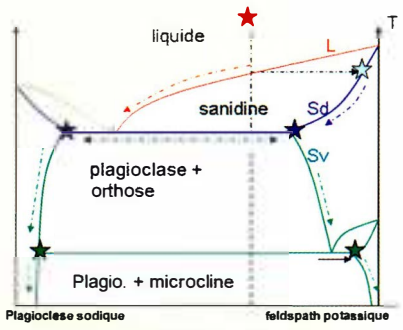
Les exsolutions s'observent à la fois dans l'**augite** et dans **l'orthopyroxène** rééquilibrés au cours du refroidissement (photos 4, 5 et 6). Les solutions solides qui restent limitées entre l'augite et l'orthopyroxène (ou un clinopyroxène plus pauvre en calcium appelé **pigeonite**) présentent, comme les feldspaths, un solvus complexe (comparable au document 3). Chaque pyroxène de haute température exsolve des lamelles de l'autre pyroxène quand le solvus est atteint. À température décroissante, plusieurs générations de lamelles d'exsolution peuvent se former dans le champ de stabilité de la pigeonite, puis de l'orthopyroxène. Les lamelles d'orthopyroxène présentent une segmentation (photo 6) causée par les changements de phases (de réseaux cristallins différents). À basse température, seule l'orthopyroxène et une augite plus calcique sont stables.



Document 1



Document 2

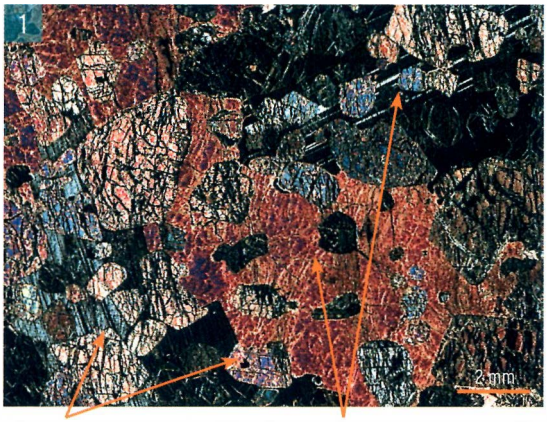


Système granitique en présence d'eau et avec calcium (simplifié)

Document 3

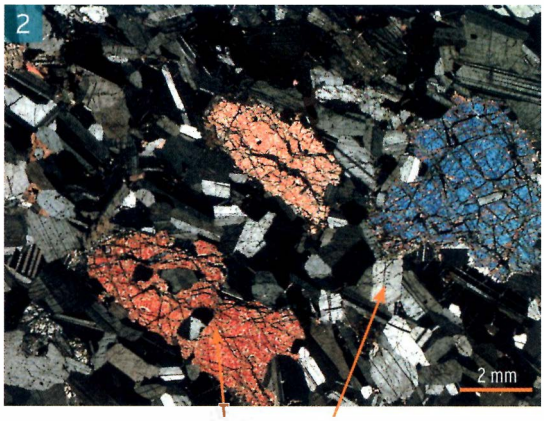
LPNA

Wehrlite



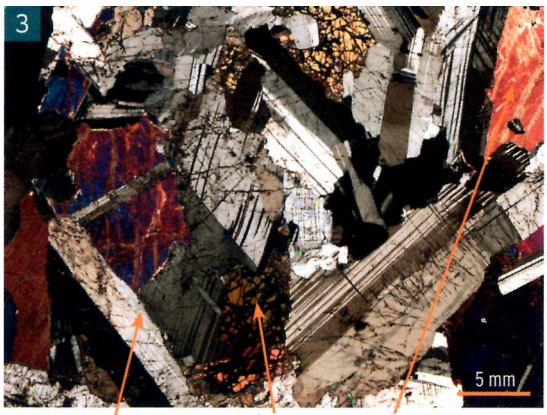
LPA

Troctolite



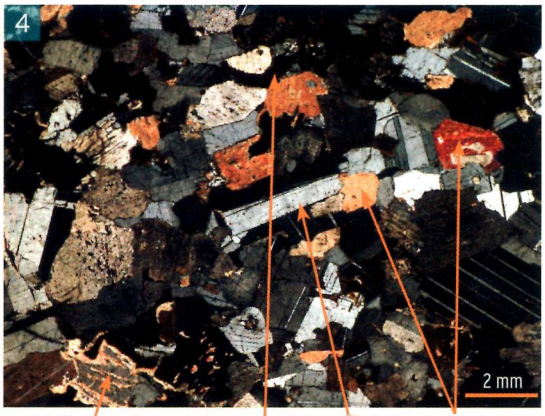
LPA

Gabbro à olivine

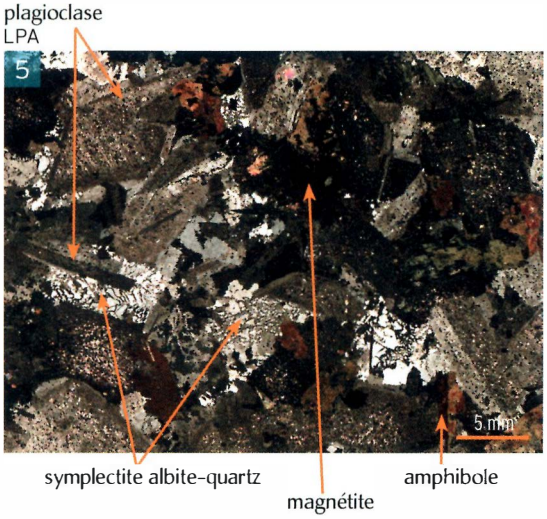


LPA

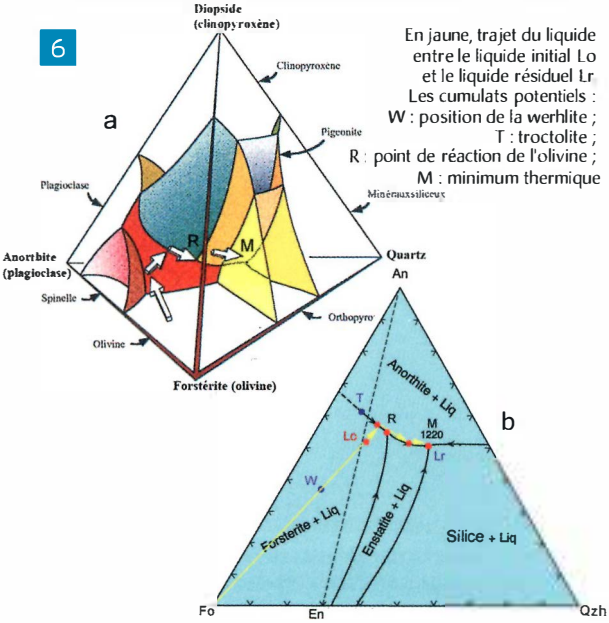
Ferrogabbro-norite



Trondhjémite



a : Tétraèdre des basaltes. b : projection dans le plan forstérite-anorthite-quartz (Fo-An-Qz).



La différenciation magmatique : les roches de la croûte océanique

fiche 51

Les roches de la croûte océanique

Les roches de la croûte océanique actuelle peuvent être observées directement au fond des océans ou par forage. Les ophiolites obductées, comme celles d'Oman sur l'Arabie ou certains fragments des ophiolites alpines, montrent un éventail exceptionnel des roches des croûtes océaniques anciennes.

On observe trois groupes de roches dans la croûte océanique des dorsales lentes ou rapides :

- des **roches ultramafiques** de type wehrlite qui sont des péridotites à olivine, clinopyroxène et plagioclase ; elles se situent à la base de la croûte ou sont intrusives dans les roches sus-jacentes ;
- des **roches mafiques** très variées, litées ou foliées, de la famille des **gabbros** ; toutes ces roches présentent des caractères de **cumulats** : on observe un nombre réduit de phases minérales automorphes dites « **cumulus** », entourées d'une proportion variable de minéraux xénomorphes « **intercumulus** ». La proportion de minéraux cumulus est parfois proche de 100 % dans certains lits. Ces cumulats montrent souvent des litages minéralogiques avec des minéraux orientés ou des textures polygonales de rééquilibration ;
- des **roches felsiques** en très faible volume (rarement plus de 1 % des roches) qui sont des granitoïdes, roches différenciées, formant de très petits massifs au sommet des gabbros ou des filons recoupant ces derniers. Ces roches sont des **trondhjémites** et des **plagiogranites**. Elles représentent des liquides très différenciés, pouvant s'injecter dans les autres roches et les bréchifier. La part de liquide très différencié produite est donc très faible.

Les paragenèses minérales et leur interprétation dans le système basaltique

- Wehrlite (photo 1). L'olivine (60-80 %) est automorphe ; clinopyroxène et plagioclase sont typiquement xénomorphes. En utilisant le tétraèdre des basaltes (document 6a), il est possible de situer le liquide basaltique Lo à l'origine de la roche dans le **champ de stabilité de l'olivine**. L'accumulation d'olivine (point W, document 6b) fait évoluer le liquide en direction inverse, vers le **cotectique olivine-plagioclase**.
- Troctolite (photo 2). On note deux phases automorphes, olivine et plagioclase, le clinopyroxène étant plus tardif ; on en déduit que le liquide parent évolue sur le **cotectique plagioclase-olivine**. Dans certains lits, la teneur en plagioclase (jusqu'à 95 %) peut être très supérieure à la proportion cotectique (environ 70 % de plagioclase pour 30 % d'olivine), indiquant un processus d'accumulation du plagioclase.
- Gabbro à olivine (photo 3). Les trois phases olivine-plagioclase-clinopyroxène sont automorphes ; le liquide parent se situe sur la **ligne cotectique** commune aux trois minéraux (document 6a). Un liseré d'orthopyroxène peut entourer l'olivine signifiant que le magma atteint le **point de réaction R** et l'olivine réagit avec le liquide.
- Gabbro-norite. Plagioclase et clinopyroxène sont automorphes ; l'orthopyroxène xénomorphe est donc plus tardif ; la raison en est que le liquide a atteint le champ de **stabilité de l'orthopyroxène** ; l'olivine ayant réagi totalement avec le liquide a disparu et le liquide se trouve alors sur le cotectique plagioclase-orthopyroxène.
- Ferrogabbro-norite (photo 4). Identique au gabbro-norite mais avec une abondance de cristaux xénomophes (intercumulus) de **magnétite** : le liquide parent s'est donc très fortement enrichi en fer.
- Trondhjémite, plagiogranite (photo 5). Le plagioclase sodique détermine une texture subdoléritique ; le clinopyroxène peut être remplacé par l'amphibole ; la magnétite est abondante. La présence de **symplectites albite-quartz** montre que le **minimum thermique M** du système basaltique est atteint (document 6).

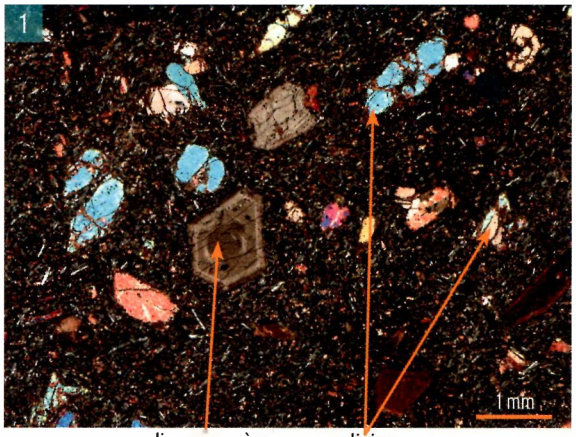
Conclusions

L'étude des roches plutoniques de la croûte océanique illustre assez bien la cristallisation d'un basalte tholéiitique dont l'évolution commence à partir du champ de stabilité de l'olivine pour se terminer au minimum thermique du système basaltique, avec cristallisation finale de quartz. Le magma est donc **saturé à sursaturé en silice** ; il est **pauvre en eau** (minéraux hydroxylés inexistants ou tardifs) ; il évolue en **conditions réductrices** (magnétite tardive) ce qui explique son enrichissement en fer au cours de la différenciation.

3 Roches mantelliques et magmatiques

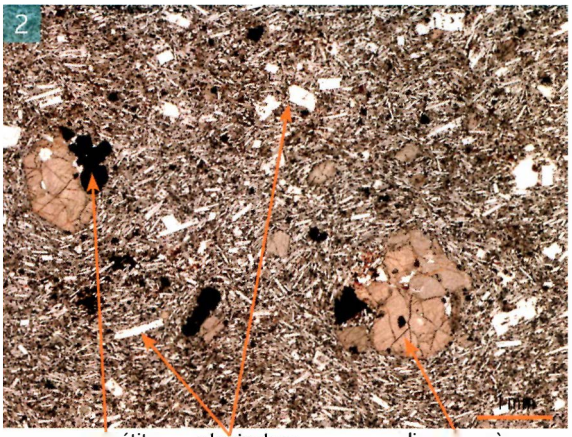
Basalte

LPA



Hawaïte (trachy-basalte)

LPNA



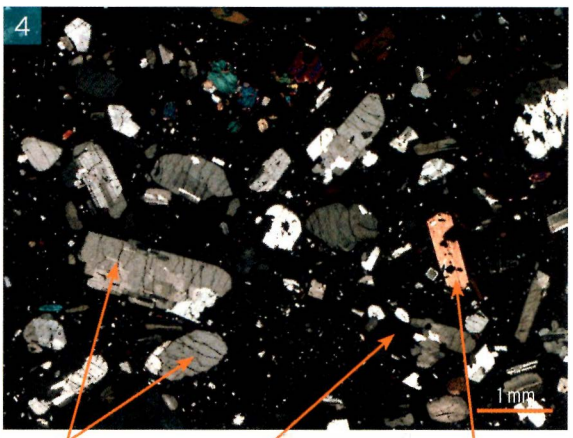
Mugéarite

LPA



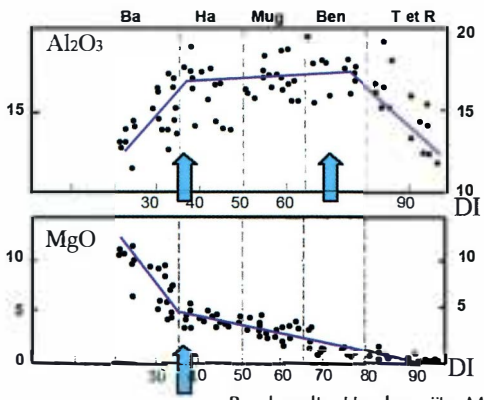
Benmoréite (trachy-andésite)

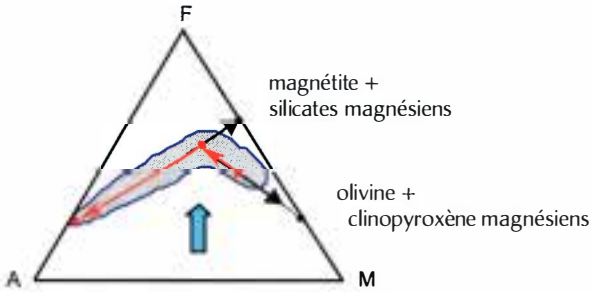
LPA



6 Évolution chimique des roches volcaniques du Mont-Dore

Diagramme binaire oxyde/DI et ternaire AFM (d'après Maury 1976).
Points et flèches rouges : évolution des liquides ; points et flèches noirs : les cumulats potentiels





Ba : basalte, Ha : hawaïte, Mug : mugéarite, Ben : benmoréite, T et R : trachyte et rhyolite
DI = [albite + orthose + quartz ou feldspathoïdes] (minéraux de la norme CIPW)

La différenciation magmatique : les laves du Mont-Dore

fiche 52

Les phénocristaux des laves

Dans la série alcaline saturée en silice du volcan du Mont-Dore, l'association des phénocristaux des laves change au fil de l'évolution des roches.

Dans les basaltes sont présents **olivine** et **clinopyroxène** (photo 1). Dans les hawaïtes, les phénocristaux sont le **clinopyroxène**, le **plagioclase** et la **magnétite** (photo 2). Dans les mugéarites et benmoréites, **mica, amphibole** et **sanidine** apparaissent avec le clinopyroxène, la magnétite et le plagioclase (photos 3 et 4). Dans les trachytes, on note une très forte prédominance des **feldspaths alcalins** par rapport aux autres espèces minérales comme le clinopyroxène, la biotite et l'amphibole.

Lien avec l'évolution géochimique des laves

L'évolution de **Al_2O_3** et **MgO** est étudiée en fonction de l'**indice de différenciation** noté **DI**. Celui-ci représente la somme des pourcentages massiques de minéraux blancs dits normatifs (quartz ou feldspathoïdes + orthose + albite). Ces pourcentages sont obtenus par calcul d'une composition minéralogique idéale de la roche établie à partir de sa composition chimique : ce calcul est celui de la norme CIPW ainsi nommée d'après les initiales des inventeurs. Dans la série de roches étudiées, on observe des ruptures de pente : celles-ci correspondent à des changements de l'association minérale intervenant dans le fractionnement (document 5).

1. Dans les basaltes, il y a une forte diminution de MgO due à la séparation précoce du **clinopyroxène** et de l'**olivine** (phases magnésiennes) et une augmentation corrélative d'Al_2O_3 dans le liquide résiduel.
2. À partir des hawaïtes, MgO diminue moins vite et la teneur en l'alumine se stabilise ; l'olivine ne joue plus de rôle. Seul le clinopyroxène poursuit sa séparation du magma. La séparation du **plagioclase** (riche en alumine) commence mais n'est pas suffisante pour provoquer la diminution d'Al_2O_3 dans le liquide résiduel.
3. À partir des benmoréites, on constate une forte diminution de l'alumine ; il y a intervention de **minéraux alumineux** aptes à se séparer du magma : il s'agit tout d'abord du **plagioclase**, auquel s'ajoutent ensuite l'**amphibole**, **le mica** et surtout le **feldspath alcalin**.

En complément du diagramme précédent, le **diagramme AFM** ($Na_2O + K_2O$ / $FeO + Fe_2O_3$ / MgO) (document 5) montre une augmentation de la teneur en oxydes de fer par rapport à l'oxyde de magnésium. Puis, la teneur absolue en oxydes de fer diminue également rapidement dans les roches. La cristallisation précoce de la **magnétite** ($2Fe^{3+}Fe^{2+}O_4$), dès les hawaïtes, est responsable de ce changement.

Il y a donc un bon accord entre l'évolution chimique de la série de roches et les phénocristaux successifs qui apparaissent dans les laves et jouent un rôle dans le processus de différenciation magmatique par cristallisation fractionnée et séparation dans le réservoir profond pour former des **cumulats**.

Conclusions

L'étude pétrographique et chimique des laves du Mont-Dore permet d'identifier les minéraux précoces certainement impliqués dans la différenciation du magma au sein du réservoir profond.

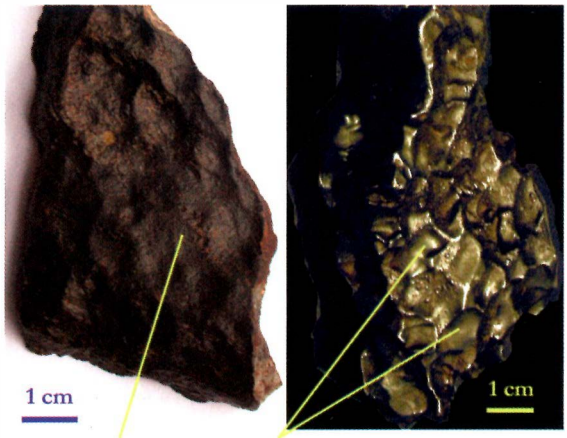
Dès les hawaïtes, le milieu devient suffisamment **oxydant** pour provoquer la cristallisation de la **magnétite** et la **disparition rapide de l'olivine**. À partir des **mugéarites** les laves sont **saturées en silice** (disparition de l'olivine dans la norme CIPW – voir fiche 35) ; la séparation de l'**amphibole** et de la **biotite**, minéraux pauvres en silice, permet sans doute d'atteindre la saturation en silice à partir des magmas intermédiaires.

Un **magma mantellique basaltique** peut évoluer par **cristallisation fractionnée** vers un magma résiduel **trachytique** voire **rhyolitique**. La séquence de cristallisation met en jeu successivement l'**olivine**, le **clinopyroxène**, la **magnétite**, le **plagioclase**, les **minéraux hydroxylés** et la **sanidine**, au fil de l'évolution.

Toutefois, d'autres processus comme le **mélange** et la **contamination** dans le réservoir magmatique crustal peuvent également intervenir dans la genèse et l'évolution de cette série volcanique.

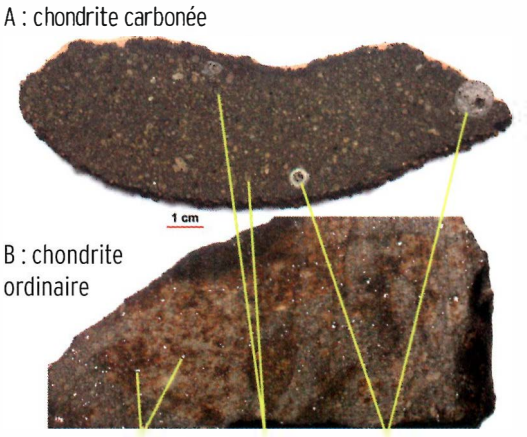
4 Roches extra-terrestres

1 Croûte vitreuse d'une météorite



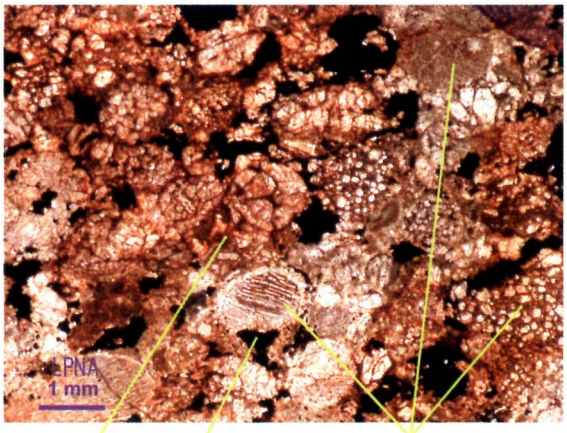
croûte vitreuse noire — cavités de fusion (regmaglyptes)

3 Les deux types de chondrites



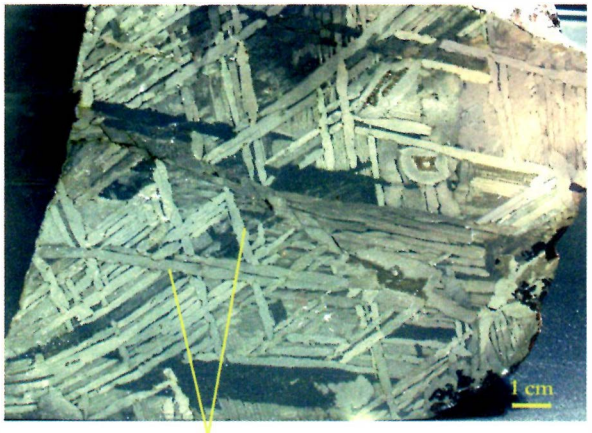
globules de métal brillant — chondres — inclusions réfractaires

3 Texture d'une chondrite ordinaire



matrice — métal — différents types de chondres

4 Coupe d'une météorite de fer



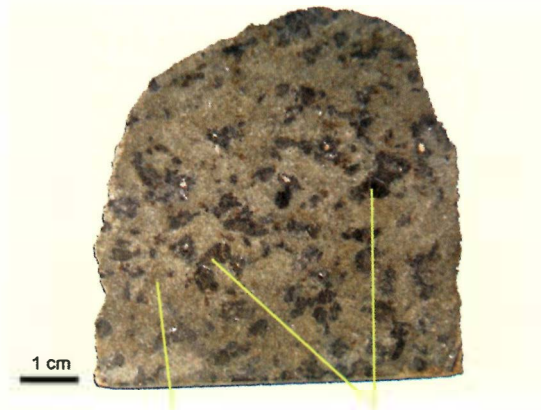
bandes de Widmansttäten : inter-croissances de cristaux de kamacite (6 % de Ni) et de tanéite (50 % de Ni)

5 Une pallasite



fond gris de métal (Fe-Ni) — cristaux d'olivine

6 Une météorite SNC (photo NASA)



fond de maskelynite (feldspaths choqués) — olivine et pyroxène

Météorites primitives et différenciées

fiche 53

L'intérêt pour l'étude des météorites n'a cessé de grandir au cours des 19e et 20e siècles, car l'origine des météorites et des astéroïdes dont elles proviennent le plus souvent, se confond avec celle du système solaire. Durant les deux derniers siècles, de nombreuses chutes ont été décrites, dont celles d'Orgueil (Tarn-et-Garonne, 1864), de L'Aigle (Orne, 1803), de Saint-Sauveur (Haute-Garonne, 1914) et d'autres à travers le monde comme celle d'Allende au Mexique ou de Murchinson en Australie. Les déserts et les calottes glaciaires sont les lieux privilégiés de récolte.

On reconnaît les météorites par la présence d'une croûte noire, vitreuse, et d'angles émoussés correspondant à l'**échauffement**, à la **fusion** induite en surface et à l'**érosion** du bloc solide traversant l'atmosphère (photo 1). La plupart, déviant la boussole, sont magnétiques ; l'intérieur, non affecté par la fusion, garde les structures originelles et des grains cristallisés inconnus dans les roches terrestres. À partir de leur examen microscopique, on peut les séparer en deux groupes : les **météorites primitives** et les **météorites différenciées**.

Les météorites primitives : les chondrites

Leur densité est faible (de 2,2 à 4). La grande majorité des chondrites contiennent des grains plutôt sphériques, certains déformés ou cassés, appelés **chondres** (photos 2 et 3, et fiche 54), baignant dans une matrice parfois d'**aspect bréchique**. L'abondance relative des chondres et de la matrice sépare le groupe des **chondrites ordinaires** riches en chondres (au moins 85 %) des **chondrites carbonées** (notées **C**), dont la matrice est supérieure à 30 %, et des **chondrites à enstatite**, les plus riches en chondres.

Les **chondrites C** présentent des chondres riches en olivine magnésienne associée à du verre et à du métal. Leur abondante matrice a été plus ou moins altérée à basse température ou a subi un métamorphisme thermique ; elle est plus ou moins **riche en eau** entrant dans des **argiles** avec des **composants organiques** (**acides aminés, bases azotées**) et des **carbonates**. Certaines sont riches en **globules de métal** (Fe-Ni), ce qui caractérise un milieu très réducteur. La plupart montrent des **inclusions blanches** (photo 2A) formées de **minéraux réfractaires** (corindon : Al_2O_3, spinelle : $MgAl_2O_4$, pérovskite : $CaTiO_3$). Cinq catégories de chondrites C ont été définies par des lettres (initiale du lieu de découverte) : les CV (Vigarano, Italie ; Allende) sont les plus riches en inclusions réfractaires alors que les CI (Ivuna, Tanzanie), les plus primitives, n'ont ni chondres ni inclusions réfractaires et ont une composition très proche de celle de la photosphère solaire.

Les **chondrites ordinaires** (photos 2B et 3), riches en chondres, sont pauvres en inclusions réfractaires ; leurs chondres ont des olivines plus riches en fer (le fer étant ainsi plus oxydé par comparaison au fer métal), leur matrice contient peu d'eau et de molécules organiques, leur teneur en métal et sulfure est variable.

Les **chondrites à enstatite** sont les plus riches en chondres (à enstatite) et en **globules de métal** et de **sulfures** de Fe, Mn et Mg ; leur milieu de formation semble donc très réducteur. Elles possèdent des caractères chimiques très proches de celles de la Terre primitive.

Les météorites différenciées : fers et achondrites

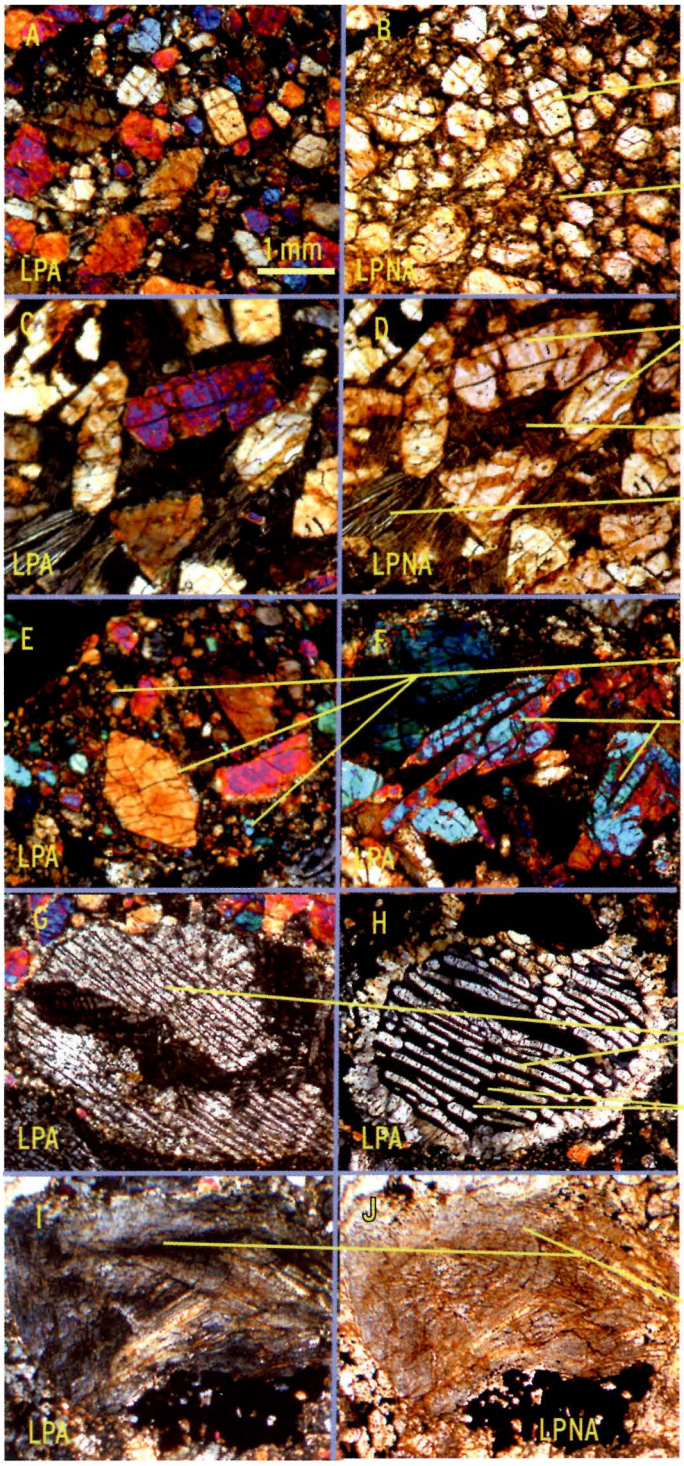
Ce sont des météorites qui ont une composition non primitive mais au contraire issue de la différenciation de corps ayant refondu après accrétion : **astéroïdes, protoplanètes** ou premiers corps différenciés appelés **planétésimaux**. Leur différenciation produit un noyau métallique dense, un océan magmatique et une croûte.

Les **météorites de fer**, de densité proche de 8, sont formées d'un **alliage fer-nickel** presque pur qui présente souvent des figures géométriques typiques, les **bandes de Widmanstätten** (photo 4), **exsolutions** nécessitant un temps de refroidissement de plus de 10 Ma pour se former en dessous de 700 °C. Ces météorites sont représentatives d'un noyau métallique ségrégé à l'état liquide au centre des astéroïdes. Les pallasites (photo 5), rares, ont une structure bréchique associant des olivines à un alliage Fe-Ni, interprétée comme un mélange.

Les **achondrites** ont des textures de roches plutoniques ou volcaniques voisines des roches terrestres (photo 6), mafiques ou ultramafiques, comme les météorites SNC d'origine martienne (shergottites, nakhlites et chassignites). Les **achondrites lunaires** (basaltes et anorthosites) proviennent de la croûte lunaire. Les **eucrites** (basaltes) et proviendraient de croûtes d'**astéroïdes**.

Roches extra-terrestres

1 Textures des chondres vus au microscope polarisant (× 100)



olivine automorphe de petite taille

verre, métal et sulfures

olivine

verre

gerbe de pyroxènes dendritiques

deux tailles d'olivine

cristaux squelettiques d'olivine

chondres barrés : monocristaux squelettiques d'olivine

verre

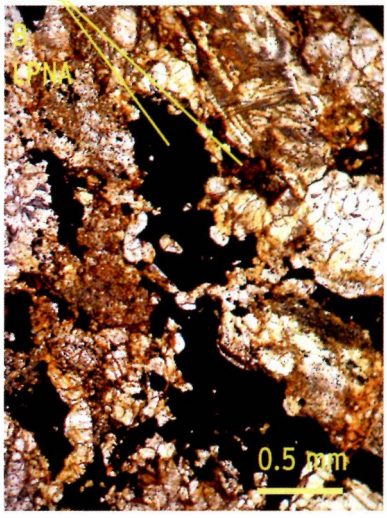
chondre dévitrifié : cristaux dendritiques de pyroxène

2 Matrice entourant les chondres

A Matrice vitreuse contenant des globules de métal et de sulfure, des silicates



B Globules de métal en voie d'oxydation dans la matrice



Chondres et matrice des chondrites

fiche 54

Les chondres

Les chondres sont des constituants essentiels des météorites primitives (sauf pour le type CI, voir fiche 53), pouvant former plus de 90 % des chondrites. Ces sphérules (de 1 mm à quelques mm de diamètre) sont constituées d'olivine dominante et de pyroxène en proportions variables, de globules de métal (Fe-Ni), de sulfures, avec du verre plus ou moins abondant. La présence de verre et la forme des chondres indiquent que **les assemblages solides initiaux ont fondu partiellement ou totalement en contexte de microgravité**. Leur **texture** et leur **cristallinité** (nombre de cristaux par unité de volume) sont très variables (photo 1) :

- lorsqu'il est **microporphyrique** (A et B), avec de petits cristaux d'olivine associés à peu de verre, le chondre semble avoir **peu fondu** ; l'association minérale demeure relativement primaire ;
- la texture **porphyrique** avec de grands cristaux tabulaires ou squelettiques d'olivine (C, D, E et F) dans un fond finement cristallisé ou vitreux, bordés de gerbes de cristaux dendritiques de pyroxène, atteste d'un chondre ayant **fondu assez fortement** ;
- formé de quelques ou d'un seul cristal squelettique dans un fond vitreux (G et H), le chondre prend l'aspect typique d'un **chondre barré** ; ou bien le chondre peut être constitué de quelques **gerbes flexueuses de cristaux dendritiques** d'olivine et de pyroxène, une texture liée sans doute à un processus de dévitrification (I et J). Dans ces deux derniers cas, on peut considérer que ces chondres ont **totalement fondu** avant de recristalliser rapidement, voire de subir une trempe si sévère qu'ils se vitrifient brutalement.

Ces variations de textures dans les chondres indiquent donc des **taux de fusion** différents et des **taux de nucléation et de croissance cristalline** également très variables d'un chondre à l'autre. Nucléation et croissance des cristaux dépendent beaucoup du degré de surfusion du liquide formé : un degré de surfusion fort à très fort, avec un liquide abondant et pauvre en germes, conduit à un développement squelettique ou dendritique des cristaux, voire à une absence de ceux-ci et à la vitrification du chondre par défaut de germe. Secondairement, une dévitrification du chondre peut s'opérer aussi par **rééquilibrage textural du verre métastable** lors d'un **épisode de métamorphisme thermique** ultérieur. On voit donc que les textures des chondres, **très variées dans une même chondrite**, indiquent **une origine, une histoire thermique et une cinétique de recristallisation compliquées et très variables** au sein du disque solaire. Leur **brassage intense** au cours de l'accrétion finale des corps chondritiques peut expliquer leur diversité texturale au sein d'une même chondrite. Néanmoins, la formation et la diversité des chondres restent encore peu comprises.

La matrice entourant les chondres

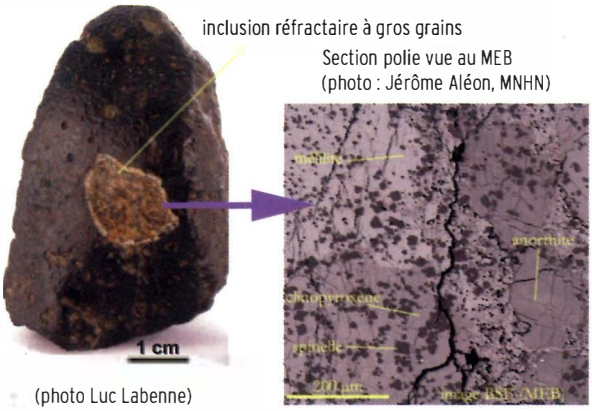
Présente en volume variable (de 100 % dans les chondrite CI à moins de 10 % dans les chondrites à enstatite), la matrice à grain très fin entourant les chondres (photo 2) peut contenir beaucoup de **métal** (**alliage Fe-Ni**) sous forme de globules parfois très abondants, des **sulfures précoces**, peu de constituants volatils (H, He), mais surtout de **l'eau** et des **molécules organiques** associées à des phyllosilicates hydratés (argiles et serpentines principalement, mais aussi micas et chlorites) et à des carbonates et des sulfates. La présence des phyllosilicates de basse température témoigne d'un **processus d'altération hydrothermale secondaire** à basse température déstabilisant les minéraux primaires comme l'olivine, le pyroxène et le métal, ce dernier étant oxydé pour former de la magnétite, des hydroxydes et des sulfures secondaires (assemblages de troïlite FeS et de pentlandite $(Fe,Ni)_9S_8$). Tous ces assemblages sont typiques de la matrice des chondrites C. Toutefois certains pensent que l'oxydation du fer et la formation de sulfures pourraient être primaires, par la réaction :

$$H_2O\ (glace) + S + 2\ Fe \rightarrow FeO + FeS + H_2\ (gaz)$$

Une recristallisation secondaire de cette matrice dans les chondrites ordinaires tend vers des **assemblages minéralogiques anhydres** (olivine, pyroxène, feldspaths) dans lesquels **les olivines s'enrichissent en fer** par rapport aux olivines primaires magnésiennes (idem pour les olivines des chondres), témoignant de l'oxydation du métal Fe. Cette recristallisation plus ou moins forte traduit un **métamorphisme thermique** au moment de la formation des astéroïdes et un **métamorphisme de choc** accompagnant leurs collisions, expliquant aussi les marques de déformation de la matrice et des chondres, voire la **structure bréchique** de certaines chondrites.

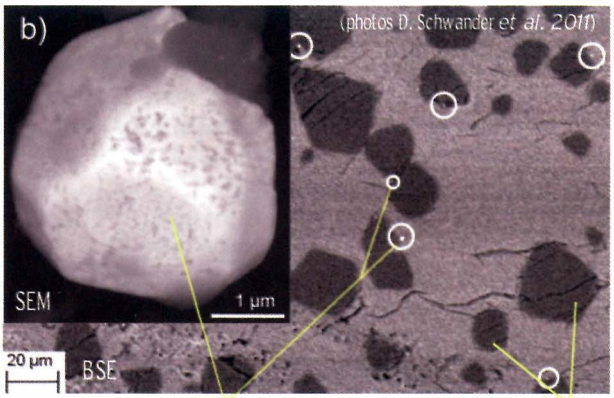
Roches extra-terrestres

1 Grosse inclusion réfractaire dans une chondrite



(photo Luc Labenne)

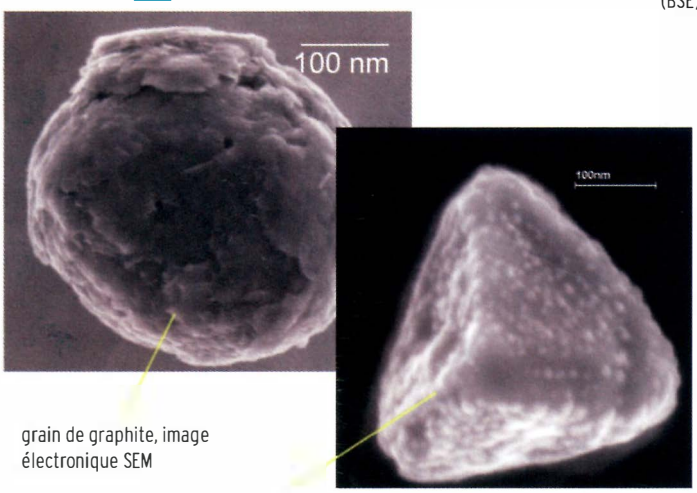
3 Alliage de métaux rares



cristaux de métaux rares (alliage Os, Pt, Ir...) vus au MEB, images obtenues avec les électrons rétrodiffusés (BSE) et les électrons secondaires (SEM en b)

Mélilite

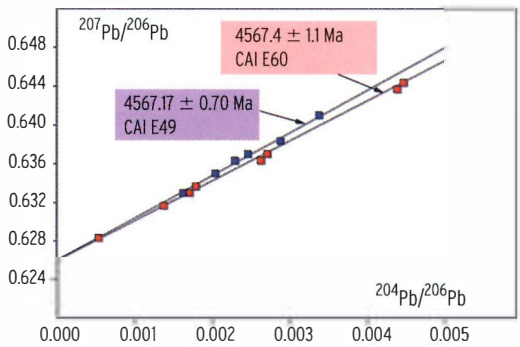
3 Grains présolaires vus au MEB



grain de graphite, image électronique SEM

cristal de carbure de silicium SiC (Image SEM: Max Planck Institute for Chemistry)

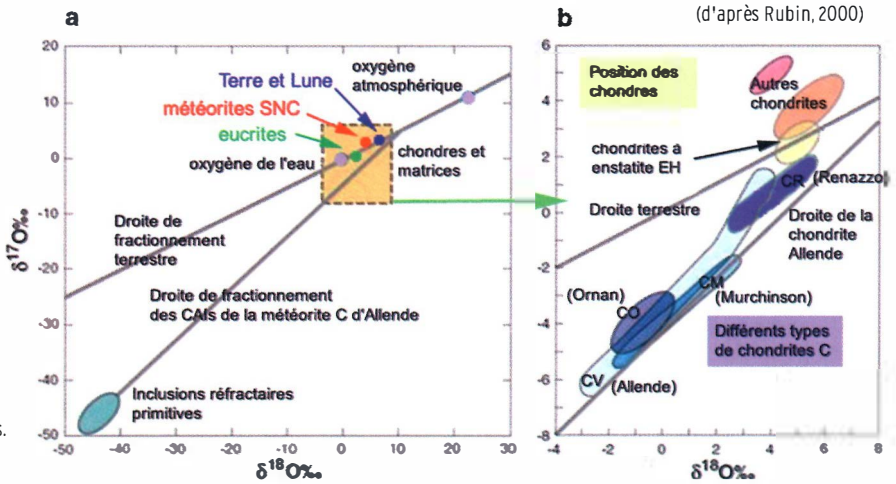
4 Datation Pb/Pb des CAIs



Isochrones réalisées sur les CAIs (*Ca-, Al-rich Inclusions*) de deux chondrites carbonées différentes (d'après Amelin *et al.*, 2002)

5 Isotopes de l'oxygène dans les chondrites, leurs CAIs, dans les matériaux terrestres et les achondrites

(d'après Rubin, 2000)



a : la droite de fractionnement terrestre a une pente de 1/2 alors que la droite de fractionnement des CAIs a une pente de 1.

$$\delta\,^{18}O = \left[\frac{(^{18}O/^{16}O_{mesuré})}{(^{18}O/^{16}O_{SMOW})} - 1\right] \times 1000$$

et $(\delta^{17}O = 0{,}52 \times \delta^{18}O)$

b : les chondrites C s'étalent depuis la droite des CAIs vers la droite de la Terre sur laquelle se trouvent les chondrites à enstatite et les achondrites (eucrites et SNC) ; d'autres chondrites s'écartent des deux droites.

Les inclusions réfractaires (CAIs : Ca-, Al-rich inclusions)

Ce sont des inclusions blanches (de diamètre allant du mm à 2 cm) très visibles par leur couleur et différentes des chondres habituels (photo 1). Elles s'observent dans les chondrites carbonées comme la chondrite d'Allende (Mexique) qui en est très riche (10 % en volume). Les minéraux principaux des CAIs sont : la mélilite ($Ca_2[Al_{2-2x},Mg_x]Si_{1+x}O_7$), le spinelle ($MgAl_2O_4$), la pérovskite ($CaTiO_3$), le clinopyroxène. S'y ajoutent aussi des minéraux très alumineux comme le corindon (Al_2O_3) et l'hibonite ($CaAl_{12}O_{19}$), l'anorthite et la forstérite, notamment dans les chondrites CI, et un peu de verre. Plus encore, quelques météorites C (Allende, Murchinson et Paris) ont livré des cristaux d'alliages de métaux rares (Os, Ir, Rh, Pt...) de taille nanométrique, appelés RMN (*Refractory Metal Nugets ;* photo 2), inclus dans les CAIs, ce qui en ferait les minéraux métalliques les plus précocement condensés dans le disque solaire.

Tous leurs minéraux cristallisent entre 1 400 et 1 000 °C dans les zones chaudes de condensation du gaz solaire. Cela explique en particulier la différence de pente de fractionnement des isotopes ^{17}O et ^{18}O (document 5) observée entre les chondrites et leurs CAIs (pente 1), les matériaux terrestres et les achondrites (pente 1/2) : la production d'ozone à partir de He par irradiation intense à proximité de la protoétoile **enrichit de façon égale les deux isotopes ^{17}O et ^{18}O** ; ce n'est plus le cas au cours de la différenciation planétaire. Certaines inclusions sont de fins agrégats irréguliers de cristaux condensés directement à partir du gaz solaire chaud. D'autres, plus sphériques et à gros grains comme les chondres, ont subi des épisodes rapides de fusion-cristallisation postérieurs à leur formation, pendant lesquels elles ont pu perdre par évaporation jusqu'à 30 % de leur masse, ce qui les a enrichies en isotopes lourds (notamment isotopes d'Al et Si) par rapport aux isotopes légers (par fractionnement). Enfin, les RMN inclus dans les CAIs ont des températures de cristallisation plus élevées encore, autour de 1 550 °C, les désignant comme les premiers condensats du disque solaire.

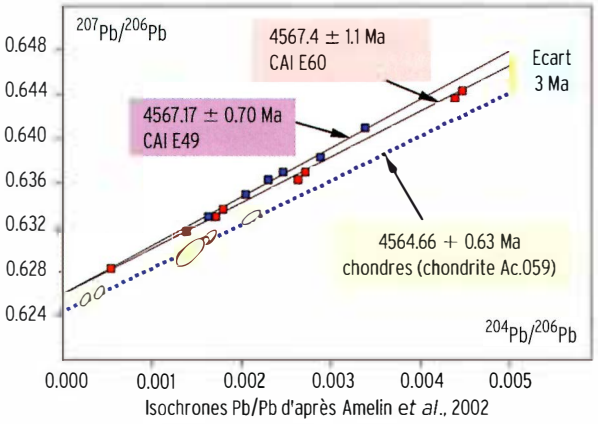
Les isotopes à longue période du plomb donnent un âge de l'ordre de **4,5675 ± 0,0005 milliards** d'années (document 4) ; ce sont donc les agrégats de cristaux les plus précoces du système solaire. Si l'on dose un isotope radiogénique (marqué d'une étoile *) comme $^{26}Mg^*$ provenant de la désintégration de l'isotope radioactif à courte période ^{26}Al (ce dernier ayant totalement disparu car sa demi-vie est de seulement 0,73 Ma), on constate que les **CAIs ont toutes un excès plus ou moins grand de $^{26}Mg^*$** (par rapport à $^{26}Mg^*/^{24}Mg$ solaire) : cela signifie qu'elles se sont formées bien avant la disparition totale par désintégration de l'isotope radioactif ^{26}Al (on parle de radioactivité éteinte), soit moins de 7,3 Ma (10 fois la période de l'élément radioactif) après les premiers stades de condensation du système solaire. D'autres isotopes radioactifs à plus courte période encore ($^{129}I/^{129}Xe^*$ ou $^{41}Ca/^{41}K^*$) permettent maintenant de dire que **ces inclusions réfractaires se sont formées en moins de 100 000 ans à partir de l'âge initial du disque solaire !** Si beaucoup d'isotopes à courte période proviennent de l'irradiation des CAIs par les flux intenses de particules provenant du Soleil encore au stade de protoétoile, cela reste discutable pour les couples $^{26}Al/^{26}Mg^*$ et surtout $^{60}Fe/^{60}Ni^*$ car leurs isotopes radioactifs ^{26}Al et ^{60}Fe sont surtout produits dans les **étoiles massives en fin de vie** (masse > 25 masses solaires). Lors de l'explosion (supernova) d'une étoile massive peu éloignée de la nébuleuse solaire, cette dernière aurait été ainsi ensemencée en ^{26}Al et ^{60}Fe juste avant sa contraction. Cela veut donc dire que **les excès en isotopes radiogéniques $^{26}Mg^*$ et $^{60}Ni^*$ sont dus aux éléments radioactifs produits lors de la supernova d'une étoile massive en fin de vie et incorporés à la nébuleuse solaire**.

Les grains présolaires

Grâce aux analyses à la microsonde ionique (nanoSIMS), on a découvert dans les chondrites C **des grains nanométriques** (photo 3) **de carbure de silicium et de titane (SiC, TiC), de graphite et de diamant attestant d'un milieu pauvre en oxygène**, donc différent du milieu solaire riche en oxygène, et qui présentent des anomalies isotopiques du carbone ($^{12}C/^{13}C$), du néon et du xénon par rapport aux valeurs solaires. De même il existe des grains de **corindon**, de **spinelle** et de **silicates**, attestant cette fois d'un milieu riche en oxygène, mais ces grains ont aussi des anomalies des isotopes stables de l'oxygène par rapport aux valeurs solaires. Ces anomalies signent **l'origine extrasolaire des grains** ayant pris naissance lors de la nucléosynthèse opérant soit dans des **supernovae d'étoiles massives**, soit dans les **étoiles géantes en fin de vie**, notamment les **géantes rouges**. Leurs éjectas, ces **« poussières d'étoile » présolaires**, ont ensemencé la nébuleuse solaire.

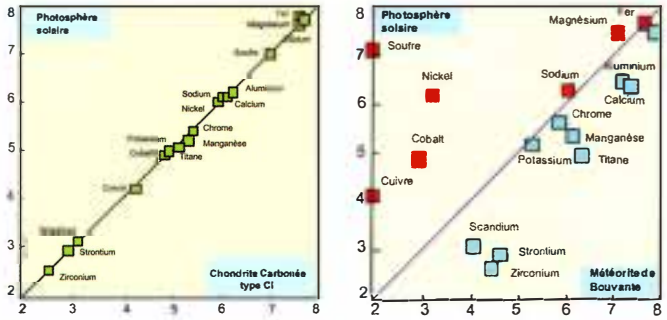
Roches extra-terrestres

1 Datation des CAIs et des chondres



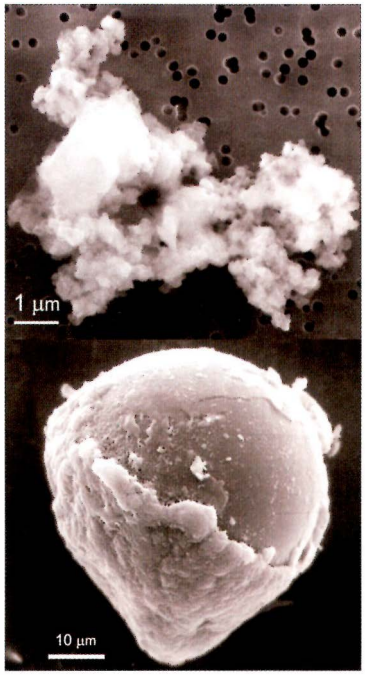
Isochrones Pb/Pb d'après Amelin *et al.*, 2002

2 Composition des météorites comparée à celle de la photosphère solaire



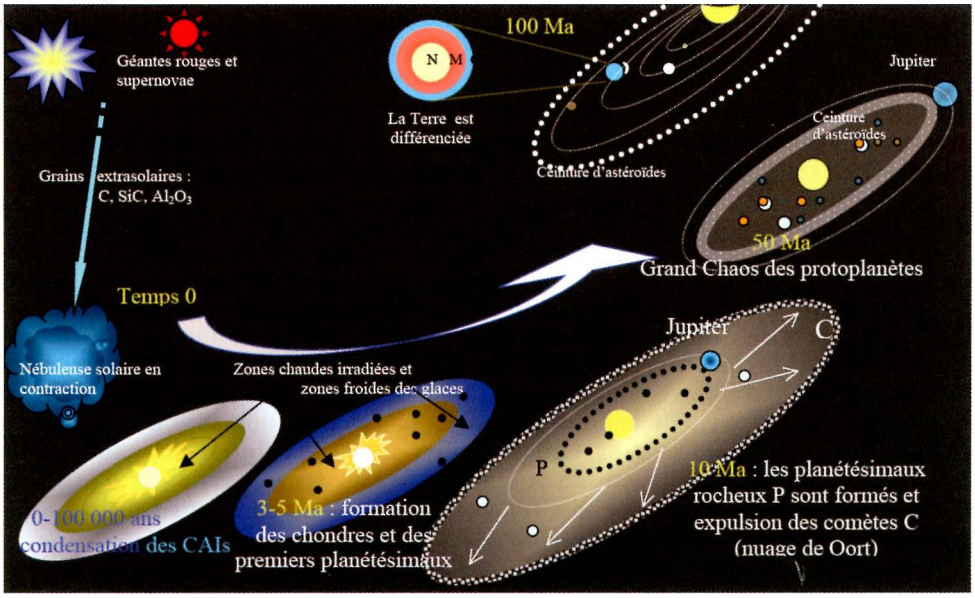
Les chondrites carbonées CI ont une composition identique à celle de la couronne externe du Soleil et représentent la nébuleuse protosolaire ; les achondrites différenciées (comme celle de Bouvante) ont une composition très différente (unités en puissance de 10, normalisées en fixant arbitrairement à 1 la teneur solaire en atome de Si, d'après B. Dévouard).

3 Poussières cométaires de la mission "Stardust"



Deux types de poussières : en haut un agrégat de cristaux de silicates ; en bas, une sphérule de verre (images SEM obtenues en microscopie électronique ; photos NASA)

4 Histoire hypothétique des premiers 100 Ma du système solaire



Les événements marquant le début de la formation du système solaire

Les météorites apportent donc des renseignements précieux sur la formation du système solaire dont les premiers solides (les CAIs : *Ca-, Al-rich inclusions* ; fiche 55), datés par les isotopes du plomb (document 1), donnent un âge de **4 567,5 Ma ± 0,5 Ma, très proche de l'âge du système solaire** (avec les CAIs de la météorite d'Allende : 4 568,5 ± 0,5 Ma), ce qui signifie que la contraction de la nébuleuse initiale a commencé quelques dizaines à centaines de milliers d'années plus tôt. Les premiers corps solides formés incluant des grains pré-solaires, les RMN (*Refractory Metal Nugets*, fiche 55), les CAIs et les premiers silicates, sont nommés **premiers planétésimaux**, sortes de planètes primordiales, dont les compositions (chondrites CI riche en CAIs ?) ne sont pas vraiment bien connues. **Certaines météorites de fer ont le même âge que les CAIs**, ce qui suppose que le temps d'accrétion et de différenciation de ces planétésimaux aurait été extrêmement bref, inséparable du point de vue temps de la formation des CAIs. Grâce à la radioactivité, notamment celle des éléments à courte période comme ^{26}Al, les plus gros d'entre eux (environ 1 000 km de diamètre) ont pu s'échauffer suffisamment pour atteindre la fusion et la différenciation très rapide d'un noyau métallique. Pour des raisons de température et de pression (ondes de choc) variables dans le disque solaire, les chondres ont subi des épisodes de fusion-recristallisation plus ou moins poussés, puis de métamorphisme.

Les chondrites se sont formées plus tardivement et plus lentement car **l'âge des chondres s'étale sur les 3 à 5 Ma suivants** (document 1 : âge de 4 564,66 Ma ± 0,63), pour former par accrétion les **planétésimaux chondritiques**. La radioactivité, notamment de ^{26}Al, fut trop faible pour que les planétésimaux chondritiques aient pu fondre par échauffement. **Les chondrites carbonées** en particulier **ont gardé une composition primitive**, représentative de celle du disque solaire en formation (document 2), bien que leur paragenèse minérale ait subi une altération hydrothermale de basse température. Les poussières cométaires (mission « *Stardust* », document 3) ne sont pas différentes des matériaux formant les chondrites C : il n'y a donc pas de coupure réelle entre les chondrites C et la matière cométaire.

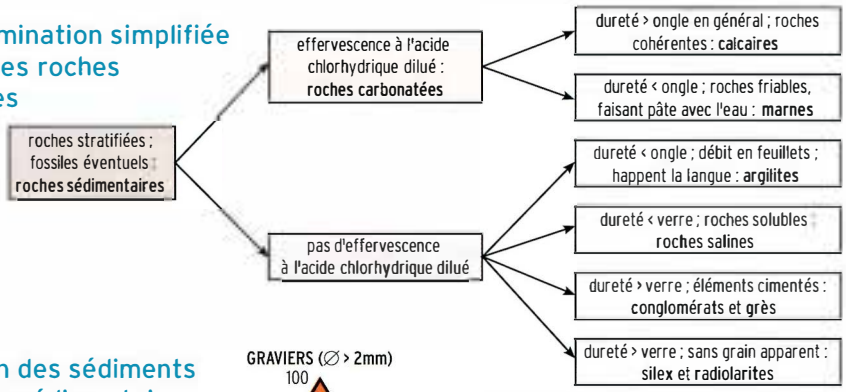
La formation des planètes telluriques

La disparition des premiers planétésimaux et de la plupart des planétésimaux chondritiques est due aux épisodes de **collision et d'accrétion qui ont généré les planètes telluriques au cours des 100 premiers Ma**, sauf dans la ceinture d'astéroïdes en avant de Jupiter. L'énergie apportée par des impacts géants a été suffisante pour que les planètes, après fusion, se différencient en un **noyau métallique** se séparant d'un **océan magmatique** qui s'est lui-même couvert d'une **croûte**. L'existence des météorites différenciées atteste de cette différenciation et de ces chocs entre astéroïdes et planètes. **Leurs compositions ne sont plus celle de la nébuleuse solaire primitive à la différence des chondrites C** (document 2). Le système isotopique $^{182}Hf/^{182}W^*$ (* : élément radiogénique) appliqué aux roches du manteau terrestre et aux roches lunaires (comparativement aux chondrites) permet de dater cette différenciation, notamment celle de la Terre, comme s'étalant entre 30 et 100 Ma, la Lune se formant autour de 50 Ma suite à une collision géante entre la Terre primitive et une autre planète (document 4). Cependant, l'analyse et la datation des météorites SNC (initiales des trois grands types pétrologiques, fiche 53) martiennes montrent qu'au contraire Mars s'est formée et différenciée beaucoup plus tôt, en 2 Ma : Mars serait-elle une planète relique des premiers planétésimaux ?

En se référant à une synthèse chronologique proposée récemment (M. Chaussidon, 2013), un modèle synthétique de la formation du système solaire, dont les météorites primitives et différenciées, les micrométéorites et les poussières cométaires rendent compte, est présenté en document 4.

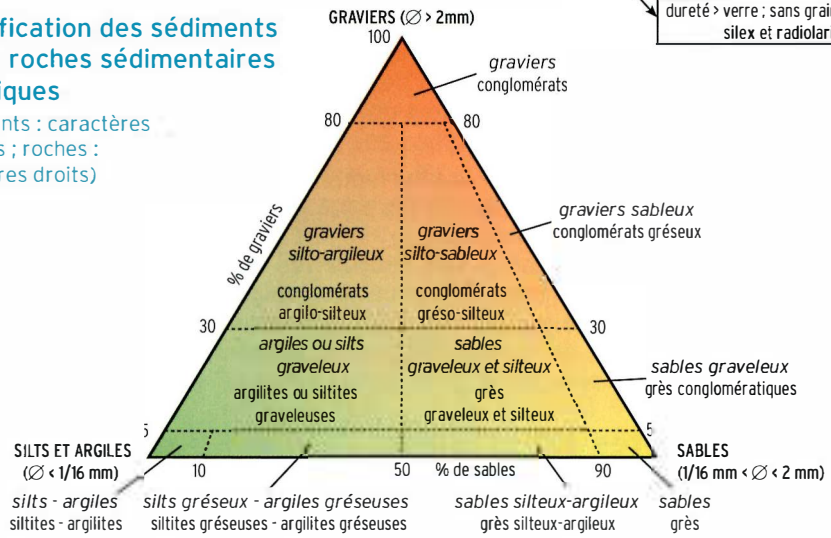
5 Roches sédimentaires

1 Clé de détermination simplifiée des principales roches sédimentaires

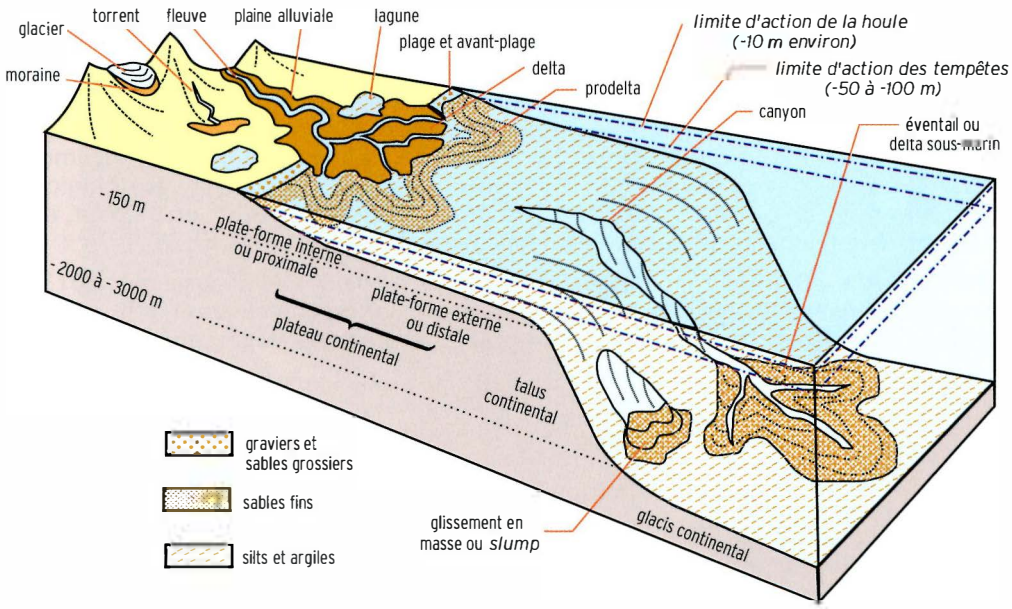


3 Classification des sédiments et des roches sédimentaires détritiques

(sédiments : caractères italiques ; roches : caractères droits)



3 Principaux environnements de la sédimentation détritique ou terrigène



Classification des roches sédimentaires (1)

fiche 57

Caractères généraux

Les roches sédimentaires se forment à la surface de la Terre ; toujours d'**origine secondaire**, elles proviennent de l'altération de roches préexistantes, magmatiques, métamorphiques ou déjà sédimentaires. Les roches sédimentaires sont en général **litées** ou **stratifiées**, la puissance des couches variant de l'échelle millimétrique à l'échelle décamétrique. La stratification s'observe le plus souvent au niveau de l'affleurement et, parfois, à l'échelle de l'échantillon. Les roches sédimentaires peuvent contenir des **fossiles** (coquilles, restes de plantes, tests d'organismes planctoniques, empreintes de terriers, traces de pas...). Ces deux critères associés constituent un élément certain d'identification des roches sédimentaires. Celles-ci sont classées en fonction de l'origine de leurs constituants ou de la nature de ceux-ci.

Classification génétique des roches sédimentaires

L'origine des constituants permet de distinguer :

- les **roches détritiques** ou **terrigènes** formées à partir des particules issues de l'altération des reliefs ;
- les **roches biochimiques** dont la formation fait intervenir l'action des êtres vivants, de manière directe lorsqu'ils prélèvent dans le milieu des solutés minéraux pour édifier leur squelette (coquilles, tests, polypiers...), ou indirecte lorsque leur activité métabolique conduit à la précipitation de solutés minéraux (précipitation de la calcite en lien avec la photosynthèse par exemple) ;
- les **roches d'origine chimique** obtenues par précipitation purement chimique de solutés, sous l'effet de l'évaporation de l'eau de mer par exemple.

Classification chimique des roches sédimentaires

Elle se fonde sur la nature des constituants principaux avec, pour classes principales :

- les roches **carbonatées**, contenant du carbonate de calcium $CaCO_3$ (cristallisant sous forme de calcite ou d'aragonite) ou du carbonate de calcium et de magnésium $CaMg(CO_3)_2$ (sous forme de dolomite) ;
- les roches **siliceuses**, constituées essentiellement de silice SiO_2 à l'état de quartz ou de produits finement cristallisés (opale...) ;
- les roches **salines**, comprenant notamment des chlorures et des sulfates.

Analyse d'une roche sédimentaire

Elle vise à retrouver grâce à l'examen attentif de la roche, à l'œil nu, à la loupe ou au microscope, et au moyen de quelques tests simples (réaction ou non à l'acide chlorhydrique dilué, dureté par rapport au verre, au clou ou à l'ongle, comportement à l'eau... – voir document 1) :

- la composition chimique de la roche ;
- les caractères de ses constituants (taille et forme des grains, nature des fossiles...) et de leur ciment ;
- son origine probable et les modalités de sa genèse (milieu et conditions dans lesquelles le dépôt s'est effectué : marin ou continental, peu profond ou profond, agité ou non, chaud ou tempéré, etc.).

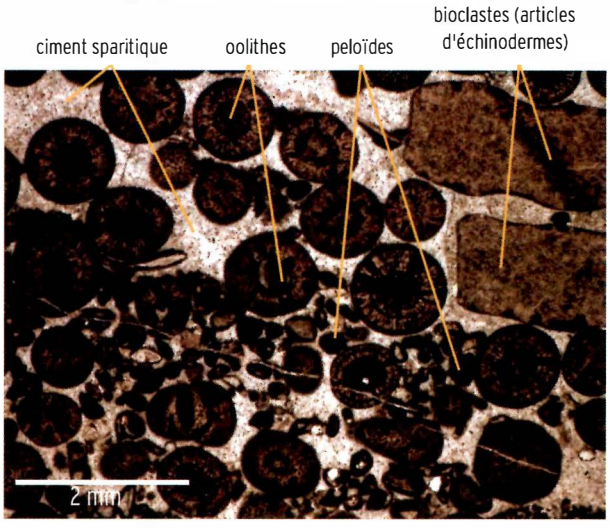
Les deux premiers points doivent amener à nommer précisément la roche.

Classification des roches détritiques

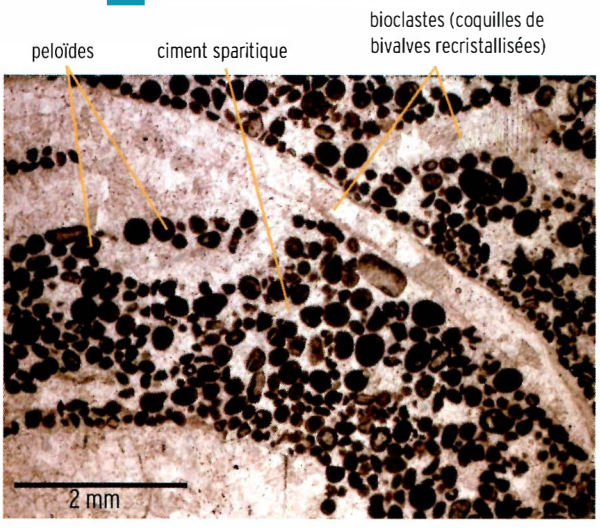
Ce sont les roches sédimentaires les plus abondantes. Elles contiennent très souvent du quartz, minéral très résistant à l'altération, mais pas exclusivement (des fragments calcaires y sont assez fréquents). Elles sont classées selon la taille ou **granulométrie** des éléments figurés qui les constituent (document 2). Y sont distingués les **sédiments** qui ne sont pas à proprement parler des roches car non consolidés, et les **roches** issues de leur cimentation. Le document 3 illustre les principaux environnements où se rencontrent les formations détritiques.

Roches sédimentaires

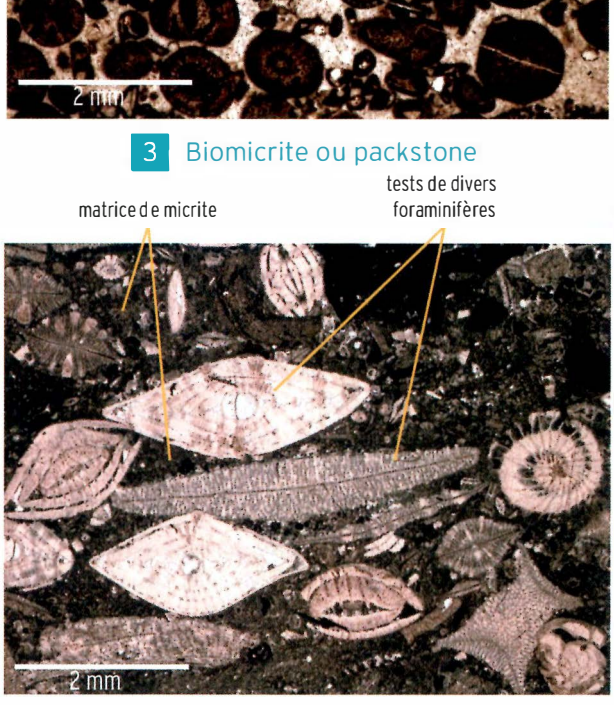
1 Oosparite ou grainstone



2 Biopelsparite ou grainstone



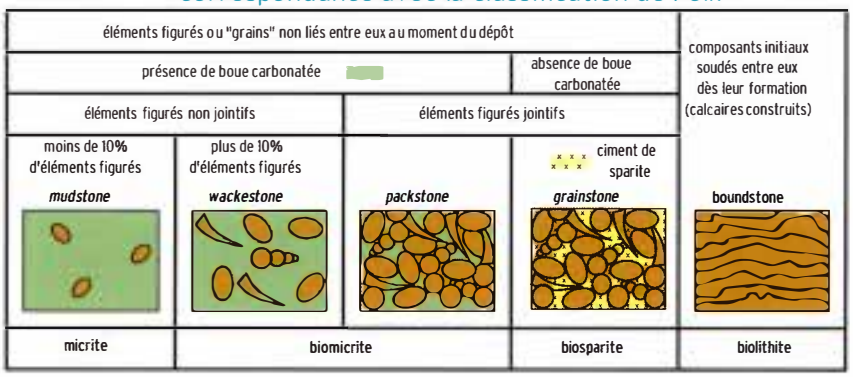
3 Biomicrite ou packstone



4 Classification simplifiée des calcaires selon Folk

éléments figurés	bioclastes	oolithes	peloïdes
matrice micritique	**biomicrite**	**oomicrite**	**pelmicrite**
ciment sparitique	**biosparite**	**oosparite**	**pelsparite**
construction	**biolithite**		

5 Classification simplifiée des calcaires selon Dunham et correspondance avec la classification de Folk



Classification des roches sédimentaires (2)

fiche 58

Classification des roches carbonatées

Les roches carbonatées sont les roches dont les espèces chimiques sont des carbonates, principalement $CaCO_3$ et dans une moindre mesure $CaMg(CO_3)_2$. Le carbonate de calcium cristallise sous forme de **calcite** ou d'**aragonite**. Les calcaires contiennent au moins 50 % de $CaCO_3$. Le carbonate de calcium et magnésium produit par cristallisation la **dolomite** qui, lorsqu'elle est majoritaire, constitue les dolomies.

Outre leur dureté inférieure à celle du verre ou du fer, le critère de reconnaissance des roches calcaires est le test à l'acide chlorhydrique dilué : elles font effervescence à froid à une goutte d'acide selon la réaction : $CaCO_3 + 2\ HCl \rightarrow Ca^{2+} + 2\ Cl^- + CO_2 + H_2O$.

Deux classifications basées sur les observations en lames minces sont utilisées pour les roches calcaires.

Classification de Folk (1959)

Elle est fondée sur la nature des éléments figurés dominants et sur la nature de la phase de liaison.

Les **éléments figurés** (ou *allochems*) se subdivisent en fonction de leur origine en : **bioclastes**, restes de coquilles ou de tests, entiers ou fragmentés (photos 1 et 3) ; **oolithes**, petites billes millimétriques à organisation concentrique (photo 1) ; **péloïdes**, petites particules ovoïdes sans structure interne dont certaines correspondent aux pelotes fécales du zooplancton (photo 2) ; **intraclastes**, fragments d'anciennes roches sédimentaires resédimentés.

La **phase de liaison** des éléments peut être soit :

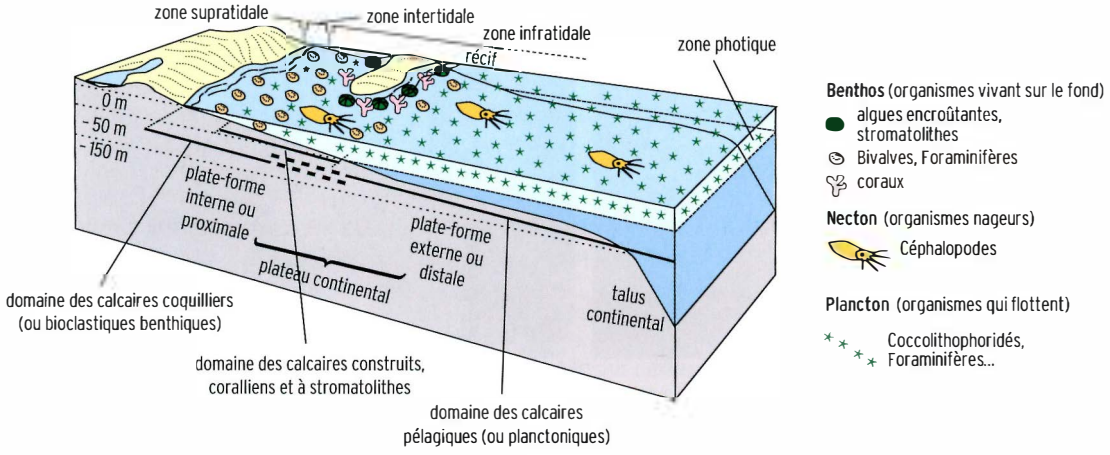
- une **matrice** de calcite microcristalline (∅ < 5 µm), ou **micrite**, boue calcaire de précipitation directe ou indirecte (activité de micro-organismes). La micrite apparaît mate et plus ou moins sombre à l'œil nu, marron foncé en lame mince (photo 3) ;
- un **ciment** de calcite en grands cristaux, nommé **sparite**, dont l'origine est essentiellement postérieure au dépôt donc diagénétique. Il apparaît translucide à l'œil nu et en lame mince, sous LPNA (photos 1 et 2).

Le nom de la roche comprend une première partie désignant les éléments figurés dominants et une seconde se rapportant à la phase de liaison (document 4). On parle de biolithites pour les calcaires construits.

Classification de Dunham (1963)

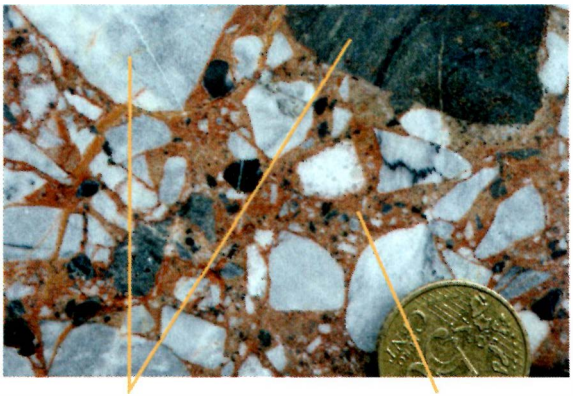
Trois types d'éléments sont pris en compte : (1) la disposition des éléments figurés dénommés « grains », (2) leur abondance, et (3) la présence ou l'absence de boue carbonatée (micrite) (document 5). Ces deux classifications sont complémentaires et sont souvent combinées dans la pratique ; on parle par exemple de « grainstone » oolithique pour désigner une oosparite à grains jointifs et sans micrite. La figure 6 présente les divers environnements de la sédimentation carbonatée et la distribution des communautés biologiques, benthos, necton et plancton.

6 Les principaux environnements de la sédimentation carbonatée



Roches sédimentaires

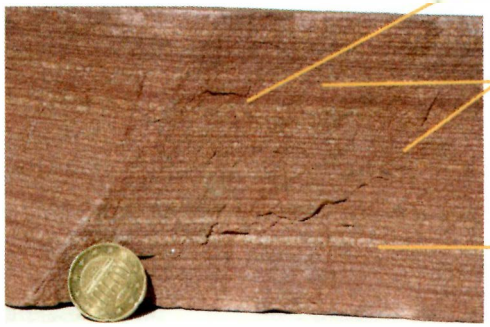
1 Conglomérat de type brèche



débris anguleux de nature variée (calcaire, schiste...)

ciment calcaire coloré par des oxydes de fer

3 Grès arkosique



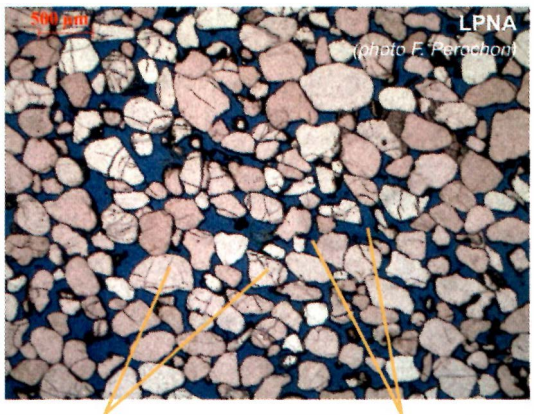
3 Conglomérat de type poudingue



galets de nature variée (quartzite, gneiss...)

ciment de grès arkosique

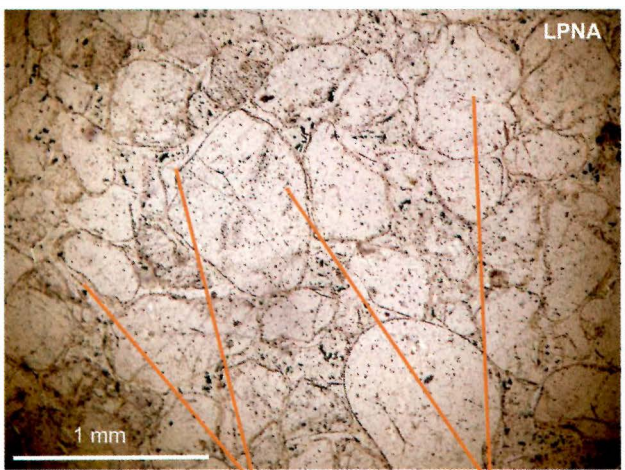
4 Grès quartzeux peu consolidé en lame mince



grains de quartz

pores connectés (coloration au bleu de méthylène)

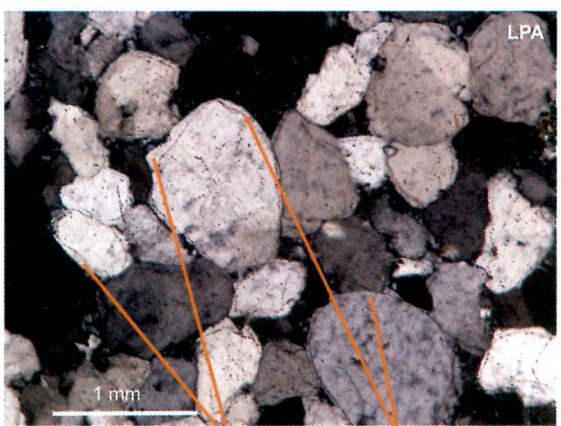
3 Grès quartzeux bien consolidé en lame mince



ciment siliceux diagénétique

grains de quartz émoussés

6 Grès quartzeux bien consolidé en lame mince



ciment siliceux diagénétique

surface d'origine des grains de quartz

Les conglomérats et les grès

fiche 59

Caractères généraux

Conglomérats et grès sont des roches sédimentaires **détritiques** contenant majoritairement des éléments de plus de 2 mm de diamètre pour les premiers, de taille comprise entre 0,0625 mm (1/16 mm) et 2 mm pour les seconds, et liés par un **ciment** mis en place au cours de la diagenèse (voir fiche 60). Leur description fait intervenir la nature des particules, leur forme, les caractères du ciment (quartzeux, calcitique...), le granoclassement éventuel des particules voire leur origine.

Caractères macroscopiques

Conglomérats : la forme des éléments cimentés, **anguleuse** ou au contraire **arrondie**, permet de distinguer les **brèches** (photo 1) et les **poudingues** (photo 2) respectivement. Les éléments cimentés, de taille souvent hétérogène, sont soit de nature variée (calcaire, schiste, quartzite, gneiss...) – on parle de **conglomérats polygéniques** dans ce cas –, soit de même nature – **conglomérats monogéniques**. On note en général l'absence de tout fossile et de tout granoclassement ou un granoclassement médiocre. Le ciment est soit carbonaté (réaction à l'acide chlorhydrique dilué et rayable par un clou – photo 1), soit siliceux (photo 2).

Grès : il présente un aspect et un toucher finement granuleux (photo 3). Il peut être siliceux ou calcaire, faisant alors effervescence à l'acide. La dureté, supérieure à celle du verre, indique la présence de quartz (**grès quartzeux**) et/ou de feldspaths (**grès arkosique** ou **arkose**), confirmée éventuellement par l'aspect gris vitreux des grains de quartz et blanc rosé des grains d'orthose. La stratification est parfois visible sous forme d'un fin litage des grains. Sur la photo 3, les lits sont colorés par des oxydes de fer ; on parle de rubéfaction (fiche 60).

Caractères microscopiques

La réalisation de lames minces ne concerne que les grès ou le ciment gréseux des conglomérats. L'usage de colorants (bleu de méthylène) permet de visualiser la porosité, souvent importante dans des grès peu cimentés (30 à 40 % – photo 4). Dans un grès quartzeux, le ciment siliceux mis en place lors de la diagenèse (photos 5 et 6) est de même orientation optique que les grains de quartz (limpide en LPNA, blanc à gris-noir en LPA) qu'il recouvre. La limite de ceux-ci est marquée par de fins liserés noirs d'impuretés (fiche 60).

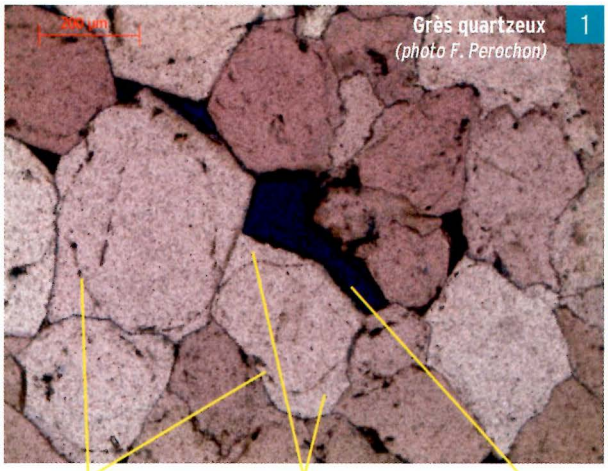
Enseignements complémentaires

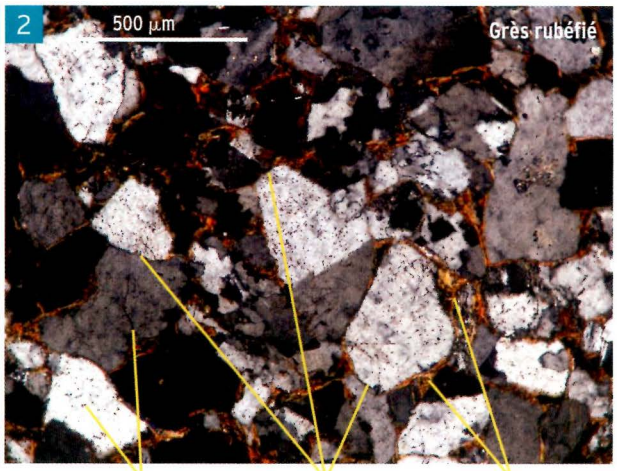
Origine

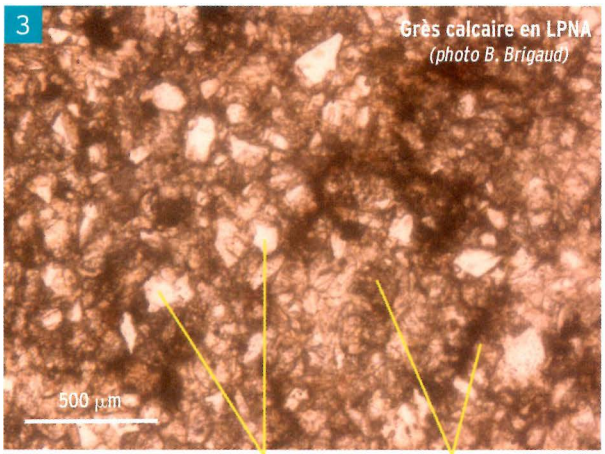
Conglomérats et grès relèvent de l'**érosion** de massifs cristallins et/ou calcaires. Ils portent souvent des marques de leurs conditions de **transport**. Ainsi la forme anguleuse des éléments des brèches traduit un **transport réduit** alors que la forme arrondie des galets des poudingues résulte d'une usure importante en domaine **fluviatile** ou en domaine **marin littoral** (cordons littoraux). La disposition des galets et graviers fournit éventuellement des indications sur les **directions de transport**. La forme des grains des grès est également révélatrice de l'agent de transport. Sur les photos 5 et 6, abstraction faite du ciment siliceux diagénétique, les grains aux formes arrondies et émoussées révèlent un transport par l'eau ou le vent.

Gisements

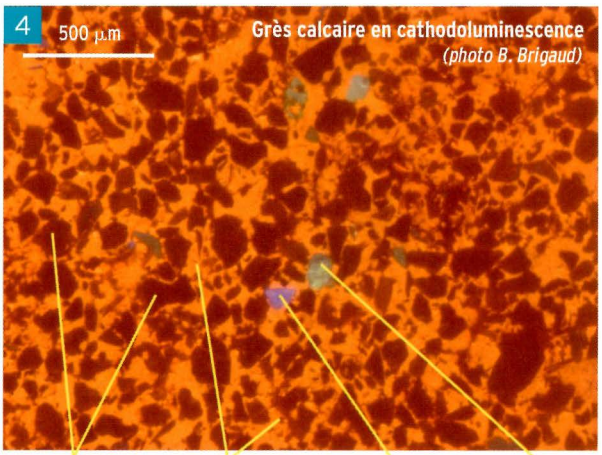
Les **brèches** représentent souvent des **dépôts de pente**, continentaux ou marins (éboulis cimentés, mal classés et mal stratifiés). Les **poudingues** constituent des formations détritiques puissantes dans des contextes orogéniques (molasses tertiaires des Alpes). Ils s'observent aussi fréquemment à la base de **formations transgressives** qui reprennent les galets issus de l'érosion des formations préexistantes. Les grès les plus connus en France sont les grès ordoviciens du Massif armoricain (grès armoricains) en lien avec l'orogenèse cadomienne, les grès arkosiques rouges du Trias (grès vosgiens) consécutifs à l'orogenèse varisque, les grès éocènes des flyschs alpins, mis en place lors de l'orogenèse alpine et les grès oligocènes de Fontainebleau en relation avec le relèvement tertiaire du socle du Massif central.



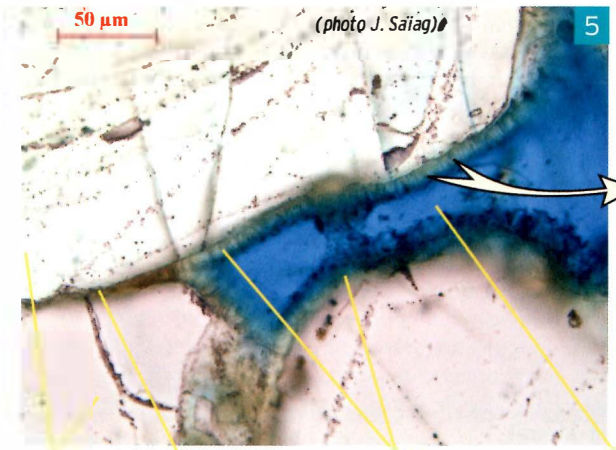


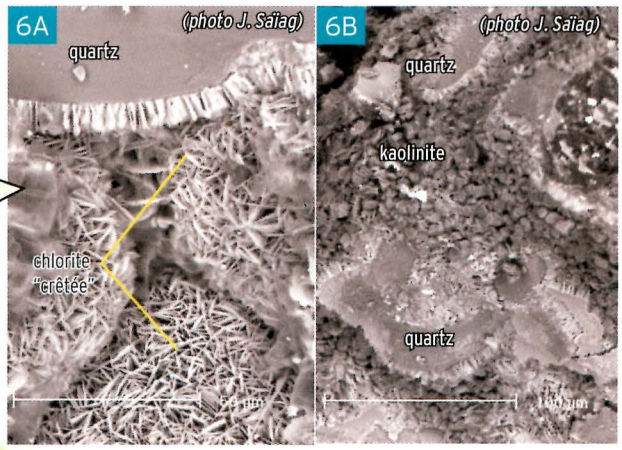


Argiles authigénétiques au sein d'un grès siliceux



Détails des revêtements argileux d'un grès au MEB





La diagenèse des sédiments détritiques de type sable

fiche 60

La transformation des sables en grès met en jeu un certain nombre de transformations physico-chimiques au rang desquelles la **cimentation** occupe une part importante. Sont ainsi couramment observables :

La cimentation des sables siliceux et/ou arkosiques par la silice

La croissance du ciment, sous forme de quartz en général, se fait en continuité optique avec les grains si bien qu'il ne se démarque pas en LPA (photo 1 et fiche 59, photo 6) ; il s'agit d'une **croissance syntaxiale**. Les grains ainsi enrobés acquièrent des formes euhédriques (entièrement bordées par des faces). Toutefois la morphologie originelle des grains demeure matérialisée par un fin liseré d'oxydes et d'argiles (s'il y a davantage de revêtement argileux, cela empêche la croissance du ciment). La silice peut avoir plusieurs origines ; elle peut résulter de l'altération et de la dissolution de feldspaths, d'amphiboles, de pyroxènes, de la dissolution de silice biogène (opale de diatomées, radiolaires, spicules d'éponges...), ou de la transformation des smectites en illite selon la réaction smectite → illite + quartz, et plus rarement du mécanisme de pression-dissolution aux points de contact entre grains de quartz. Les effets de ce mécanisme sont limités par une cimentation précoce, ce qui préserve alors une certaine porosité.

La cimentation carbonatée

Le ciment calcitique voire dolomitique (photo 3) est particulièrement bien identifiable par cathodoluminescence (photo 4 et fiche 65) ; il est soit précoce, soit tardif. Il peut résulter de l'évaporation de l'eau interstitielle en zone inter-littorale ou vadose comme on l'observe au niveau des grès de plage ou *beach rocks* formés en zones tropicales arides, ou de précipitation par suite de sursaturation des eaux interstitielles dans la zone phréatique superficielle, voire comme conséquence de l'augmentation du pH et de la température en domaine plus profond.

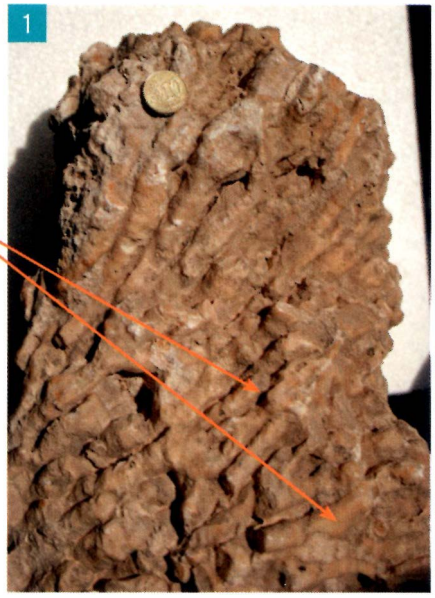
La néoformation ou authigenèse d'argiles

On a longtemps considéré la présence d'argiles autour des grains de sable comme le résultat de l'infiltration de particules fines détritiques. Ce n'est que récemment qu'on envisage pour un certain nombre d'entre elles une formation au sein du sédiment, ce qui correspond à l'**authigenèse** et définit un minéral authigénétique. Il s'agit dans ce cas d'un processus précoce dont l'origine diagénétique est démontrée par le fait que ce revêtement n'existe pas aux points de contact entre grains (photo 5). Les argiles présentes sont principalement la chlorite, l'illite et la kaolinite (photos 6A et 6B, et fiche 29) ; les ions nécessaires proviendraient de l'altération de sédiments volcanoclastiques basiques et de feldspaths par percolation d'eaux interstitielles plus ou moins agressives (conditions acides pour la kaolinite et basiques pour la chlorite et l'illite). Il peut y avoir également authigenèse de feldspaths.

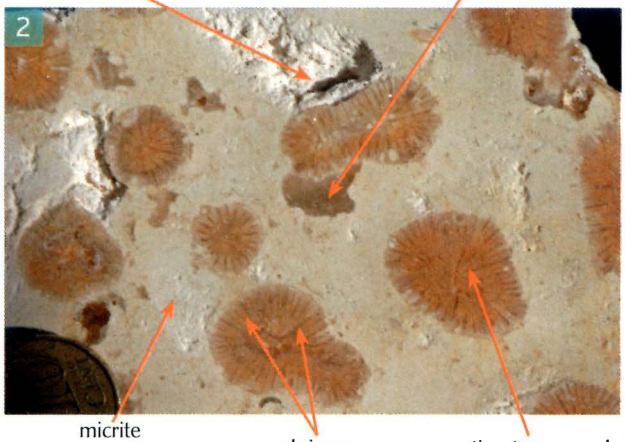
La précipitation d'hématite

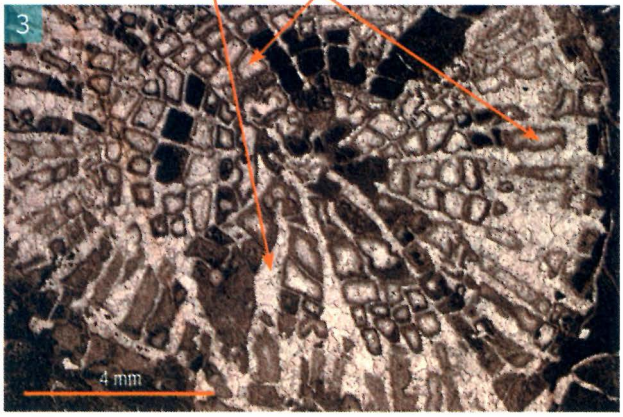
Les grès rouges ou **grès rubéfiés** sont relativement courants dans les formations géologiques (grès précambriens, du Dévonien, du Trias...). Leur faciès est celui d'environnements continentaux arides en général. L'hématite recouvre les grains et colore également les argiles authigénétiques (photo 2) ; il n'y a pas de dépôts au niveau des points de contact, attestant là encore l'origine diagénétique. Le fer est soit d'origine détritique (issu des cuirasses latéritiques), soit produit *in situ* lors de la diagenèse par hydrolyse des minéraux ferromagnésiens instables (amphiboles, pyroxènes, biotite, magnétite...). La forte porosité initiale de ces sables crée un environnement oxydant propice à la précipitation de l'hématite.

Corail colonial branchu



Calcaire à corail colonial branchu (section polie)

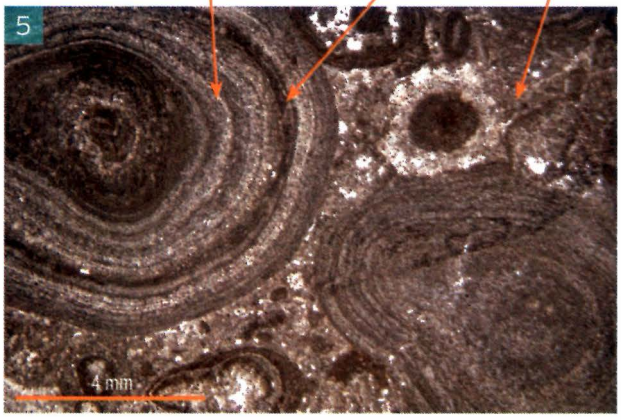




LPNA

Calcaire à stromatolithes





LPNA

Calcaire algaire



LPNA

Calcaires construits : coralliens, algaires et à stromatolithes

fiche 61

Caractères généraux

Les **calcaires coralliens** ou **récifaux** sont des calcaires construits sur place par des organismes vivant en colonies, les Cnidaires Anthozoaires. Les squelettes de chaque polype ou **polypiers** se distribuent selon les espèces en formes branchues (photos 1 et 2) ou plus massives. Ils sont identifiables à leur section circulaire et à leurs cloisons partielles rayonnantes (photo 3). Les espaces entre polypes sont plus ou moins comblés par une matrice micritique qui ménage parfois des cavités dont certaines ont été ultérieurement remplies par de la calcite sparitique lors de la diagenèse (photo 2). On parle de **biolithites** si on se réfère à la classification de Folk ou de **boundstones** selon la classification de Dunham (voir fiche 58 – documents 4 et 5).

Ces roches présentent les caractères des roches calcaires avec une dureté moyenne (elles ne rayent pas le verre) et une effervescence à l'acide chlorhydrique dilué.

Les **calcaires algaires** et **à stromatolithes** apparaissent en structures mamelonnées à allure typique en « chou-fleur » (photo 4). Ces derniers montrent une superposition de couches très fines, ou lamines, correspondant à des encroûtements successifs d'où découle leur dénomination de **stromatolithes** (du grec *stroma*, tapis et *lithos*, pierre). La dureté, modeste, et la réaction à l'acide chlorhydrique attestent de leur caractère carbonaté. Au microscope, en LPNA (photo 5), on observe des lamines concentriques ainsi que des plages de micrite, d'aspect sombre, du fait de la présence de matière organique. Dans le cas des algues, une organisation de chaque couche en loges cellulaires est parfois visible (photo 6).

Enseignements complémentaires

Origine

Les **calcaires coralliens** ou **récifaux** sont produits par l'activité des coraux ou Anthozoaires qui vivent en symbiose avec des algues photosynthétiques, les Zooxanthelles. Ces algues réalisent la photosynthèse et favorisent ainsi la précipitation de calcite par prélèvement du CO_2. Ceci forme les squelettes des polypes ou **polypiers**.

$$Ca^{2+} + 2\ HCO_3^- \rightarrow CaCO_3 + H_2O + CO_2$$

Les conditions de vie des coraux, déduites des observations actuelles, sont très strictes : elles supposent une température supérieure à 18/20 °C, une eau limpide, un milieu calme et peu profond pour assurer l'activité photosynthétique. La répartition des différentes formes de coraux dépend de l'énergie du milieu, avec des formes branchues et massives dans les zones de faible et haute énergie respectivement. Les calcaires algaires relèvent du même processus de minéralisation des parois (algues encroûtantes).

Les **calcaires à stromatolithes** résultent d'une activité biologique indirecte. Des biofilms bactériens (des cyanobactéries principalement) sont à l'origine de la précipitation de carbonate de calcium par suite de leur activité photosynthétique et ces biofilms aux enveloppes mucilagineuses réalisent simultanément un piégeage mécanique des minéraux. L'encroûtement progressif qui en résulte conduit à la mort de la couche bactérienne puis à la colonisation de ce substrat par un nouveau biofilm ce qui explique la disposition en lamines.

Gisements

Les **calcaires récifaux** apparaissent à partir du Dévonien (Ardennes) et se développent tout particulièrement lors du Jurassique (Bourgogne et Jura) voire du Crétacé où se substituent aux coraux des Lamellibranches singuliers, en forme de cônes, fixés et coloniaux, les Rudistes. Ces derniers sont abondants dans les calcaires urgoniens (Provence et massifs subalpins septentrionaux).

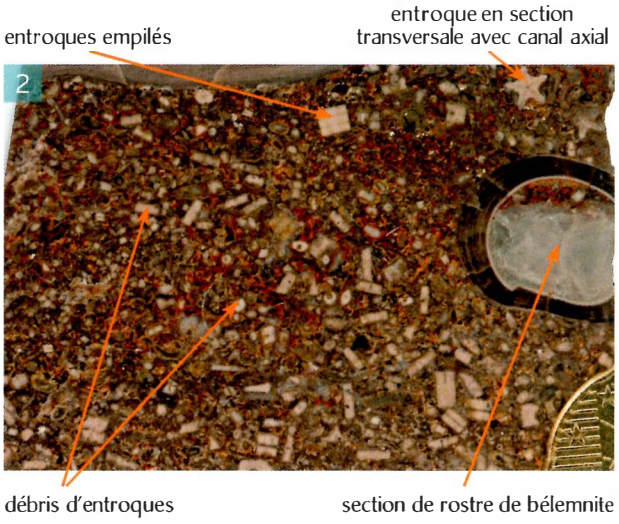
Les **calcaires à stromatolithes** sont les plus anciennes formations d'origine biologique reconnues en domaine continental avec un âge de 3,5 Ga environ pour les premières.

5 Roches sédimentaires

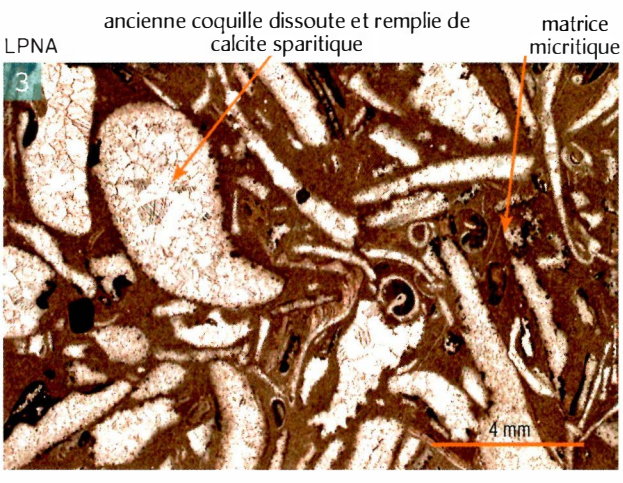
Calcaire bioclastique à Gastéropodes



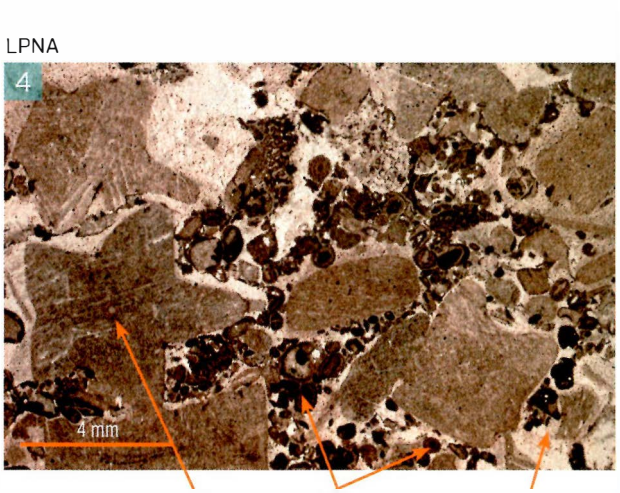
Calcaire bioclastique à entroques



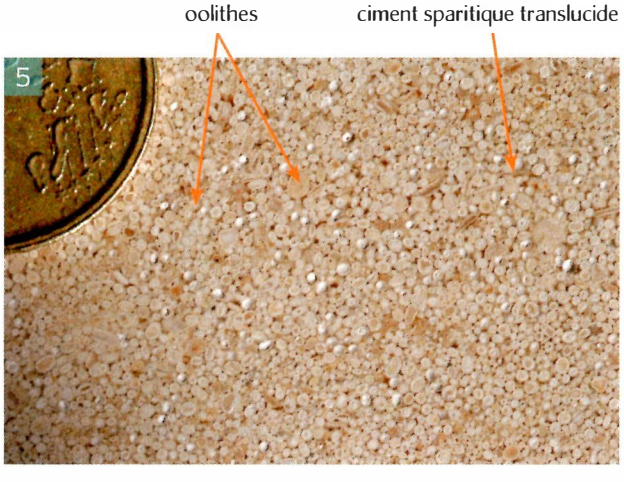
Calcaire bioclastique à bivalves

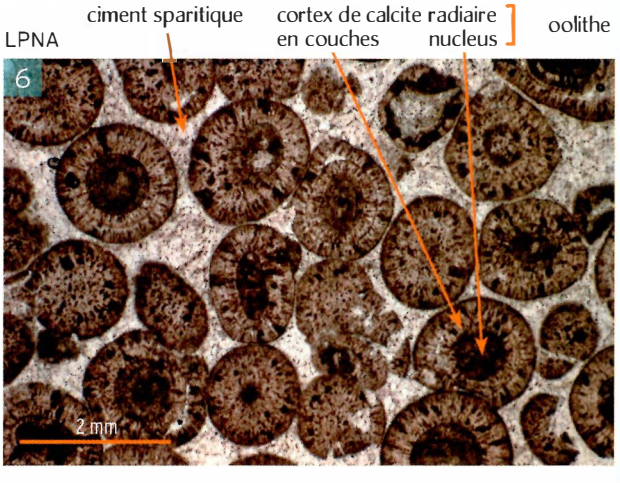


Calcaire bioclastique à entroques



Calcaire oolithique





Les calcaires bioclastiques – Les calcaires oolithiques

fiche 62

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **calcaires bioclastiques** sont d'une grande diversité par suite de la variété des bioclastes qui les constituent. Ceux-ci sont en général des coquilles, entières ou fragmentées selon l'agitation du milieu de dépôt, qui relèvent de différents taxons comme les Gastéropodes (photo 1), les Lamellibranches (photos 1 et 2) ou les Céphalopodes (rostre de Bélemnite de la photo 2). On trouve également dans certaines roches, en très forte proportion, des articles, ou entroques, de pédoncules ou de bras d'Échinodermes fixés, les Crinoïdes, souvent identifiables à leur symétrie d'ordre 5 et à leur canal (photo 2). D'autres peuvent comporter en abondance de grands Foraminifères benthiques, comme des Nummulites (fiche 63), ou de petits Foraminifères planctoniques (fiche 64), voire les deux.

Les **calcaires oolithiques** (photo 5) sont constitués d'une multitude de petites sphères millimétriques réunies par un ciment de type **sparite**. Ces sphérules sont appelées « **oolithes** » (du grec *ôon*, œuf, et *lithos*, pierre). Elles peuvent être accompagnées de débris coquilliers.

Ces roches calcaires sont de dureté moyenne (elles ne rayent pas le verre) et font effervescence à l'acide chlorhydrique dilué à froid.

Caractères microscopiques

L'observation microscopique des **calcaires bioclastiques** permet de repérer d'autres constituants comme les **peloïdes** (rejets des organismes comme des pelotes fécales) (photo 4) et de préciser la nature du matériel interstitiel, matrice micritique (photo 3) témoignant d'un milieu à faible énergie ou ciment sparitique (photo 4) propre aux milieux de haute énergie. Il est alors possible de nommer ces calcaires, **biomicrite** ou « **packstone** » pour la roche de la photo 3, **biosparite** ou « **grainstone** » dans l'exemple de la photo 4 (voir fiche 58).

L'observation de lames minces de **calcaires oolithiques** révèle la structure des **oolithes**. En LPNA (photo 6), elles montrent un noyau central ou « nucleus », de nature variée (débris de coquille, grain de sable, fragment de micrite...), recouvert de lamines concentriques de calcite à structure radiaire formant le « cortex ». Les grains jointifs et le ciment incolore car constitué de sparite conduisent à parler d'**oosparites** ou de « **grainstones** ».

Enseignements complémentaires

Origine

Les calcaires bioclastiques sont surtout abondants au niveau de la partie interne ou proximale des plates-formes carbonatées, soit en eaux chaudes ou tempérées, dans des zones de faible profondeur et de bonne limpidité (hors des zones d'apports d'éléments détritiques) où les communautés biologiques sont abondantes et variées par suite de l'activité photosynthétique qui s'y développe et entretient les chaînes alimentaires.

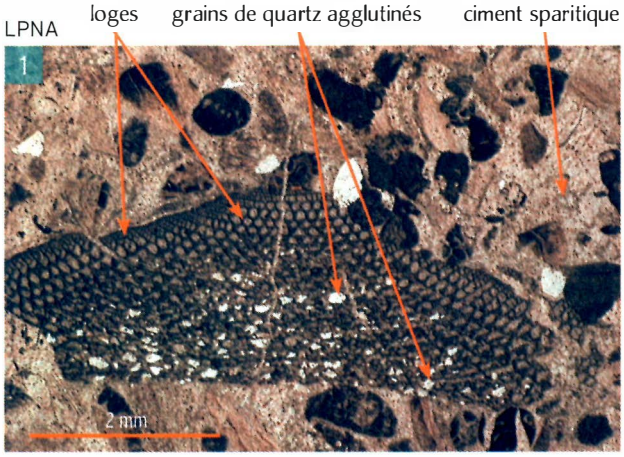
Les calcaires oolithiques résultent de phénomènes de précipitations chimiques. La précipitation a parfois été considérée comme directe, à partir d'eaux chaudes, modérément agitées et sursaturées en hydrogénocarbonates et calcium, mais une précipitation indirecte, faisant intervenir des voiles bactériens en surface des oolithes et comparable à celle des stromatolithes (fiche 61), est aujourd'hui invoquée. De telles conditions sont observées de nos jours sur les façades occidentales des îles de l'archipel des Bahamas et dans le golfe Persique, où se développent des gisements de sables oolithiques, non encore cimentés.

Gisements

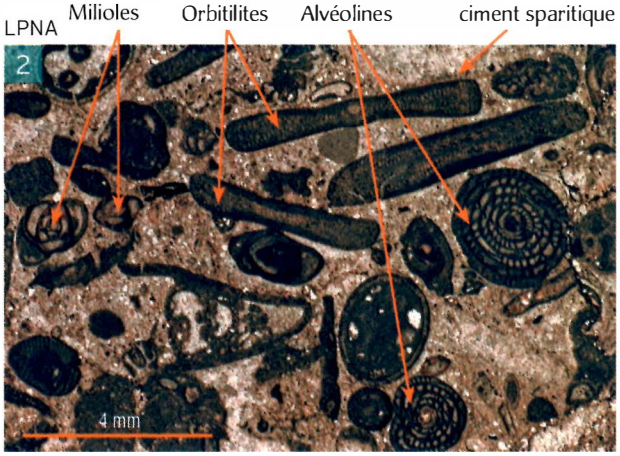
Les calcaires **bioclastiques** apparaissent véritablement à partir du Dévonien et se rencontrent en contexte de plates-formes, au niveau de hauts-fonds ou de zones littorales. Ils abondent tout particulièrement au Jurassique dans le Bassin parisien (Lorraine et Bourgogne), à une époque où des sables **oolithiques**,eux-mêmes abondants, ceinturaient les hauts-fonds colonisés soit par des peuplements à Crinoïdes, soit par des coraux (fiche 61).

5 Roches sédimentaires

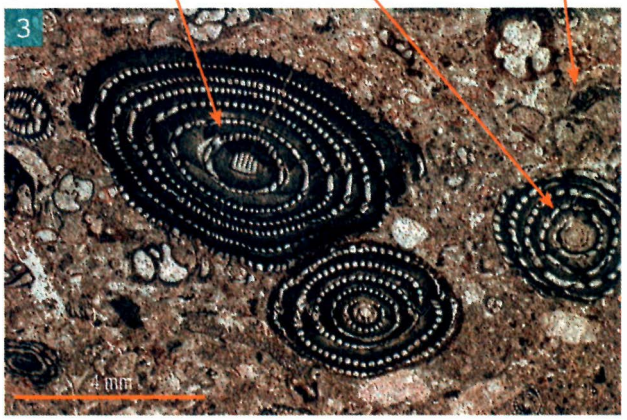
Calcaire à Orbitolines



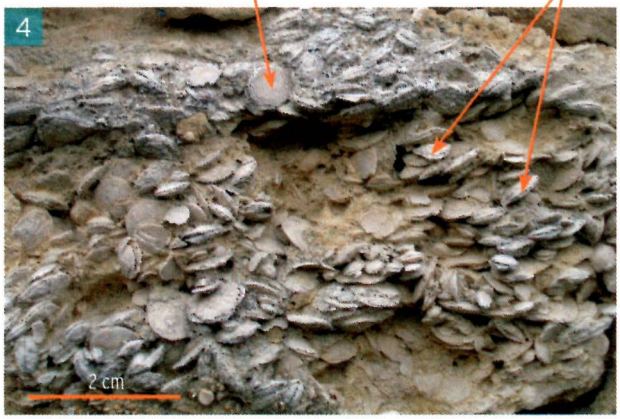
Calcaire à Milioles, Orbitolites et Alvéolines



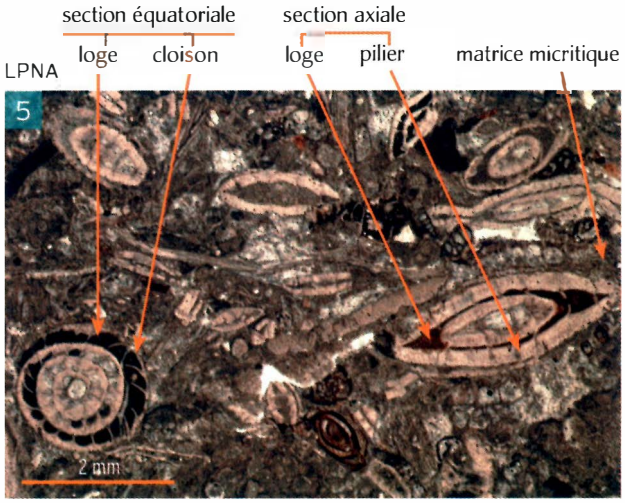
Calcaire à Alvéolines



Calcaire bioclastique à Nummulites

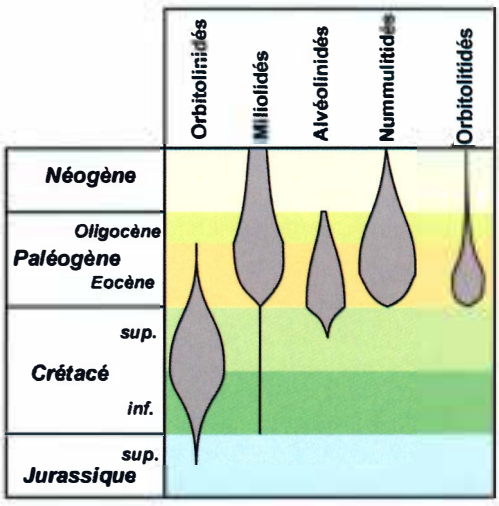


Calcaire à Nummulites



Distribution stratigraphique de quelques familles de Foraminifères benthiques

6



Les calcaires bioclastiques à Foraminifères benthiques

fiche 63

Caractères généraux

Caractères microscopiques

Les Foraminifères sont des organismes unicellulaires produisant une coquille ou **test**, constitué généralement de loges successives mises en place au cours du développement. Dans la cellule vivante, des pseudopodes cytoplasmiques sortent de l'orifice de la loge terminale ou de perforations dont certains tests sont pourvus. La taille des tests est généralement millimétrique mais dépasse parfois le centimètre, à l'exemple des Nummulites (photo 4). Les caractères distinctifs des tests portent notamment sur l'arrangement des loges, parfois en disposition alignée mais le plus souvent enroulées selon des spirales planes ou en hélice, et sur la nature du test. Celui-ci, toujours calcitique, peut être de trois types :

– test agglutiné lorsque la paroi est constituée de particules prélevées dans le milieu (des grains de quartz ou de petites particules de calcite) et piégées dans un ciment calcitique. C'est le cas des **Orbitolines** (photo 1), formes coniques pluriloculaires ;

– test porcelané dans le cas où les tests résultent d'une sécrétion calcitique de l'organisme et présentent un aspect homogène, lisse, nacré, d'un blanc porcelaine à la cassure. Ce sont par exemple les **Milioles**, formes à grandes loges disposées selon une symétrie axiale (photo 2), les **Alvéolines**, organismes fusiformes dont la paroi enroulée selon l'axe d'allongement du fuseau est recloisonnée en multiples loges (photos 2 et 3), ou les **Orbitolites**, Foraminifères discoïdaux possédant un plan de loges équatoriales et des loges latérales plus nombreuses en périphérie du disque (celui-ci a une forme biconcave en section) (photo 2) ;

– test hyalin. Dans ce cas, la paroi a un aspect vitreux, translucide. Cela concerne les **Nummulites**, Foraminifères ayant l'aspect de « pièces de monnaie » (du latin *nummus*, monnaie), dont le test est planispiralé (enroulement en spirale dans un plan) et dont les parois des tours successifs sont reliées par des piliers (photos 4 et 5).

Toutes ces formes, à test souvent volumineux et de grande taille, correspondent à des organismes benthiques qui constituent certains calcaires **bioclastiques**. Selon les cas, c'est un ciment sparitique ou une matrice micritique qui englobe les tests ce qui conduit à parler soit de **biosparites** ou « **grainstones** » (photos 1, 2 et 3), soit de **biomicrites** ou « **packstones** » (photo 5).

Enseignements complémentaires

Origine

Les Foraminifères benthiques correspondent à des environnements marins peu profonds (milieu intertidal à infralittoral), d'eaux tempérées à chaudes en général. Des fragments algaires ou de stromatolites y sont associés bien souvent.

Gisements

Les Foraminifères benthiques montrent souvent une bonne préservation des tests ; par ailleurs leur abondance rend leur collecte aisée et leur reconnaissance assez facile. Ils permettent d'illustrer la notion de **fossiles stratigraphiques** car ils en possèdent les caractères à savoir :

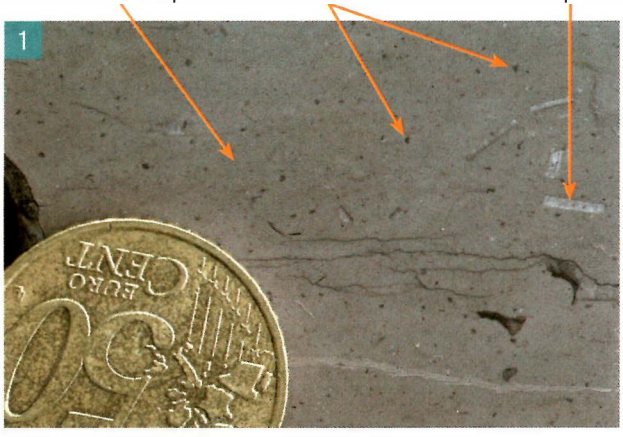
– une extension temporelle courte ce qui signifie une évolution rapide pour certaines familles ou du moins certains genres de ces familles (document 6), avec notamment une grande sensibilité aux crises biologiques (extinction massive à la fin du Crétacé et apparition brutale de nouveaux taxons dès le Paléocène par exemple) ;

– une vaste distribution géographique qui autorise leur utilisation en des régions souvent très éloignées.

Ils se prêtent ainsi parfaitement à l'étude des formations calcaires de plates-formes pour les périodes Carbonifère-Permien (Fusulines), Crétacé (Orbitolines des calcaires urgoniens) et Paléogène (Nummulites, Alvéolines des calcaires du Bassin parisien ou de la zone alpine dauphinoise…).

Roches sédimentaires

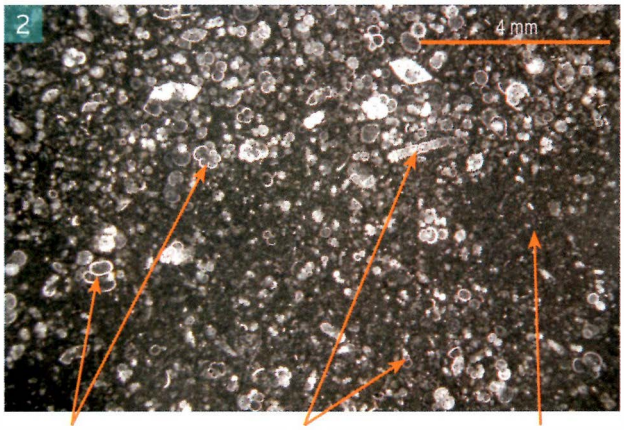
Calcaire micritique planctonique (section polie)



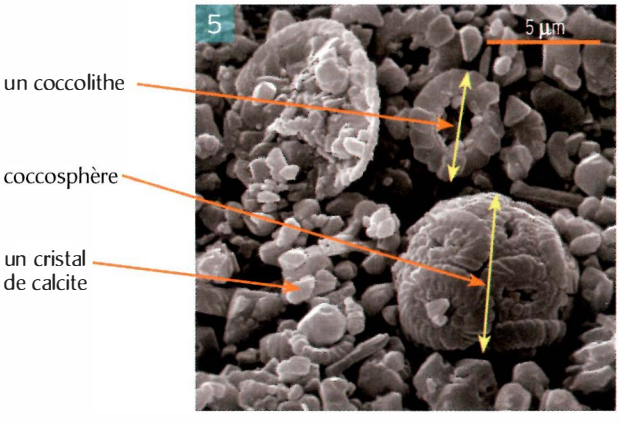
Craie et lits de silex



Calcaire à Globigérinidés (Globorotalia) en LPNA

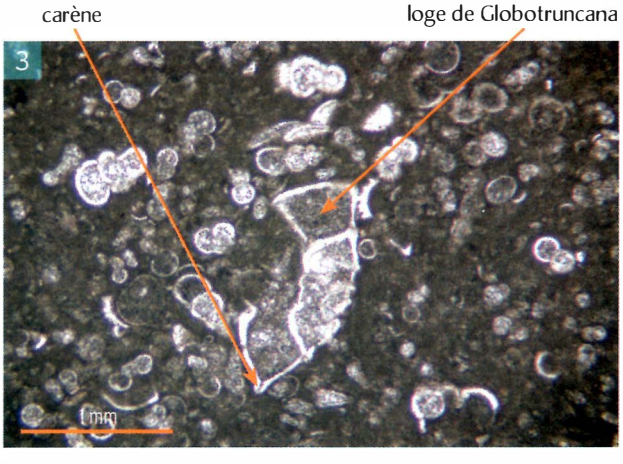


Observation de craie en microscopie électronique à balayage (MEB)

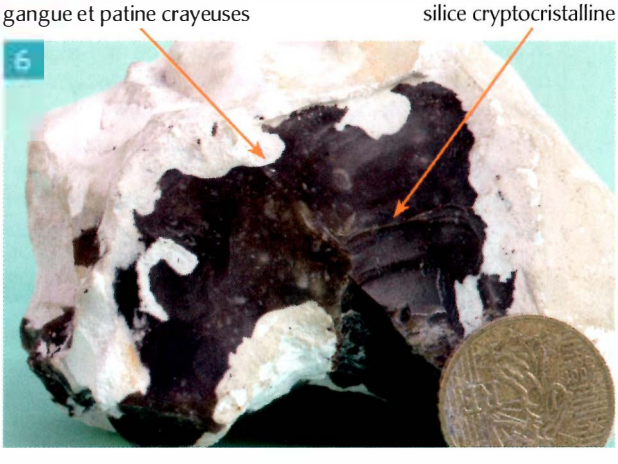


(cliché D. NOEL – MNHN – Paris)

Calcaire à Globotruncana en LPNA



Détail d'un rognon de silex



Les calcaires planctoniques ou pélagiques

fiche 64

Caractères généraux

Un certain nombre de calcaires peuvent résulter d'accumulations de tests d'organismes **planctoniques**, englobés dans une matrice micritique : ces calcaires sont ainsi des **biomicrites** (Folk). Ces roches ont souvent une dureté modeste (ne rayent pas le verre) et font effervescence à l'acide chlorhydrique dilué à froid.

Les calcaires à **Foraminifères planctoniques** apparaissent comme des roches à grain très fin, lisses au toucher (photo 1). Ils montrent en section polie de petits éléments sombres dont l'examen à la loupe révèle qu'ils sont constitués d'un ensemble de loges. Ce sont des **microfossiles**.

En lame mince (photo 2), on observe une matrice micritique sombre. Les microfossiles, assez variés, sont pour l'essentiel des Foraminifères. Certains sont des formes apparentées aux Globigérines, ici du genre *Globorotalia*, dont le test hyalin est constitué d'une succession de loges globuleuses en enroulement spiralé. D'autres présentent des loges alignées. L'échantillon de la photo 3, du genre *Globotruncana*, comporte des loges dont les bords sont épaissis et carénés. Ces caractères font de ces roches des « **wackestones** » au sens de Dunham car les éléments figurés ou grains sont en forte proportion et non jointifs.

La **craie** est une roche de couleur blanche, à grain très fin, tendre (elle est rayée par l'ongle), friable et poreuse (photo 4). Sa constitution n'apparaît bien qu'au microscope électronique : on observe alors la présence de très nombreuses plaques calcaires discoïdales, de très petite taille (quelques µm), appelées **coccolithes** (photo 5). Ces plaques proviennent de la dissociation d'enveloppes calcaires qui entouraient les cellules d'organismes planctoniques unicellulaires photosynthétiques, les **Coccolithophoridés**. Les coccolithes sont jointifs ce qui est l'exemple d'un « packstone ». La craie contient fréquemment des rognons de **silex** (photos 4 et 6). Ceux-ci sont des roches dures, à grain fin et à cassure conchoïdale. Ils se détachent aisément de leur gangue de craie et montrent en surface une patine blanchâtre. Ils sont constitués de silice sous forme cryptocristalline.

Enseignements complémentaires

Origine

Les tests des Foraminifères observés sont fins et de petite taille : ils attestent d'organismes **planctoniques**. La chute des tests, à la mort des organismes, alimente la sédimentation. Le sédiment engendré correspond à une boue carbonatée ou micrite ce qui traduit un milieu de dépôt de faible énergie ; il s'agit de **calcaires pélagiques** déposés à plus ou moins grande profondeur, dans un milieu calme (plate-forme externe voire bassin océanique mais toujours au-dessus de la profondeur de compensation des carbonates).

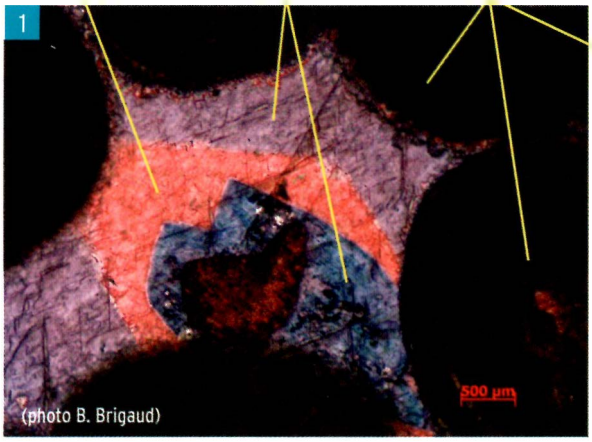
La **craie,** abondante dans le Bassin parisien, est à prédominance d'organismes planctoniques ; cependant elle renferme aussi une macrofaune importante (Oursins, Lamellibranches, Brachiopodes...) : elle représente un dépôt peu profond de mer épicontinentale (plate-forme continentale interne voire externe). La **silice** formant les silex proviendrait notamment de spicules d'éponges siliceuses.

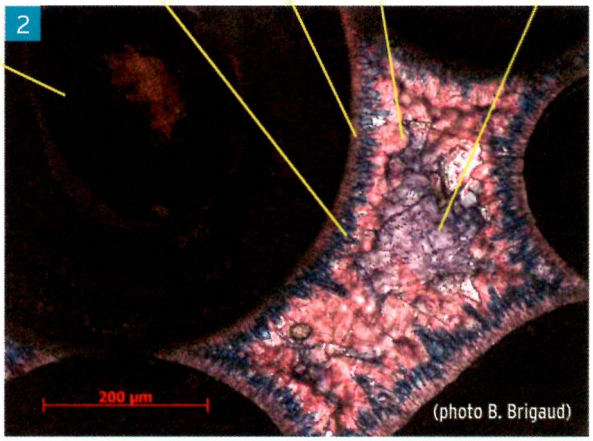
Gisements

Les calcaires à **Foraminifères planctoniques** sont abondants. Du fait de leur richesse en microfossiles et du caractère relativement continu de leur sédimentation, ils sont intéressants au plan stratigraphique : les formes mentionnées plus haut sont utilisées dans la définition de coupures chronologiques ; les *Globotruncana* sont ainsi de bons fossiles stratigraphiques du Crétacé supérieur.

Les calcaires planctoniques se rencontrent en bassins sédimentaires lors de fortes hausses du niveau marin (la craie du Bassin parisien, d'âge Crétacé supérieur, par exemple) et sur la marge européenne alpine (calcaire Tithonique du Jurassique supérieur et calcaires en plaquettes du Crétacé supérieur pour la zone dauphinoise).

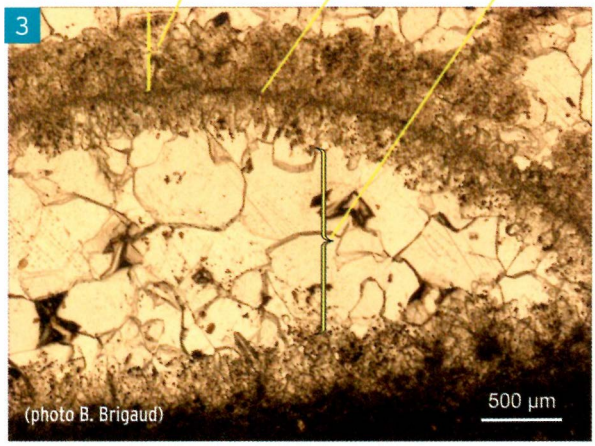
Exemples de calcaires colorés à l'alizarine - ferricyanure



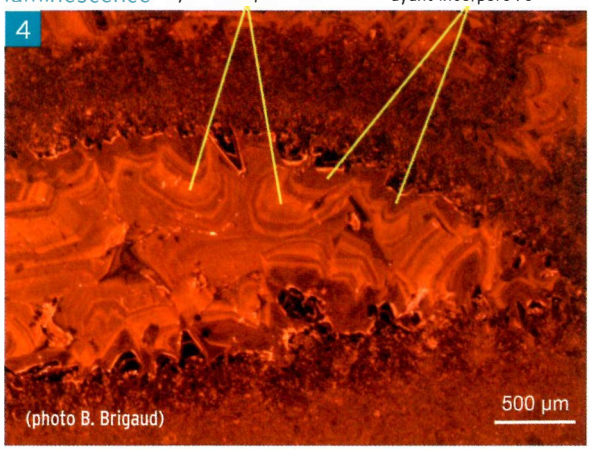


Exemples de calcaires observés :

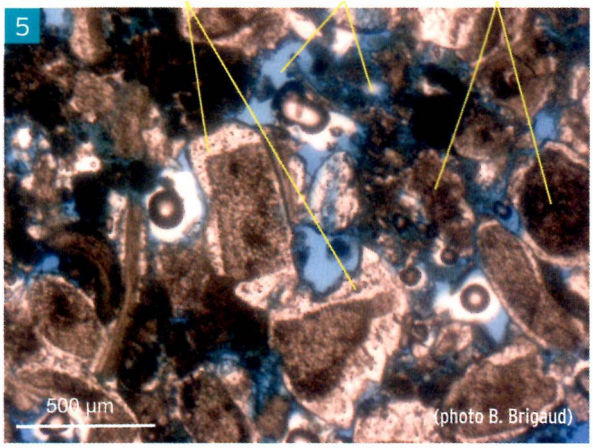
- en LPNA



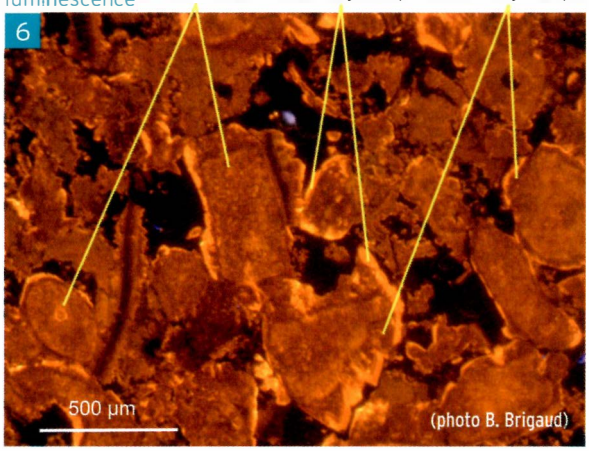
- en cathodo-luminescence



- en LPNA



- en cathodo-luminescence



La diagenèse des sédiments carbonatés (1)

fiche 65

Les techniques d'analyse des ciments carbonatés

En complément de l'observation de lames minces en LPNA et LPA, il existe plusieurs procédés destinés à identifier les différentes générations de ciment, fondés sur leurs particularités chimiques et révélatrices des variations des conditions d'oxydoréduction.

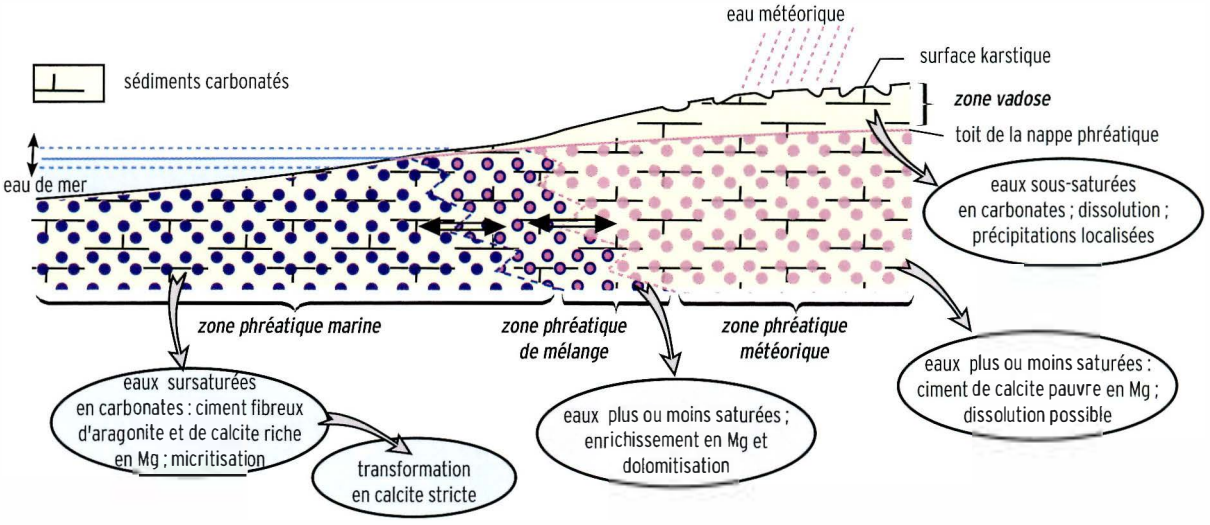
La coloration par une solution acide d'alizarine et de ferricyanure permet de distinguer la calcite non ferreuse (conditions oxydantes), colorée en rose ou brun-rouge, de la calcite ferreuse (conditions réductrices) colorée en bleu-mauve, de la dolomite non ferreuse incolore et de la dolomite ferreuse de couleur bleu pâle (photos 1 et 2).

Le bombardement sous vide de la surface d'une lame mince par un faisceau d'électrons provoque la luminescence des atomes excités de certains éléments métalliques de transition ; il s'agit de la **cathodoluminescence**. L'élément manganèse Mn^{2+} est un activateur de luminescence alors que Fe^{2+} est un inhibiteur. La comparaison des observations en LPNA et en cathodoluminescence (photos 3 et 4, 5 et 6) montre les atouts de cette dernière pour retracer l'histoire de la diagenèse (i.e. les différentes phases de cimentation). Sur la photo 4, qui révèle les stries de croissance des cristaux de la calcite de remplissage, les bandes claires et sombres correspondent aux zones qui ont incorporé préférentiellement Mn^{2+} et Fe^{2+} respectivement. Elles traduisent l'évolution des conditions d'oxydoréduction lors de la diagenèse (diminution du caractère réducteur dans ce cas, Fe^{2+} étant incorporé en conditions plus réductrices que Mn^{2+}). De même, la cathodoluminescence révèle que la croissance syntaxiale de calcite (voir fiche 66) sur les articles d'échinodermes s'est faite en deux temps : calcite incorporant des impuretés tout d'abord (aspect mat), calcite pure ensuite (aspect translucide) (photo 6).

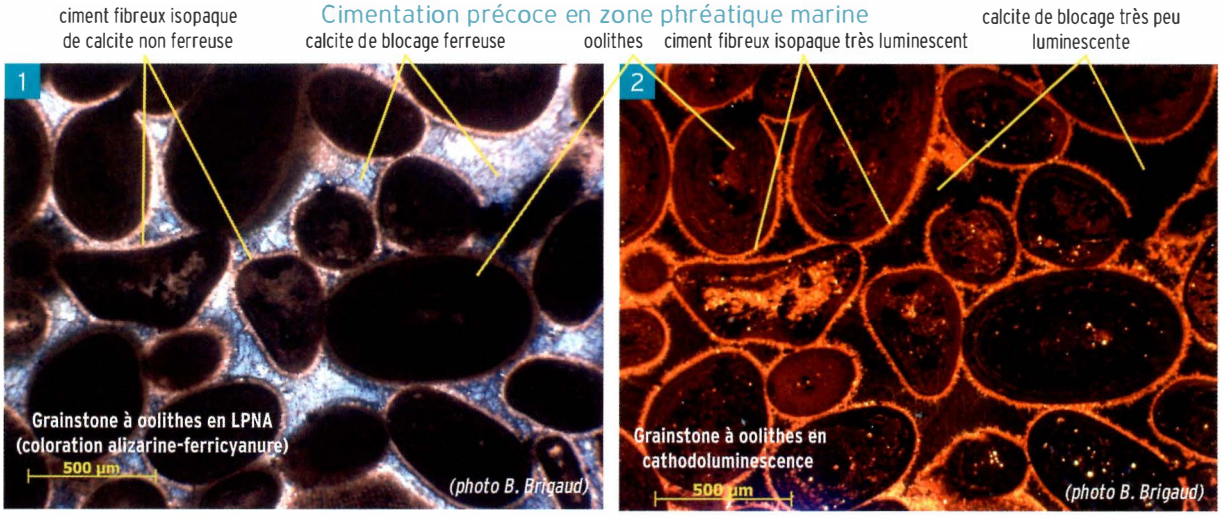
Les divers environnements diagénétiques

Les évolutions diagénétiques des formations sont liées à des circulations d'eau (document 7) susceptibles de provoquer des phénomènes de cimentation lorsqu'elles sont saturées, de dissolution lorsqu'elles sont sous-saturées. Les eaux circulant peuvent être des eaux vadoses, percolant les sédiments au-dessus du toit des nappes phréatiques météoriques ; elles peuvent aussi imbiber les sédiments, dans les zones phréatiques météoriques, marines ou de mélange. La position du niveau marin influe fortement sur ces circulations, dégageant ou non des surfaces d'érosion, modifiant la position des nappes. Or la plupart des sédiments carbonatés se forment en domaine marin et plus particulièrement au niveau des plates-formes continentales. Ces domaines, de faible profondeur, ont pu être alternativement immergés ou exondés au cours des temps, selon les variations du niveau marin, connaissant alors des histoires diagénétiques complexes dans des environnements variés.

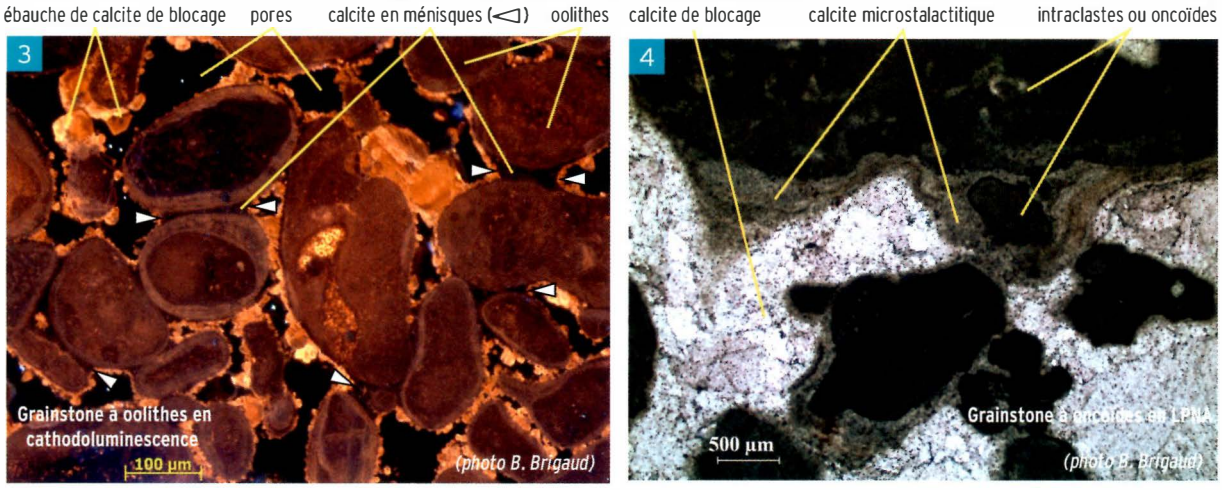
7 Les principaux environnements diagénétiques des carbonates



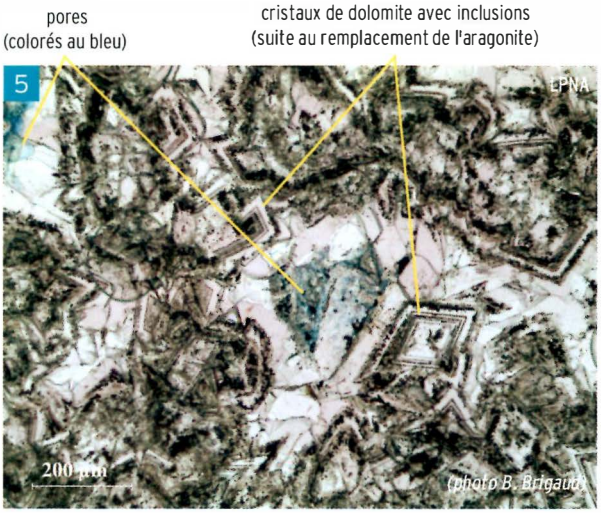
Cimentation précoce en zone phréatique marine



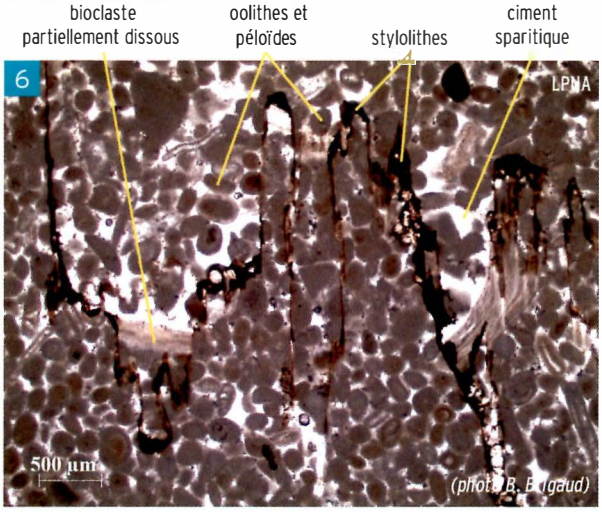
Cimentation précoce en zone vadose



Dolomitisation d'un calcaire récifal



Stylolithes au sein d'un calcaire de type *grainstone*



La diagenèse des sédiments carbonatés (2)

fiche 66

La qualité des eaux interstitielles et la saturation ou non en eau du milieu amènent à considérer diverses situations de la diagenèse précoce, contemporaine de la sédimentation, et de la diagenèse tardive, postérieure.

Zone phréatique marine superficielle

Dans le contexte de la diagenèse précoce, les eaux sont en général sursaturées en carbonates. Lorsque le milieu est moyennement agité et en contact permanent avec les eaux libres (sédiments oolithiques par ex.), un ciment primaire précipite autour des grains sous forme de fines **couronnes isopaques fibro-radiaires d'aragonite** ou de **calcite riche en Mg^{2+}** (photos 1 et 2, et fiche 65, photo 2) et de calcite à **croissance syntaxiale** (en continuité optique) autour des bioclastes (ex. des bioclastes d'échinodermes – fiche 65, photos 5 et 6). Dans le cas d'un milieu plus confiné, il y a par contre **micritisation** à savoir développement d'une enveloppe de calcite microcristalline autour des bioclastes consécutivement à l'activité de microorganismes filamenteux plus ou moins perforants (algues, cyanobactéries, bactéries…) (fiche 65, photo 3).

Zones phréatiques de mélange et météorique

Suite à une baisse du niveau marin, les sédiments de plate-forme interne (voir fiche 60) se retrouvent tout d'abord au contact d'eaux de mélange puis d'eaux météoriques plus ou moins saturées en carbonates. C'est alors de la **calcite pauvre en Mg^{2+}** qui recouvre de manière uniforme les grains, sans orientation particulière, et qui comble plus ou moins les pores restants (sparite de blocage) avec souvent un accroissement de taille des cristaux des bords vers le centre (**calcite drusique** – fiche 65, photo 3). La porosité primaire est alors fortement réduite. Le surplus de Mg^{2+} des eaux interstitielles, lié par exemple dans la zone supratidale à la précipitation de gypse qui piège Ca^{2+}, peut conduire au développement de **dolomite** (photo 5).

Zones vadoses marine et continentale

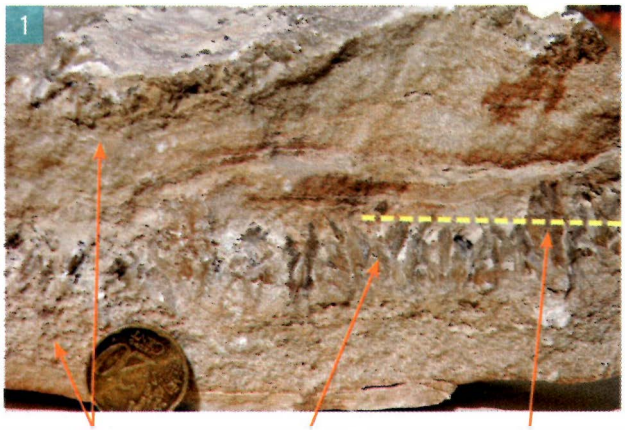
Dans la zone intertidale vadose (zone surplombant le toit des nappes phréatiques, dont les pores ne sont que périodiquement remplis d'eau) où, à marée basse, l'eau est soumise à une forte évaporation, les ciments qui précipitent se distribuent souvent de manière asymétrique, en **ménisques** au niveau des points de contact entre grains (photo 3) et en **microstalactites** sur leurs faces basales (photo 4) ; ils sont à l'origine des grès de plage (*beach rocks*). Cette étape de diagenèse peut se révéler très précoce dans le cas de sédiments infratidaux exondés après leur dépôt (sables oolithiques par ex.). En domaine continental, on observe une **dissolution** rapide des espèces carbonatées instables (aragonite, calcite riche en Mg^{2+}) et un remplacement par des espèces plus stables comme la calcite pauvre en Mg^{2+} sous forme de ciments en ménisques ou en microstalactites.

Zones phréatiques profondes, marine et continentale

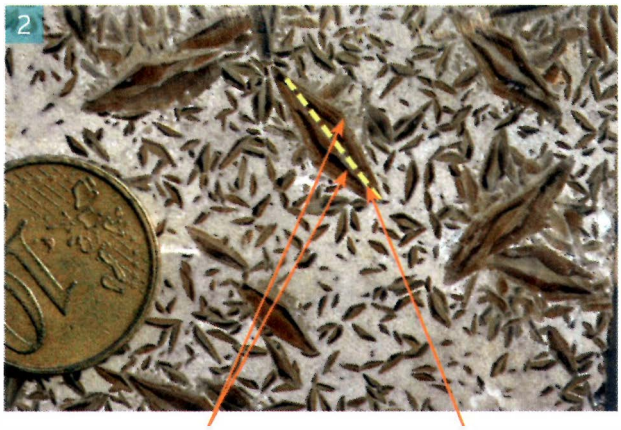
Au cours de la diagenèse tardive consécutive à un enfouissement notable (de l'ordre de quelques dizaines à centaines de mètres), il y a tout d'abord **recristallisation des formes instables** (aragonite et calcite riche en Mg^{2+}) en **calcite fibreuse pauvre en Mg^{2+}**, espèce stable (fiche 65, photos 1 et 2). La compaction induit souvent la dissolution locale des carbonates au niveau des points de contact entre grains (mécanisme de pression-dissolution), voire des fracturations (desquamation des oolithes), et le dépôt d'un ciment secondaire de **calcite équigranulaire** (sparite de blocage). La dissolution se développe également le long de lits sous forme de surfaces hérissées de pointes qui concentrent la fraction insoluble (argiles, oxydes…) ; il s'agit des **stylolithes** (photo 6). La fraction dissoute peut représenter jusqu'à 40 % du matériel initial et fournit ainsi une part notable des ciments secondaires. C'est également lors de la diagenèse tardive que peut se développer une **dolomitisation** générale par recristallisation grâce à des apports de Mg^{2+} libéré par la recristallisation de la calcite précoce riche en Mg^{2+} voire par des minéraux argileux (photo 5).

Divers faciès du gypse

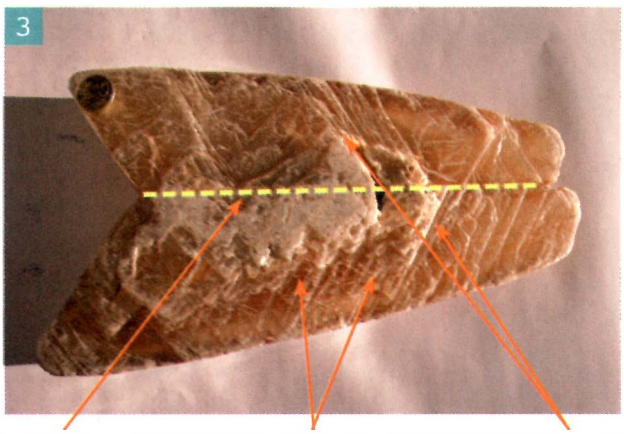
Gypse saccharoïde et « pied d'alouette »



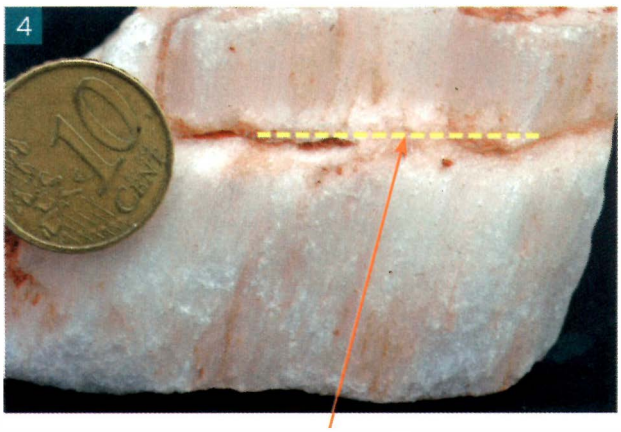
Section polie de gypse « pied d'alouette »



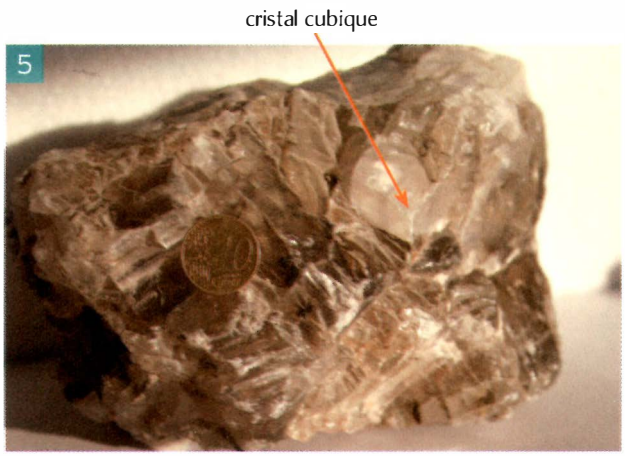
Gypse « fer de lance »



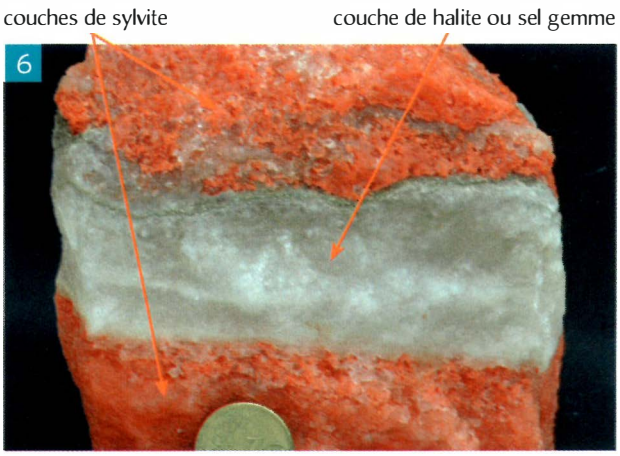
Gypse fibreux



Halite ou sel gemme



Halite et sylvite



Caractères généraux

Les **évaporites** sont des roches sédimentaires qui apparaissent bien cristallisées avec des cristaux souvent repérables à l'œil nu (photos 1, 2, 3 et 5). Ces derniers se rattachent à deux groupes principaux, les **sulfates** et les **chlorures**, ce qui fait des évaporites des roches **salines**. Ce sont principalement le gypse ou sulfate de calcium de formule $CaSO_4$, $2H_2O$, la halite (appelée également sel gemme) ou chlorure de sodium NaCl, et la sylvite ou chlorure de potassium KCl.

Les évaporites sont reconnaissables à leur litage sédimentaire (photos 1 et 6), à leur solubilité et leur saveur en ce qui concerne les chlorures, ainsi qu'à leur faible dureté. Le gypse, de dureté 2 sur l'échelle de Mohs, est l'un des rares minéraux qui se rayent à l'ongle. Ce critère permet d'éliminer une éventuelle confusion avec la calcite par exemple. Par ailleurs, ces roches ne font pas effervescence à l'acide et sont sans fossiles.

Le **gypse** s'observe sous différentes variétés : deux sont visibles sur la photo 1, avec l'une constituée de petits grains et appelée gypse **saccharoïde**, et l'autre sous forme de cristaux verticaux translucides, de couleur jaune miel et de taille centimétrique. Ces cristaux sont soit isolés, soit associés par deux en macles (photo 2) et leur disposition en plan horizontal évoque des empreintes de pattes d'oiseau d'où l'appellation « **pied d'alouette** ». Des macles de grande taille définissent la variété de gypse en **fer de lance** (photo 3). Il existe également un faciès de gypse **fibreux** (photo 4).

La **halite** (photo 5) est une roche grisâtre qui peut s'identifier à sa faible densité et à sa saveur salée. Elle montre des associations de cristaux **cubiques**.

La **sylvite** est souvent présentée en association avec la halite (photo 6) : elle constitue alors les lits rouges, colorés par des oxydes de fer. Sa saveur est amère.

Enseignements complémentaires

Origine

Ces roches, appelées **évaporites**, résultent de la **précipitation chimique** de sels contenus dans les eaux marines ou continentales. L'ordre de précipitation dépend du produit de solubilité du sel et de sa concentration dans le milieu en relation avec le volume d'eau résiduel du bassin soumis à évaporation. Le chlorure de sodium, soluble jusqu'à 350 g par litre d'eau, précipite après évaporation de 90 % d'une eau de mer initialement concentrée à 35 g/l. Ces propriétés expliquent la précipitation séquentielle des différents types d'évaporites (gypse, halite puis sylvite).

Ces roches se forment donc dans des environnements riches en sels et où l'évaporation prédomine. Il peut s'agir d'eaux **marines** mais aussi d'eaux **continentales** ayant par exemple lessivé préalablement d'autres dépôts (évaporites lacustres). Les environnements **lagunaires** sont des milieux propices à la formation d'évaporites, des communications intermittentes avec la mer rechargeant les bassins en eau salée. Ceci peut expliquer l'alternance des dépôts et leur caractère cyclique.

Gisements

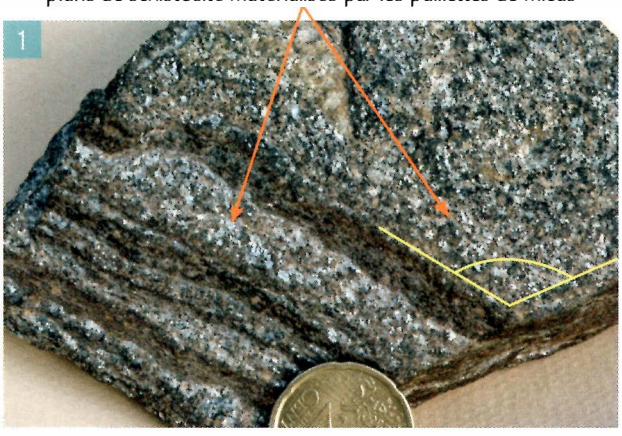
Il existe des gisements d'évaporites dans le **Bassin parisien** (halite du Trias lorrain, gypse du Tertiaire d'Ile-de-France) et dans le **fossé Rhénan** (halite et sylvite tertiaires).

Par ailleurs, il n'est pas rare d'en rencontrer dans les **orogènes** ; le gypse triasique en France constitue souvent un niveau de décollement et forme alors les semelles des nappes de charriage ou de chevauchement.

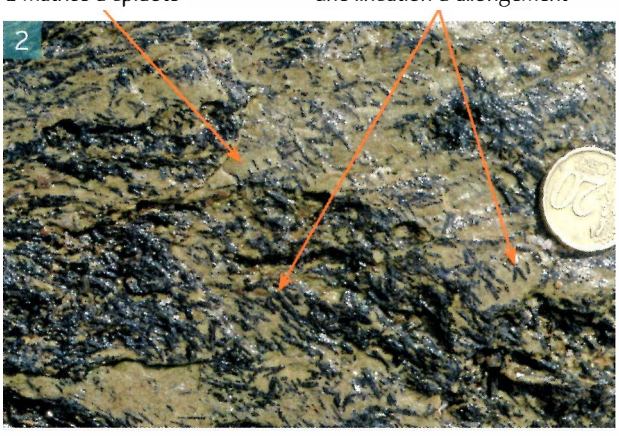
Enfin, du fait de ses faibles densité et viscosité, la halite constitue des **diapirs**, reconnaissables dans les profils sismiques, par exemple en Méditerranée. De par son imperméabilité, elle peut générer des pièges à pétrole au niveau des marges passives.

6 Roches métamorphiques

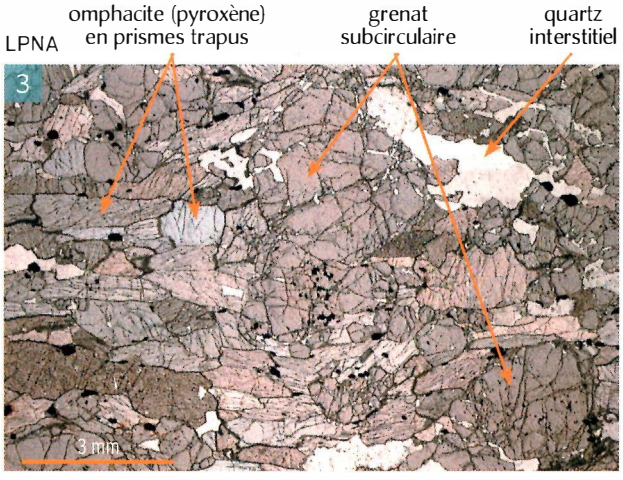
Schistosité d'un micaschiste



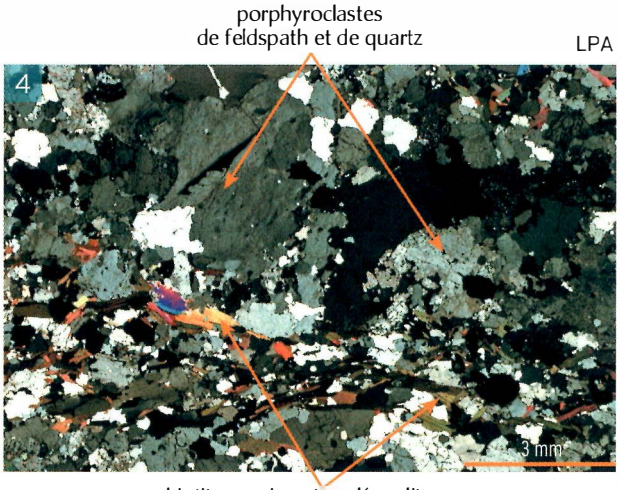
Linéation au sein d'un schiste bleu



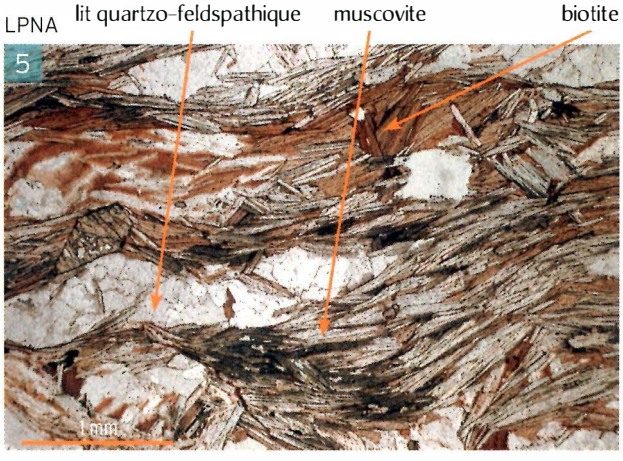
Texture granoblastique d'une éclogite



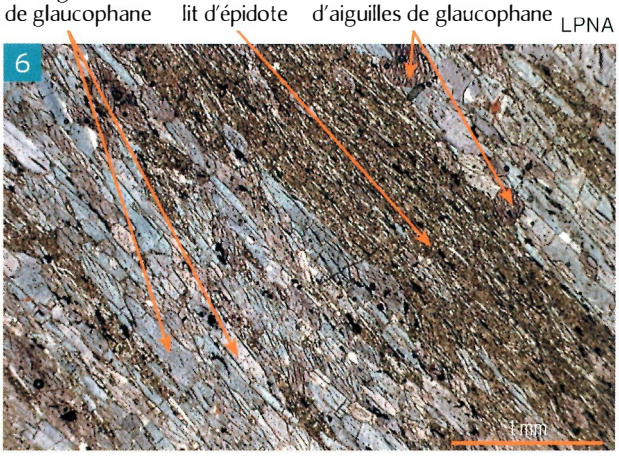
Texture porphyroclastique d'un gneiss



Texture lépidoblastique d'un micaschiste



Texture nématoblastique d'un schiste bleu



Structures et textures des roches métamorphiques

fiche 68

Structures et textures désignent les divers modes d'agencement des éléments constitutifs d'une roche. Les structures relèvent de l'arrangement général, observable à l'œil nu, alors que les textures concernent toujours la manière précise dont les éléments sont associés ce qui requiert l'examen microscopique.

Structures planaires et linéaires : schistosités et linéations

Les schistosités

Les roches métamorphiques se débitent en général selon des plans parallèles entre eux et distincts des plans de stratification lorsque le protolithe est sédimentaire. Ces **structures planaires** relèvent soit de processus de microfracturation qui découpent la roche en fines plaques dans le cas d'un métamorphisme modeste (schistosité de fracture des schistes), soit de recristallisation avec réorientation des minéraux lorsque le métamorphisme est élevé (schistosité de flux ou **foliation**). Cette dernière s'exprime par le développement de lits minéralogiques de nature distincte comme des lits de micas alternant avec des lits de quartz dans le cas des micaschistes (photo 1). Le feuilletage résulte dans ce cas de l'abondance de minéraux eux-mêmes organisés en feuillets, les micas.

Les linéations

Dans les plans de schistosité, il est possible d'observer des **structures linéaires** de deux types : des linéations d'intersection entre plans de schistosité et plans de stratification (cas des schistes), ou des **linéations d'allongement**, soit de minéraux ayant cristallisé en régime de contraintes anisotropes, soit d'objets déformés et étirés. Ainsi on peut observer sur la photo 2 d'un schiste bleu la linéation minérale de cristaux en baguettes de glaucophane, dans le plan de schistosité couvert d'épidote.

Principales textures

Texture granoblastique

Dans nombre de roches (gneiss, éclogites, granulites...), les minéraux présentent des formes trapues, subcirculaires, et sont fortement engrenés les uns aux autres, sans orientation très nette. On parle dans ce cas de texture **granoblastique**. Ainsi, dans l'exemple des éclogites (photo 3), grenats, pyroxènes de type omphacite et quartz n'expriment aucune foliation. Cette texture caractérise également des roches où un minéral est très largement dominant (quartzite et quartz, marbre et calcite).

Texture lépidoblastique

La présence en abondance de minéraux phylliteux (biotite, muscovite, chlorite...) s'exprime par une texture **lépidoblastique** (du grec *lepidos*, écaille) qui est le propre des micaschistes (photo 5). Les micas en forme de tablettes sont distribués dans le plan d'aplatissement ou plan de schistosité cristallophyllienne.

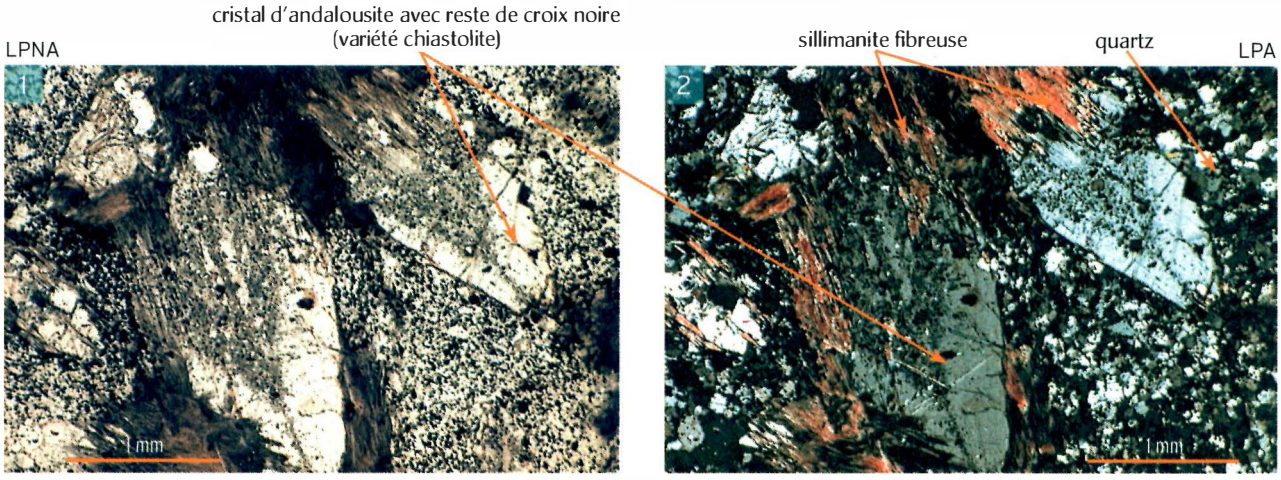
Texture nématoblastique

Les minéraux en baguettes ou en aiguilles (aciculaires) sont à l'origine, lorsqu'ils sont majoritaires, d'une texture **nématoblastique** (du grec *nêma*, fil). Sur la photo 6 d'un schiste bleu, la structure aciculaire de la glaucophane est repérable à quelques sections transversales, alors que le plan de coupe est parallèle à l'allongement de la majorité des cristaux.

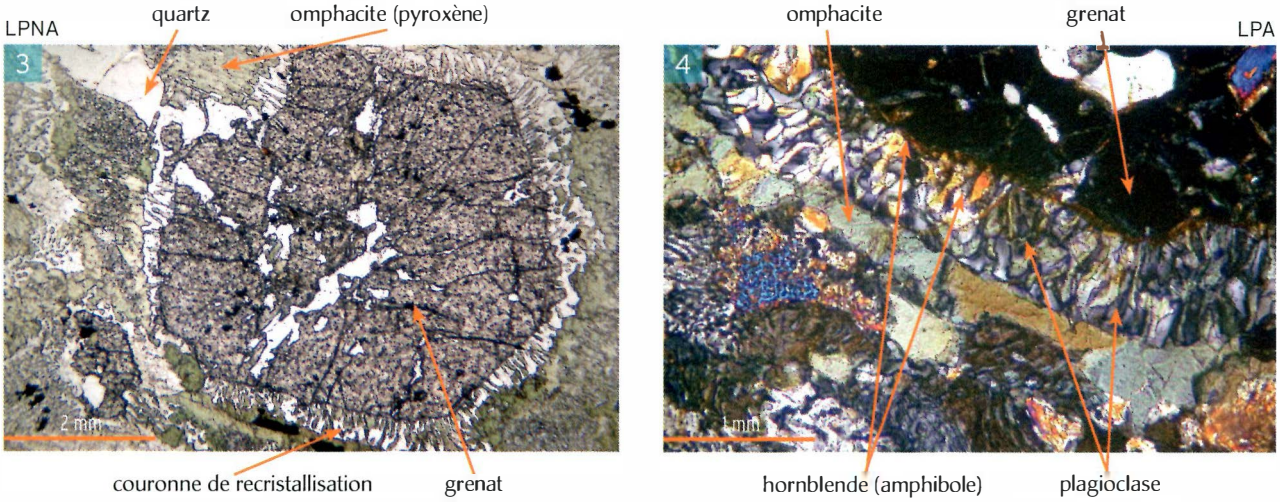
Par ailleurs, il est courant d'observer dans une même lame mince des textures composites, granoblastique pour des lits de quartz et feldspaths par exemple, lépidoblastique pour les lits de micas ce qui conduit à parler de texture **granolépidoblastique**. Il en est de même pour la texture **granonématoblastique**. Lorsque sont présents de gros cristaux antérieurs à la déformation ou porphyroclastes, la texture granoblastique est qualifiée de **porphyroclastique** (photo 4). Il existe enfin des textures particulières ; par exemple la texture **coronitique** concerne le cas où des minéraux de forme sphérique (les grenats des éclogites) sont entourés par de nouvelles espèces minérales (voir fiche 69).

Roches métamorphiques

Cornéenne à andalousite – sillimanite

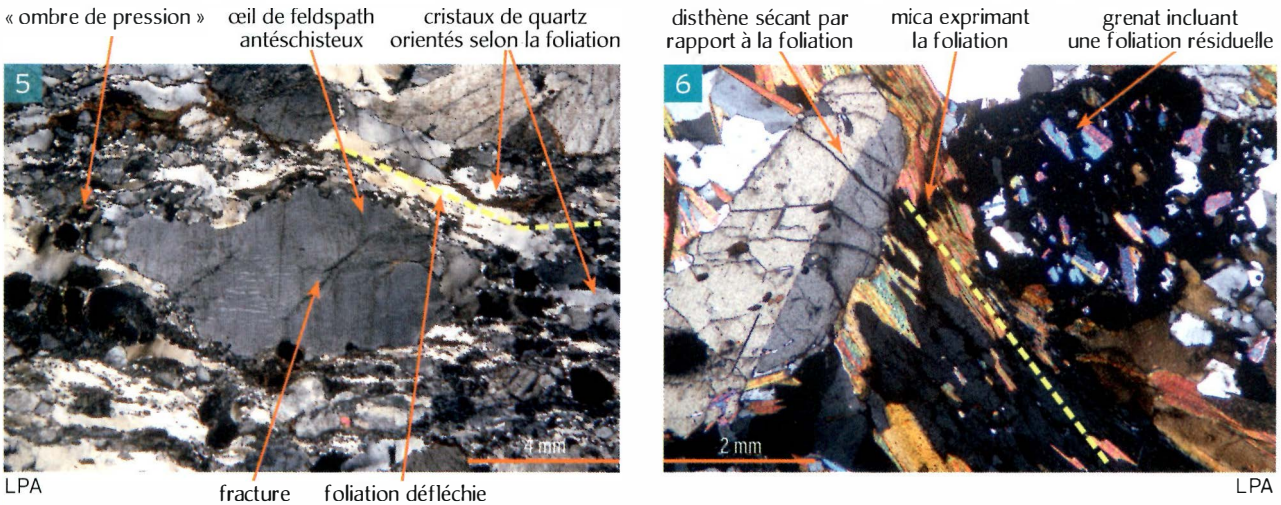


Éclogite partiellement rétromorphosée : vue générale et détail



Minéraux ante- et syncinématiques dans un gneiss œillé

Minéraux syn- et postcinématiques dans un micaschiste



Réactions minéralogiques et relations avec la cinématique

fiche 69

Les recristallisations au cours du métamorphisme correspondent à des réponses des minéraux aux variations de pression et/ou de température. Elles s'opèrent à la fois lors du trajet prograde (augmentation de P et T) et du trajet rétrograde (diminution de P et T). Or, dans un certain nombre de cas, elles sont incomplètes ce qui rend possible l'identification des espèces minérales réactionnelles. Elles se déroulent lors de la phase cinématique de déformation mais également postérieurement, en raison de la faible diffusivité thermique des roches, et déterminent différentes générations de minéraux par rapport au développement de la schistosité.

Réactions minéralogiques au cours du métamorphisme

Exemple 1 : la réaction en phase prograde « andalousite → sillimanite »

Les photos 1 et 2 d'une lame mince de cornéenne montrent la coexistence de deux polymorphes de silicate d'alumine, andalousite et sillimanite. Chacun correspond à des conditions précises de stabilité dans le champ (P,T) (voir fiche 70, document 2) et leur coexistence suggère que l'échantillon a atteint les conditions thermodynamiques de transformation d'une forme en l'autre. Le fait que les sections des cristaux d'andalousite soient incomplètes (à comparer aux sections des photos 1 et 2 de la fiche 25) et que les parties « manquantes » soient occupées par de la sillimanite en faciès fibreux suggère la transformation :

andalousite → sillimanite

Cette transformation est à relier à un accroissement de température (≥ 500 °C) qui rend stable l'espèce minérale dont l'énergie (enthalpie) libre est la plus faible dans ces conditions, la sillimanite dans ce cas. Le caractère inachevé de la réaction pourrait relever de la lenteur de la diffusion lors de la modification du réseau cristallin.

Exemple 2 : rétromorphose d'une éclogite

Il est courant d'observer au sein des éclogites des grenats cernés d'une couronne de petits cristaux à organisation radiaire (structure dite coronitique – photo 3) dont la nature peut être déterminée à plus fort grossissement (photo 4) : les minéraux incolores en LPNA et aux teintes de polarisation du premier ordre en LPA sont des plagioclases alors que ceux qui sont colorés en vert en LPNA et aux teintes vives de polarisation en LPA sont des amphiboles de type hornblende. Le reste de la lame est occupé par du clinopyroxène de type omphacite et du quartz, phases anhydres comme le grenat, à la différence de l'amphibole. Cette constatation et la position de la couronne, entre grenat d'une part, omphacite et quartz d'autre part, suggèrent la réaction suivante :

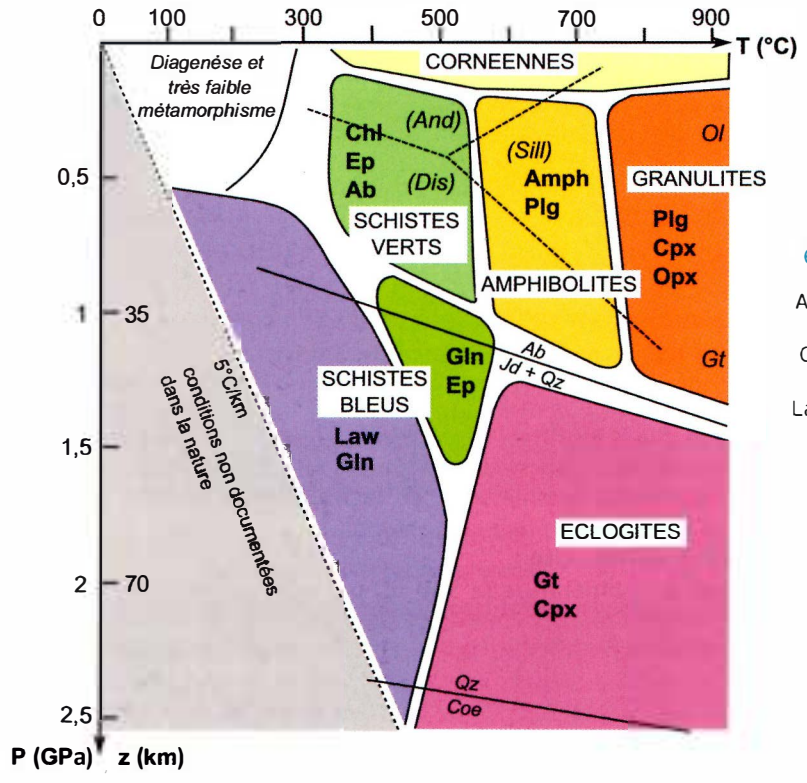
grenat + omphacite + quartz + eau → plagioclase + amphibole

Cette réaction traduit le passage de la roche du faciès « éclogites » au faciès « amphibolites » soit un processus rétrograde par décompression lors de l'exhumation des roches, sans variation notable de température (voir fiche 70, document 1). Le caractère partiel de la réaction peut être expliqué par le manque d'eau, facteur limitant ici.

Relations entre minéraux et schistosité

Dans le cas d'un orthogneiss (photo 5), le phénocristal de feldspath présente un aspect fusiforme ou faciès « œillé » qui indique qu'il a été déformé, ce qu'attestent des fractures à 45° de la foliation. Celle-ci est exprimée par l'allongement des cristaux de quartz qui le contournent par ailleurs. De plus il ne possède aucune structure interne (pas d'inclusions). Ce minéral est donc **antéschisteux** ou **antécinématique**. Aux deux extrémités du fuseau, des zones partiellement abritées des contraintes ont été le siège de recristallisations non orientées ; elles sont nommées « **ombres de pression** ». Les cristaux de quartz, plus ou moins allongés dans le plan de foliation, peuvent être considérés comme anté- et synschisteux.

Sur la photo 6 relative à un micaschiste, les micas possèdent tous la même orientation ; ils expriment la foliation de la roche, leur croissance ayant été dirigée par le régime de contraintes anisotrope. Ces minéraux sont **synschisteux** ou **syncinématiques**. Le grenat qui les accompagne présente des inclusions de petits micas qui conservent une orientation conforme à celle de la foliation. Celle-ci n'est d'ailleurs pas rebroussée à sa périphérie, démontrant que ce minéral est **postschisteux ou postcinématique**. Le grand cristal subautomorphe de disthène, sécant par rapport à la foliation, paraît également postcinématique.

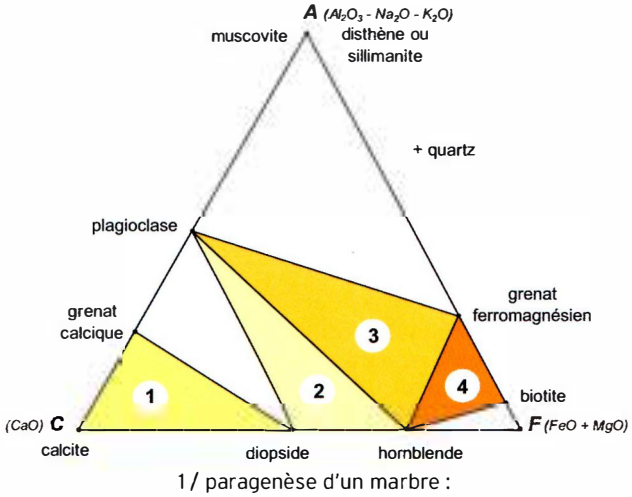


1 Les faciès métamorphiques établis à partir de la séquence basique

Ab : albite ; Amph : amphibole ferromagnésienne ; And : andalousite ; Chl : chlorite ; Coe : coésite ; Cpx : clinopyroxène ; Dis : disthène ; Ep : épidote ; Gln : glaucophane ; Gt : grenat ; Jd : jadéite ; Law : lawsonite ; Ol : olivine ; Opx : orthopyroxène ; Plg : plagioclase ; Qz : quartz ; Sill : silimanite.

3 Quelques exemples de paragenèses dans le faciès amphibolites (d'après Eskola)

(système réduit à 3 constituants déterminants, en considérant la silice comme excédentaire et en prenant en compte l'alumine hors feldspaths)



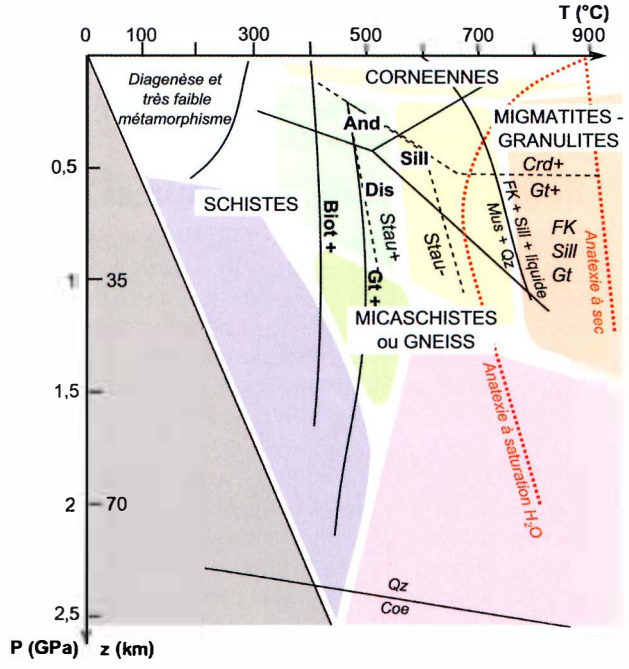
1 / paragenèse d'un marbre : calcite - diopside - grenat calcique

2 et 3 / paragenèse d'une métabasite : diopside - plagioclase - hornblende ou plagioclase - grenat ferromagnésien - hornblende

4 / paragenèse d'un calcschiste : hornblende - grenat ferromagnésien - biotite

3 Transposition à la séquence pélitique

And : andalousite ; Biot : biotite ; Coe : coésite ; Crd : cordiérite ; Dis : disthène ; FK : feldspath potassique ; Gt : grenat ; Mus : muscovite ; Qz : quartz ; Sill : sillimanite ; Stau : staurotide.



Les informations des roches métamorphiques

fiche 70

Caractères généraux

Le métamorphisme est défini comme l'ensemble des transformations structurales et minéralogiques qui affectent à l'état solide des roches portées à des conditions de pression et de température (P,T) différentes de celles où elles ont été formées. Les roches initiales constituent les **protolithes**. Elles peuvent être d'anciennes roches sédimentaires ou magmatiques conduisant à des roches métamorphiques qualifiées respectivement de **paradérivées** ou d'**orthodérivées**. Le protolithe est parfois déjà métamorphique ce qui donne des roches **polymétamorphiques**.

Les modifications de pression et de température sont généralement liées à des processus géodynamiques (subduction, collision) qui expliquent le lien entre tectonique et métamorphisme, qualifié alors de **régional** de par son extension. Le métamorphisme de **contact** résulte de transformations localisées de l'encaissant à proximité d'une intrusion magmatique, dans la croûte supérieure en général ; à une profondeur donnée soit à pression constante, le gradient est essentiellement thermique et produit des roches appelées **cornéennes**.

L'identification d'une roche métamorphique repose sur l'analyse de ses caractéristiques **structurales** (schistosité, foliation – voir fiche 68) et **minéralogiques**. Celles-ci correspondent à un assemblage de minéraux plus ou moins stables, qui définit la **paragenèse** minérale de la roche. Cet assemblage dépend à la fois du chimisme global de la roche et des conditions de pression et de température auxquelles elle a été soumise.

Composition des protolithes et séquences métamorphiques

L'ensemble des roches susceptibles de dériver d'un même protolithe, placé dans différentes conditions (P,T), définit une **séquence**. On se limite ici à l'étude des séquences **pélitique**, **arénacée** ou **quartzo-feldspathique** et **basique** (encore appelée **mafique**) dont les protolithes sont respectivement d'anciennes roches argileuses, d'anciens grès ou d'anciens granites, d'anciens gabbros ou basaltes. Lorsque la nature du protolithe est identifiable sans analyses de laboratoire, il est d'usage de nommer la roche métamorphique en associant le préfixe **méta**- au nom de celui-ci (exemples : métapélite, métagranite, etc.).

Conditions de pression, de température et faciès métamorphiques

Pour une composition chimique donnée, la paragenèse observée dépend du domaine de pression et de tempé-rature dans lequel a été portée la roche ; celle-ci diffère cependant selon la nature du protolithe. Afin de pouvoir définir et comparer l'intensité du métamorphisme entre roches, l'ensemble du champ (P,T) a été découpé, à la suite des travaux d'Eskola (1915), en différents domaines appelés **faciès métamorphiques**, de manière à réunir dans un même faciès toutes les paragenèses relevant d'un même champ (P,T) et ce quelle que soit la nature chimique de la roche. Les noms retenus pour les faciès sont ceux des roches appartenant à la séquence **basique,** la plus sensible aux variations de P et T (document 1). Une transposition de ce diagramme aux roches de la séquence pélito-gréseuse est présentée sur le document 2. Le document 3 précise la composition d'un certain nombre de paragenèses relevant du faciès « amphibolites ».

La reconstitution des conditions de pression et de température se fonde notamment sur la connaissance des domaines de stabilité des différents minéraux. La pression alors estimée est la pression **lithostatique** induite par la masse des roches situées initialement au-dessus de la formation considérée et ce même si les roches métamorphiques présentent fréquemment des déformations déterminées par l'existence de contraintes **tectoniques**, **anisotropes**, qui favorisent les recristallisations. L'effet de ces dernières est marqué du fait de la ductilité des matériaux mais, aux profondeurs considérées, leur valeur reste faible au regard de la pression lithostatique ce qui fonde la validité de l'estimation des profondeurs. La pression lithostatique, exprimée en kbar ou en gigapascal (1 GPa = 10 kb), peut ainsi être reliée à la **profondeur,** en tenant compte des masses volumiques des matériaux, par la relation approximative suivante : Pression (GPa) = 0,03 × profondeur (km).

Le métamorphisme est ainsi un bon marqueur géodynamique, livrant des informations sur les mouvements **verticaux** des matériaux.

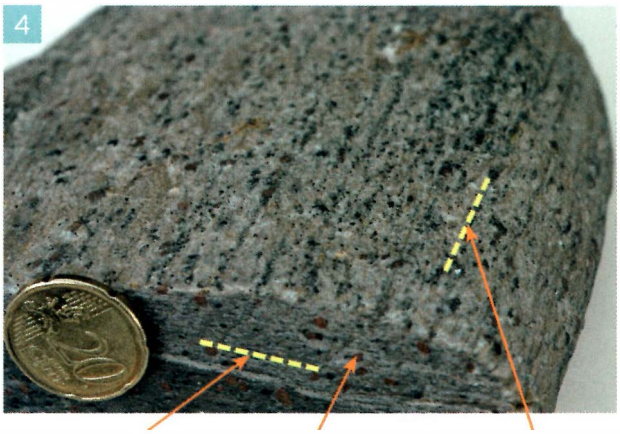
6 Roches métamorphiques

Micaschiste



plan de foliation couvert de micas

Micaschiste à grenat



plan de foliation en section — grenat — linéation minéralogique (baguettes de tourmaline)

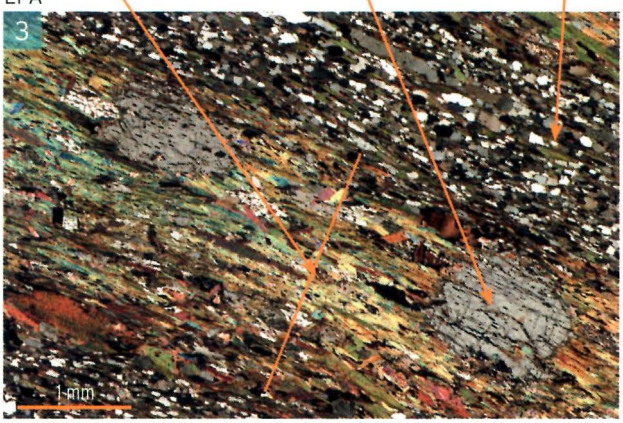
Micaschiste à andalousite

LPNA



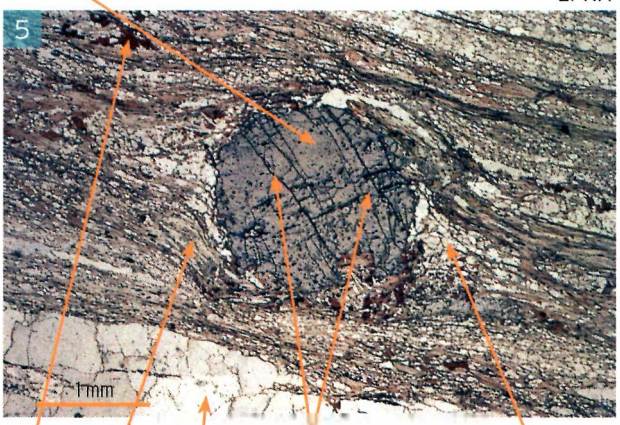
lit de biotite et de muscovite exprimant la foliation — andalousite — lit de quartz interstitiel

LPA



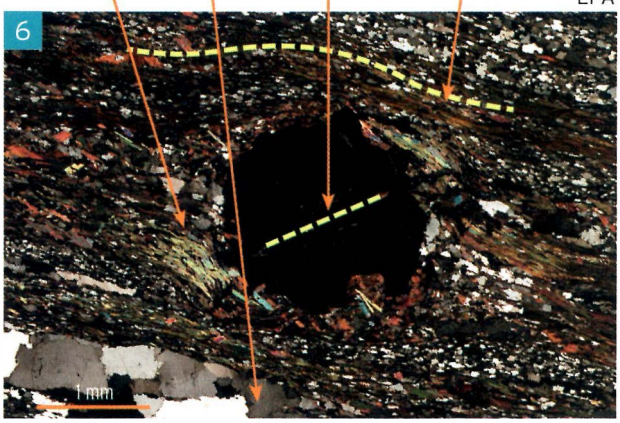
Micaschiste à grenat

grenat — LPNA



biotite — muscovite — lit de quartz — fractures à 45° — foliation interne — ombre de pression — foliation externe

LPA



Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les micaschistes (photos 1 et 4) se présentent comme des roches litées et brillantes en raison de l'abondance de micas, visibles à l'œil nu. Ces derniers, de par leur forme en tablettes, se développent dans les plans de foliation et expliquent le **débit en plaques** des roches. Cette texture en feuillets minéralogiquement différents définit la **foliation** ; elle est le propre des **roches métamorphiques**.

Les micaschistes contiennent souvent d'autres minéraux spécifiques du métamorphisme comme l'andalousite, la sillimanite et la staurotide en cas d'excédent en alumine du protolithe, ou le grenat (photo 4). Ceux-ci se présentent en général en porphyroblastes et leur identification est particulièrement intéressante pour préciser les conditions thermodynamiques du métamorphisme.

Caractères microscopiques

La texture est toujours lépidoblastique (voir fiche 68) et la **foliation** s'exprime en LPNA ou en LPA (photos 2, 3, 5 et 6) par une alternance de lits plus ou moins sombres car riches en micas et de lits clairs quartzeux. Les micas sont des biotites et des muscovites. Les premières s'identifient notamment à leur couleur brune en LPNA (photos 2 et 5) ; les secondes, limpides en LPNA mais de plus fort relief que le quartz, présentent des teintes très vives (de 3e ordre) en LPA (photos 3 et 6). Cristaux de micas et de quartz, allongés dans la foliation, sont syncinématiques.

Le grenat est à fort relief en LPNA et éteint en LPA. Dans le cas des photos 5 et 6, la foliation externe qui le contourne et la foliation interne sous forme d'inclusions qu'il possède traduisent son caractère syncinématique. Sa croissance, en déformant la foliation externe, a généré des ombres de pression et sa fracturation suite à sa compétence souligne le développement de déformations tardives (de type cisaillement pur ou aplatissement vraisemblablement en raison de la distribution symétrique des fractures à 45°) qui l'ont touché.

Enseignements complémentaires

Origine

L'abondance des micas et leur association au quartz sont des caractères de roches **paradérivées**, anciennes **argilites** et **pélites,** parfois légèrement gréseuses ou calcareuses, et ce malgré la disparition de toute stratification suite au métamorphisme. Les micaschistes se rattachent ainsi à la séquence **pélitique**. Ils se distinguent notamment des gneiss par l'absence ou leur faible teneur en feldspaths. Les micas y sont également beaucoup plus abondants. Cette différence est liée au fait que les gneiss dérivent de protolithes plus gréseux.

Faciès

La présence conjointe de biotite et de muscovite permet de situer le pic thermique de ces roches entre 400° et 700 °C environ (voir fiche 70, document 2). S'il y a du grenat, le seuil thermique passe à 450 °C. Ces paragenèses correspondent principalement au faciès **« amphibolites »**, de basse pression lorsque l'andalousite est présente, de moyenne pression si on observe du disthène. La chlorite, lorsqu'elle est présente, peut signer les effets d'un rétrométamorphisme (retour par le faciès « schistes verts »).

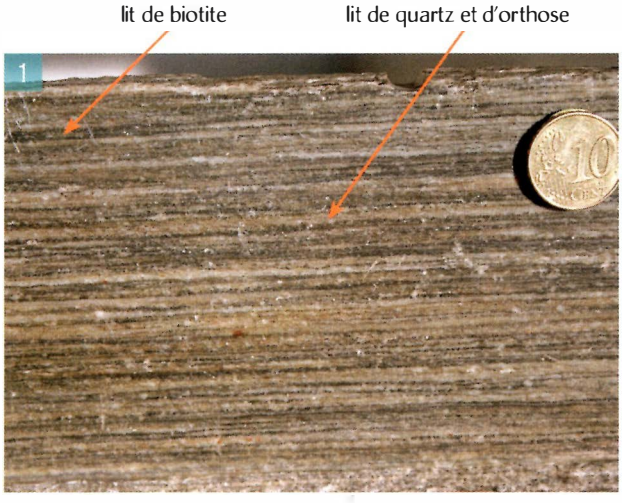
On notera bien que les micaschistes peuvent traduire des conditions métamorphiques analogues à celles des gneiss si on y trouve les mêmes espèces de porphyroblastes, les différences résultant de la composition chimique du protolithe.

Gisements

Les micaschistes sont abondants dans les séries métamorphiques des chaînes varisques (Bretagne Sud, Vendée, Massif central...) et ont valeur d'anciens sédiments détritiques de marges continentales entrées en collision.

6 Roches métamorphiques

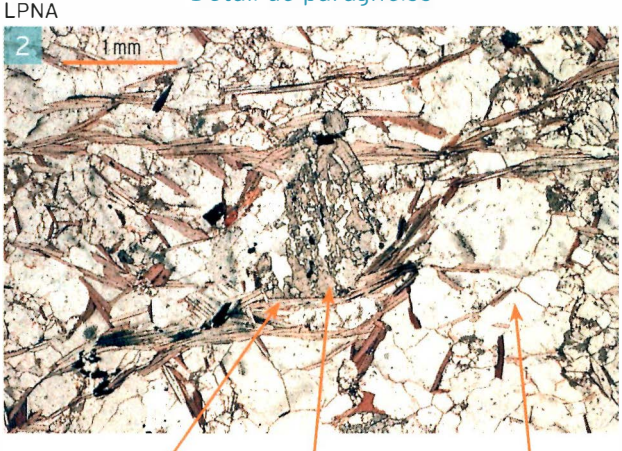
Paragneis Paragneiss

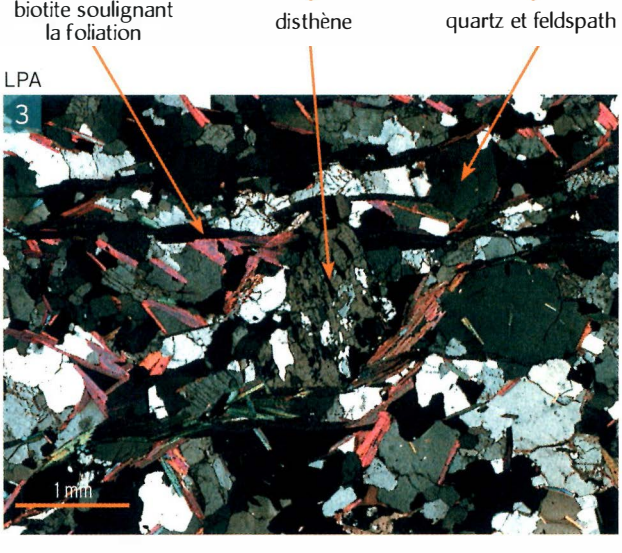


Orthogneiss ou gneiss œillé

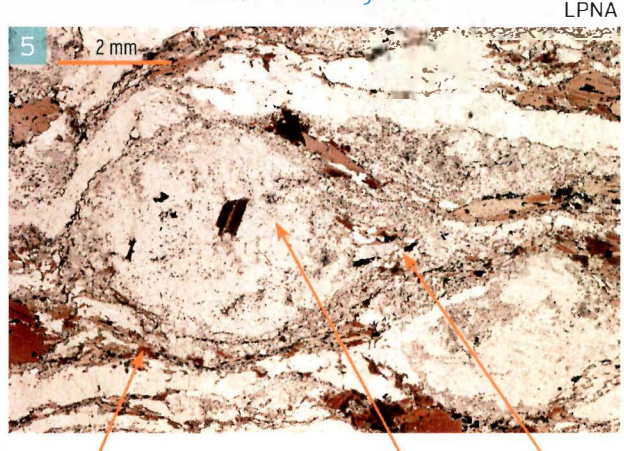


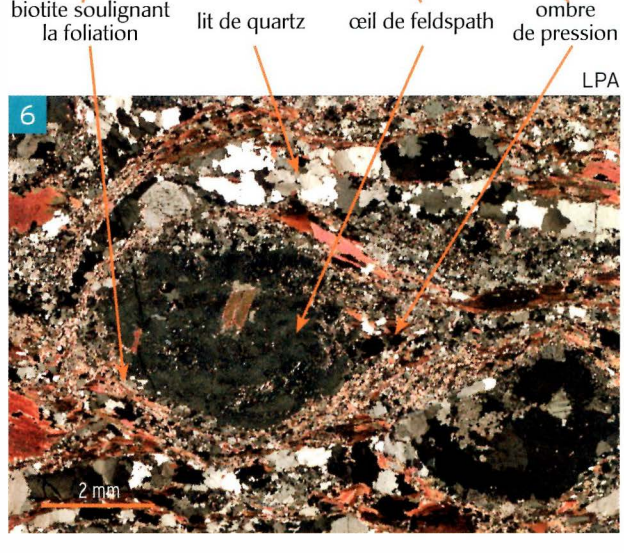
Détail de paragneiss





Détail d'orthogneiss





Les gneiss : orthogneiss et paragneiss

fiche 72

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les gneiss (photos 1 et 4) sont des roches de **texture foliée** ce qui dénote leur caractère métamorphique. Les minéraux clairs, majoritaires, sont représentés par le quartz, à éclat vitreux, et les feldspaths de teinte blanchâtre ou rose, en sections de grande taille parfois. Les minéraux en feuillets et à éclat métallique correspondent en général aux micas. L'abondance des minéraux clairs et notamment des feldspaths, la faible proportion de minéraux sombres et la forte cohésion qui en résulte sont des caractères de **gneiss** qui les différencient des micaschistes. Dans le cas où de gros cristaux de feldspaths en forme d'œil sont présents (photo 4), on parle de **gneiss œillé**.

Caractères microscopiques

En raison de leur texture granolépidoblastique (voir fiche 68), c'est principalement au niveau des micas, minéraux en tablettes, que la **foliation** de la roche est la mieux exprimée (photos 2 et 5). Les lits clairs sont constitués de quartz et de feldspath, en cristaux bien visibles mais à foliation médiocre. Les lits sombres contiennent surtout de la biotite mais peut s'y ajouter de la muscovite. Les gneiss renferment souvent d'autres minéraux métamorphiques comme le disthène (photos 2 et 3), identifiable à son relief élevé et ses teintes de polarisation du 1er ordre, ou la sillimanite ; ceux-ci sont intéressants pour préciser les conditions du métamorphisme (voir fiche 81).

Les gneiss œillés (photos 5 et 6) présentent des yeux de feldspaths dont la forme symétrique ou asymétrique, matérialisée notamment par les ombres de pression, permet, à partir d'analyses statistiques, de remonter au régime de déformation (aplatissement ou cisaillement pur des yeux symétriques, régime mixte d'aplatissement et de cisaillement simple des yeux asymétriques).

Enseignements complémentaires

Origines

Les gneiss ont deux origines possibles :

- lorsque les proportions des minéraux clairs s'apparentent à celles des granites (1/3 de quartz et près de 2/3 de feldspaths) et que les micas sont faiblement représentés, l'origine magmatique du protolithe est la plus vraisemblable ; la présence de phénocristaux de feldspaths (faciès œillé – photo 4) évoque d'anciens granites à texture porphyroïde. Ces gneiss dits orthodérivés sont appelés **orthogneiss** ou **métagranites** ;
- dans le cas contraire, en particulier lorsque micas et silicates d'alumine sont abondants (photos 1, 2 et 3), l'hypothèse d'une origine sédimentaire peut être avancée, le protolithe correspondant à un grès argileux par exemple. Cette origine paradérivée conduit à parler de **paragneiss** et les rattache à la séquence arénacée.

Faciès

Dans le cas des orthogneiss, quartz, feldspaths et biotite sont peu discriminants car ces minéraux hérités possèdent un large domaine de stabilité dans le diagramme (P,T). Ils couvrent en particulier les faciès « **schistes verts** » et « **amphibolites** » voire « granulites » (voir fiche 70, document 2). Les autres minéraux accessoires comme les grenats ou les silicates d'alumine permettent de préciser les conditions (P,T) de leur genèse.

Les gneiss ne traduisent pas nécessairement un métamorphisme d'intensité supérieure aux micaschistes, les différences entre les deux roches ne résultant souvent que de la composition distincte des protolithes.

Gisements

Les gneiss ont les mêmes gisements que les micaschistes. Ils sont abondants dans les chaînes de collision anciennes (varisques ou antérieures) en raison de la forte érosion qu'elles ont connue. On les rencontre également dans les zones alpines internes, là où le socle continental varisque a été remonté tectoniquement (massifs du Grand Paradis et de Dora Maira).

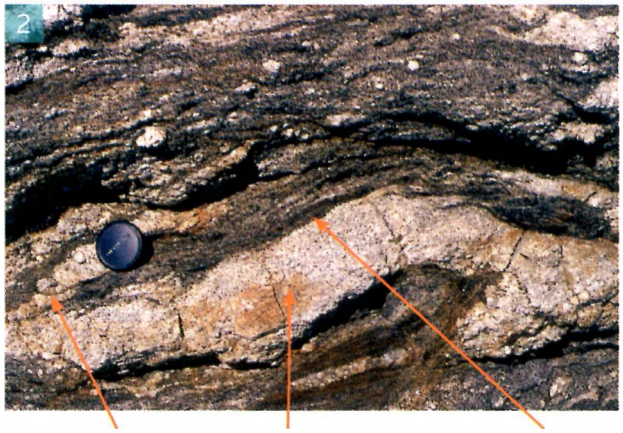
Roches métamorphiques

Migmatite (zone de faible fusion)



zone gneissique conservée (paléosome) — zone granitique (leucosome ou mobilisat) — résidu réfractaire (mélanosome ou restites)

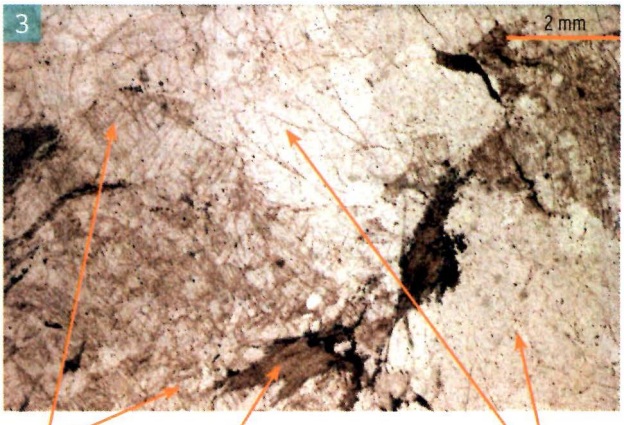
Migmatite (zone de fusion plus importante)



déformations — zone granitique (leucosome ou mobilisat) — résidu réfractaire (mélanosome ou restites)

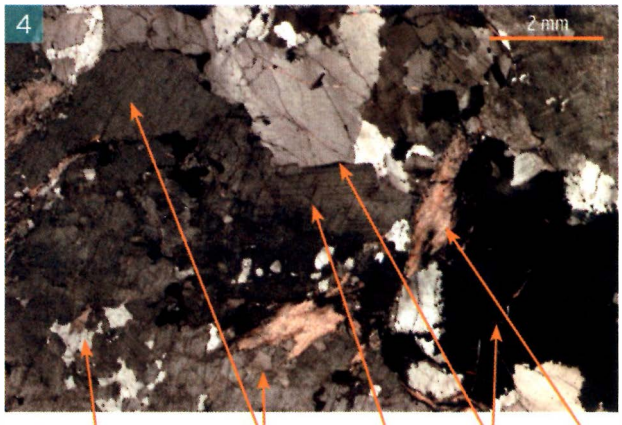
Détail d'un leucosome

LPNA



feldspath — sillimanite — sillimanite — grenat — biotite — quartz

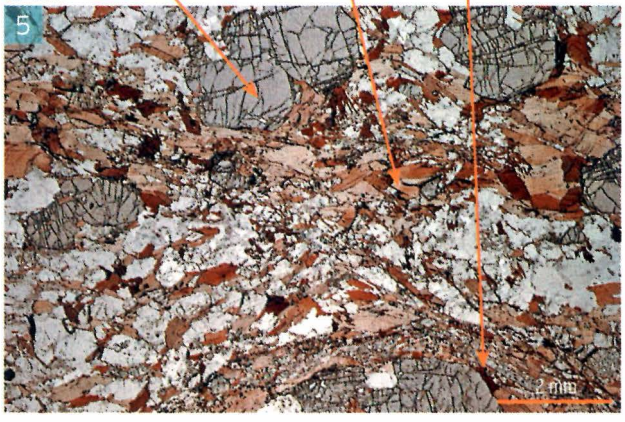
LPA



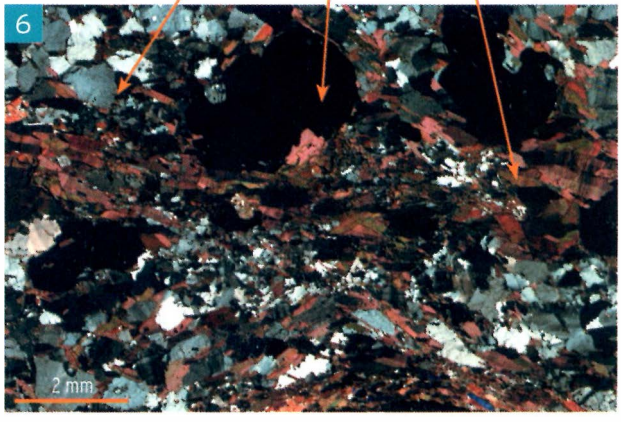
symplectite quartz + orthose — orthose — quartz — plagioclase — grenat — quartz — biotite — sillimanite

Détail d'un mélanosome

LPNA



LPA



Les migmatites ou anatexites

fiche 73

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les migmatites (du grec *migma* signifiant mélange) se présentent à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon (photos 1 et 2) comme des associations étroites entre matériels métamorphique et plutonique. Le matériel **métamorphique** constitue des zones foliées à texture lépidoblastique (voir fiche 68) et à composition de gneiss ou de micaschiste, avec une alternance de lits clairs quartzo-feldspathiques et de lits sombres riches en minéraux ferromagnésiens, essentiellement des micas. Le matériel **plutonique**, à texture grenue, forme des passées claires, à minéralogie de granite. Certaines zones très sombres correspondent à des concentrations de micas. Ces structures résultent d'une fusion partielle ou **anatexie** d'un matériel métamorphique de type gneiss (ou micaschiste) d'où l'autre nom d'**anatexite** donné aux migmatites. Les zones à structure gneissique conservée n'ont pas subi la fusion et constituent le **paléosome** ; les zones claires granitiques s'interprètent comme le produit de fusion ou **leucosome**, encore appelé **mobilisat**, et les zones très sombres comme les résidus réfractaires ou **restites,** ou encore **mélanosome** (lequel forme, avec le leucosome, le néosome).

Les différentes zones sont plus ou moins représentées selon l'ampleur de la fusion ce qui définit divers types de migmatites. Une anatexie avancée conduit au démantèlement partiel de la foliation par concentration locale des produits de fusion et au plissement des zones préservées, le matériel devenant très ductile.

Caractères microscopiques

En lame mince, on retrouve la dualité entre des zones de type leucosome, à texture grenue, formées de grands minéraux clairs et très pauvres en biotite (photos 3 et 4), et des zones sombres foliées, à valeur de **restites,** où se concentrent les espèces minérales peu fusibles, biotite, grenat voire sillimanite (photos 5 et 6). La texture du leucosome est à tendance pegmatitique et, ça et là, s'observent des symplectites de quartz et d'orthose (voir fiche 49) qui traduisent une cristallisation de l'eutectique granitique. Les restes de sillimanite révèlent l'origine anatectique du leucosome.

Enseignements complémentaires

Origine

L'abondance de quartz, feldspaths, micas et silicates d'alumine dénote une origine **pélitique** (argilites) ou **pélito-gréseuse** (argilites gréseuses) du protolithe. La composition du leucosome est proche de celle du minimum thermique du système quartz – albite – orthose, ce qui traduit bien le début de la fusion.

Faciès

L'anatexie correspond au degré extrême du faciès « **amphibolites** » et au début du faciès « **granulites** » dans le cas où l'eau n'est pas en excès (voir fiche 70, document 2). Elle coïncide souvent avec la **disparition de la muscovite** et la libération consécutive d'eau qui favorise alors la fusion, selon la réaction :

muscovite + quartz → sillimanite + feldspath K + liquide silicaté

La disparition plus tardive de la biotite produit, en plus du liquide silicaté, soit de la cordiérite à basse pression, soit du grenat à moyenne et haute pression selon la réaction :

biotite + quartz → cordiérite/grenat + feldspath K + liquide silicaté

Gisements

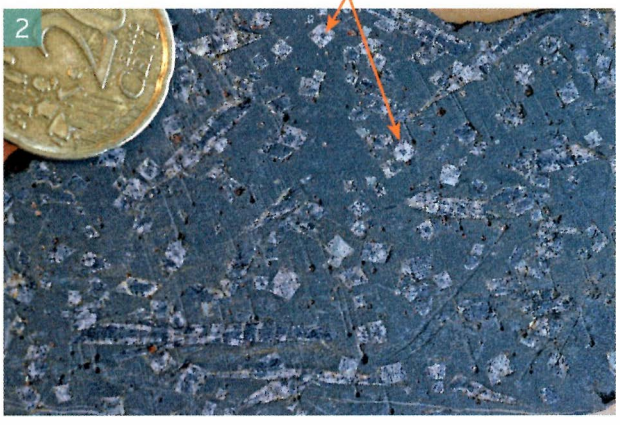
Les migmatites s'intercalent entre les zones gneissiques et les zones granitiques ; elles témoignent de gradients métamorphiques régionaux de « haute température - basse pression » et « intermédiaire » qui caractérisent les paléomarges continentales entrées en collision. Elles n'affleurent qu'à la suite d'une longue phase d'érosion ce qui explique leur fréquence dans les chaînes anciennes (varisques par exemple).

6 Roches métamorphiques

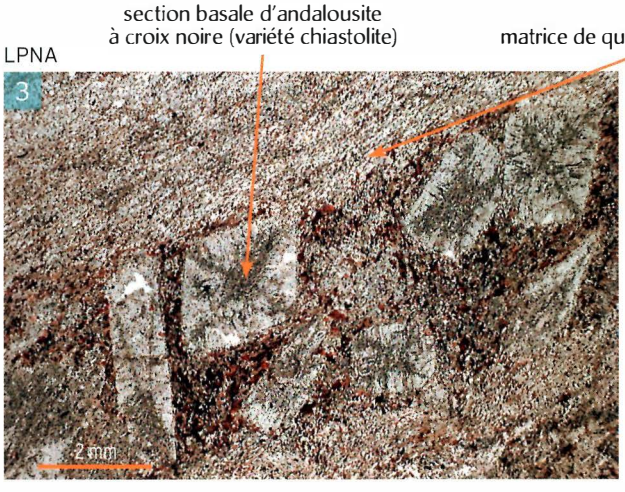
Cornéenne à silicates calciques

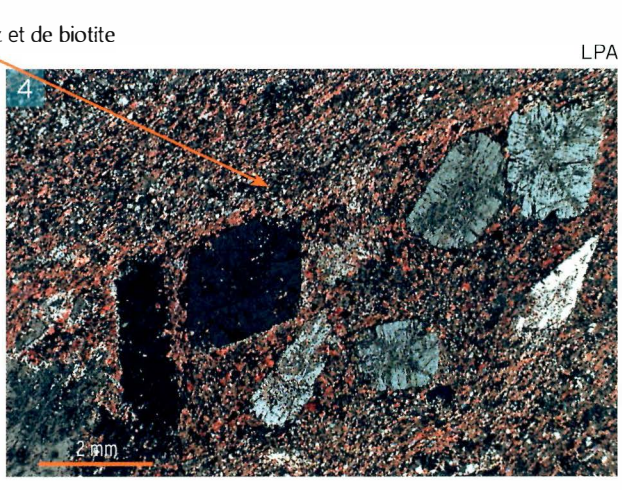


Cornéenne micacée à andalousite

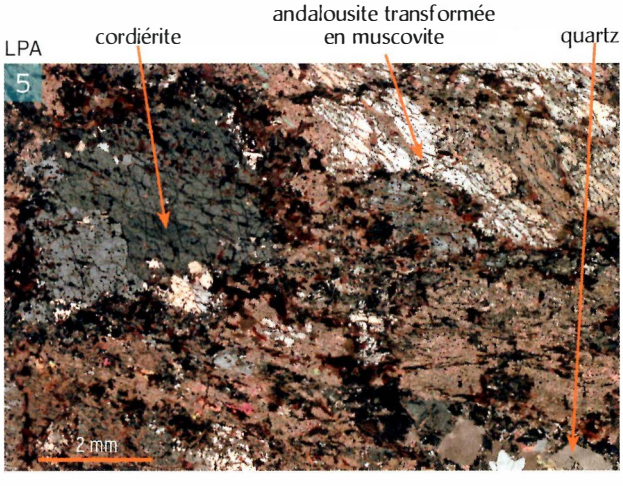


Cornéenne micacée à andalousite

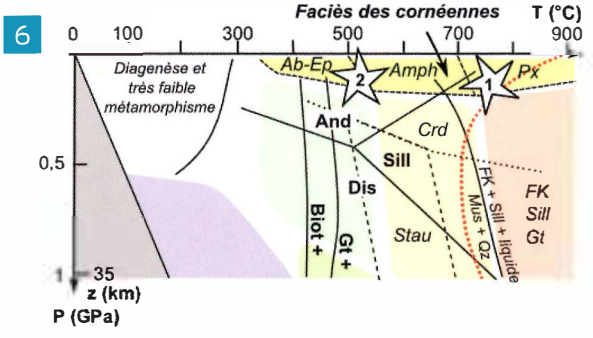




Cornéenne à cordiérite (« schiste tacheté »)



Faciès des cornéennes et position des roches des photos 1 et 2 dans le diagramme (P,T)



And : andalousite ; Biot : biotite ; Crd : cordiérite ; Dis : disthène ; FK : feldspath potassique ; Gt : grenat ; Mus : muscovite ; Qz : quartz ; Sill : sillimanite ; Stau : staurotide.

Les cornéennes et le métamorphisme de contact

fiche 74

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Au contact d'une intrusion magmatique s'observent généralement des roches dures, compactes et à aspect de corne en cassure ; ces roches sont des **cornéennes**, résultat du métamorphisme thermique de l'encaissant sous l'effet de la chaleur dissipée par le magma. Ce métamorphisme, dit de **contact**, s'exprime sous forme d'une **auréole** ceinturant l'intrusion.

Il existe différents types de cornéennes, en relation notamment avec le chimisme des roches encaissantes et leur distance du contact. Certaines, proches du contact par exemple, sont des cornéennes à silicates calciques (photo 1), comprenant des porphyroblastes de clinopyroxène vert (de type diopside) associés à des grenats de composition calcique, formant les plages brunes de la roche. D'autres cornéennes, plus riches en micas, sont à grain fin et de couleur sombre, celle-ci tirant selon les cas vers le vert foncé ou le gris noir.

Dans les zones un peu plus éloignées du contact, les roches montrent souvent des **phénocristaux** en taches, dispersés dans une matrice sombre (photo 2). Il s'agit en général de **silicates d'alumine**, cordiérite ou andalousite, celle-ci étant reconnaissable à ses sections transversales carrées à cœur noir (variété chiastolite), attestant du caractère **métamorphique** de ces roches.

Caractères microscopiques

Dans les cornéennes, on retrouve en LPNA l'aspect caractéristique des sections d'**andalousite** sous forme de croix noires (inclusions charbonneuses), propres à la variété chiastolite (photo 3), et des teintes de polarisation du 1er ordre en LPA (photo 4). La matrice qui les entoure est constituée d'un mélange de quartz et de biotite. Aucune foliation n'est apparente, la texture étant granoblastique (voir fiche 68). La distribution des andalousites se fait dans les niveaux les plus riches en micas (les plus sombres), vraisemblablement là où la teneur initiale en alumine était la plus élevée.

Enseignements complémentaires

Origine

Les cornéennes dérivent de protolithes variés. Un protolithe de type argilite gréseuse, riche en alumine, conduit à des roches métamorphiques marquées par l'abondance de micas et de silicates d'alumine en sus du quartz (photos 2 à 5). Une roche initiale possédant à la fois Si, Al, Mg et Ca (une marne par exemple) permet de comprendre l'apparition de silicates calciques tels des grenats et des pyroxènes (photo 1).

Faciès

Le métamorphisme de contact ne peut se produire qu'à une profondeur modeste, là où existe un fort contraste thermique entre l'intrusion et son encaissant. On le situe ainsi à moins de **3 à 4 kbar** soit moins de 10 km (document 6). En fonction de la présence d'andalousite, de grenat, de sillimanite ou de pyroxène, les températures s'échelonnent de **400** à **600-700 °C** et le **faciès des cornéennes** s'étend du domaine des « schistes verts » à celui des « granulites ».

Gisements

Les intrusions magmatiques dans un encaissant relativement froid concernant surtout la croûte continentale, c'est autour de massifs de **granite** et de **granodiorite**, plus rarement de gabbro, que se développent les auréoles de métamorphisme de contact. Les roches tachetées d'andalousite ou de cordiérite présentent parfois une schistosité dont l'origine est antérieure ou postérieure au métamorphisme de contact : elles portent alors le nom de **schistes tachetés**.

6 Roches métamorphiques

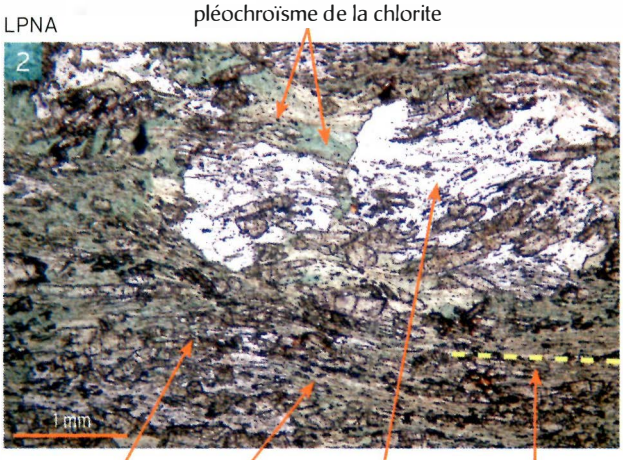
Schiste vert

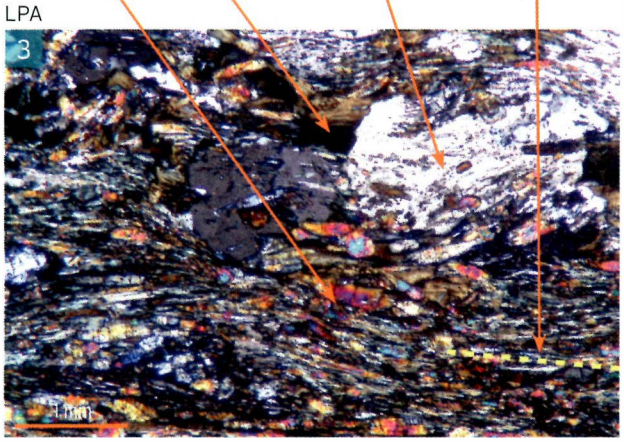


Sericitoschiste

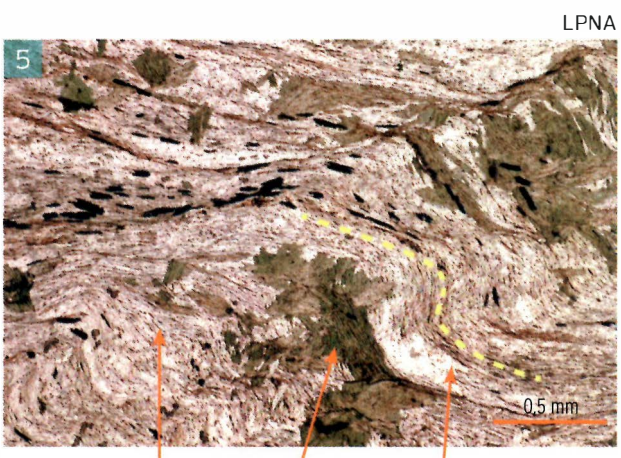


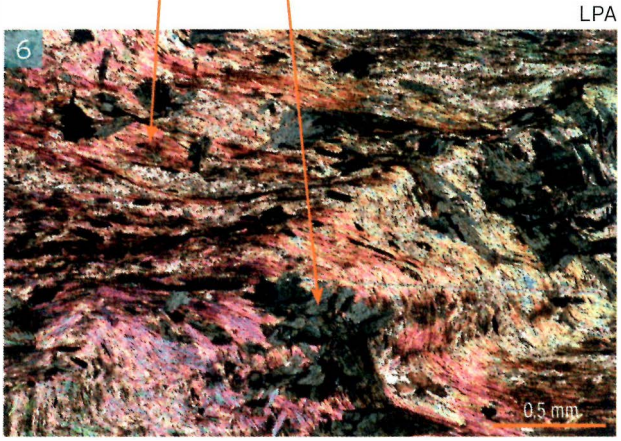
Schiste vert : détail





Sericitoschiste : détail





Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **schistes verts** se présentent comme des roches à débit schisteux et à grain fin, de couleur verte plus ou moins soutenue selon les minéraux présents. Ainsi les lits de couleur vert bouteille relèvent de la présence de chlorite, ceux de couleur vert pistache de la présence d'épidote (photo 1). Ils alternent avec des lits clairs de feldspaths. On peut trouver également une amphibole fibreuse brun-verdâtre, l'actinote. D'autres schistes sont de teinte plus claire, vert amande, et ont un aspect satiné (photo 4) ; ils sont nommés **séricitoschistes** ou schistes sériciteux, la séricite désignant un assemblage de petits cristaux de micas blancs de nature variée (muscovite, phengite, pyrophyllite…), peu distinguables à l'œil nu. Ce sont eux qui donnent leur aspect satiné aux plans de schistosité.

Caractères microscopiques

Les schistes verts apparentés à la photo 1 s'identifient en lame mince par l'abondance de la chlorite, pléochroïque en LPNA, et aux teintes sombres de polarisation (1er ordre) en LPA (photos 2 et 3). Elle y est accompagnée d'épidote qui se reconnaît à son relief élevé en LPNA et à ses couleurs vives et variées, dites en « manteau d'Arlequin », en LPA. Le plagioclase sodique (albite) complète cette paragenèse.

Dans le cas des séricitoschistes, un type de mica blanc proche de la muscovite, limpide en LPNA et aux teintes de polarisation de 3e ordre en LPA, est associé à la chlorite (photos 5 et 6).

Enseignements complémentaires

Origines

Les schistes verts au sens strict (ceux qui ont servi à définir le faciès du même nom) sont des métabasites c'est-à-dire des roches dérivées d'anciens basaltes ou de formations volcanosédimentaires mafiques. Ils sont alors dénommés **prasinites** (du grec *prasinos*, vert) (photo 1).

Toutefois il existe des roches paradérivées qui relèvent du même faciès ; ce sont les **séricitoschistes** (photo 4) et les **chloritoschistes**, anciennes pélites plus ou moins carbonatées (marnes) et recristallisées.

Le groupe des métabasites se distingue de celui des métapélites par la présence de minéraux calciques comme l'actinote et l'épidote voire la calcite dans certains cas.

Faciès

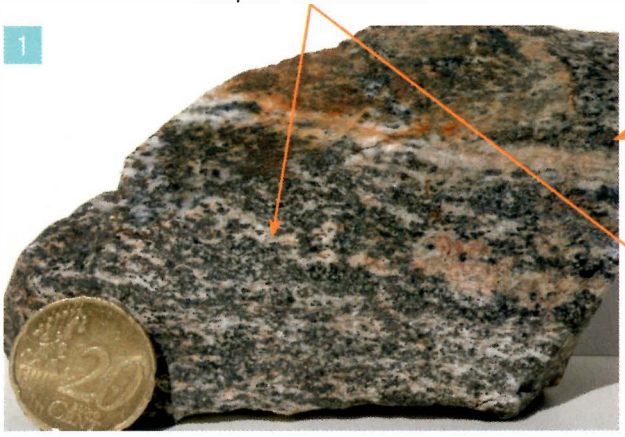
Le faciès « **schistes verts** » correspond à un faible métamorphisme avec des températures comprises entre 300 et 500 °C et des pressions inférieures à 1 GPa (voir fiche 70, document 1).

Gisements

Les **schistes verts s.s.** ou prasinites se rencontrent au sein des complexes ophiolitiques ; ils correspondent soit à un faible métamorphisme par hydrothermalisme de la croûte océanique lors de sa formation à l'axe de la dorsale (exemple du massif du Chenaillet), soit à un épisode de rétrométamorphisme d'ophiolites initialement subductées (ophiolites alpines du Queyras). Les **séricitoschistes** relèvent quant à eux du faible métamorphisme de séries sédimentaires argileuses ou calcaro-argileuses. On les rencontre dans les chaînes cadomiennes (schistes briovériens de Bretagne centrale), varisques (Bretagne centrale, Limousin, Maures…) et alpines où ils constituent la nappe des schistes lustrés.

6 Roches métamorphiques

Amphibolites



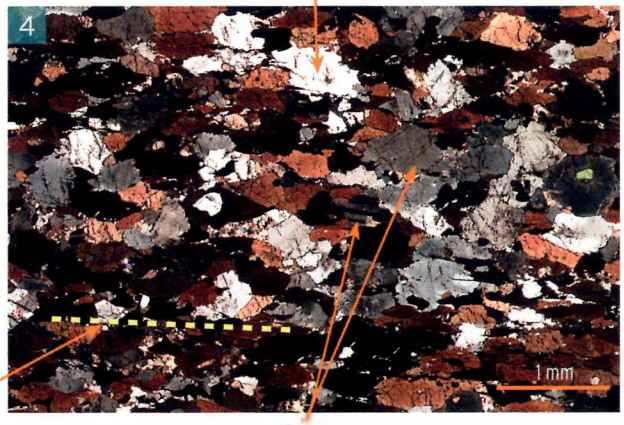
1



2

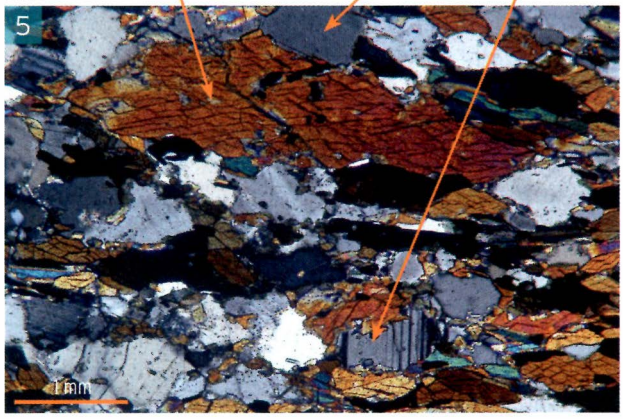


3



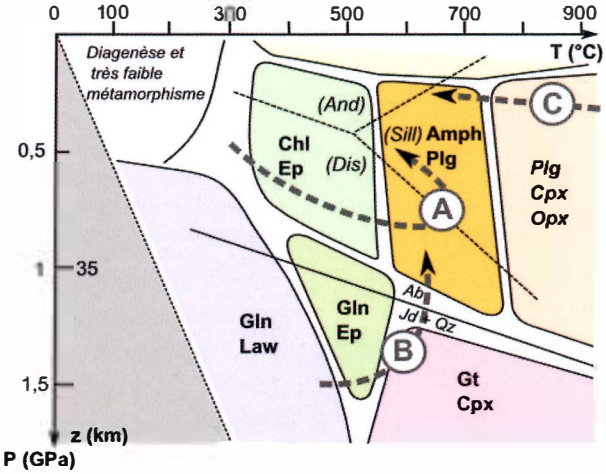
4

Détail d'amphibolite



5

6 Exemples de trajets (P-T) engendrant des amphibolites



Légendes : voir document 1, fiche 70

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les amphibolites sont des roches massives, de couleur vert sombre à presque noir, constituées uniquement de cristaux isogranulaires dont la **texture foliée** est plus ou moins nette (photos 1 et 2). Ces roches **métamorphiques** comportent deux types de minéraux. Les minéraux sombres, dont l'effet prédomine sur la couleur d'ensemble, sont soit des amphiboles, soit des pyroxènes présentant une dureté sensiblement égale à celle du fer (test à l'aiguille ou au clou). Les minéraux clairs, non vitreux en général, sont des feldspaths. L'analyse macroscopique seule ne permet pas de préciser davantage la nature exacte de ces minéraux.

Caractères microscopiques

En lame mince (photos 3, 4 et 5), on reconnaît une texture nématoblastique (voir fiche 68) avec une foliation exprimée notamment par les **amphiboles** calciques et ferromagnésiennes (ou hornblendes). Celles-ci apparaissent en minéraux pléochroïques, de couleur marron à vert, dont certaines sections présentent des clivages à 120° et dont les teintes de polarisation sont assez vives. Elles sont accompagnées de plagioclases, d'un peu de quartz et de reliques de grenat dans certains cas. Il est à noter que les plagioclases ne présentent que rarement des macles polysynthétiques dans les roches métamorphiques (photo 5).

Les amphiboles étant majoritaires, ces roches sont dénommées **amphibolites**.

Enseignements complémentaires

Origine

L'abondance des amphiboles, minéraux ferromagnésiens et calco-alumineux, à teneur modeste en silice (de l'ordre de 40 à 45 % en masse), conduit à la conclusion que le protolithe est une roche magmatique de nature **mafique** (dite encore basique, de type basalte ou gabbro), ou **intermédiaire** (diorite). Les amphibolites se rattachent à la séquence basique : ce sont des **métabasites**. Elles sont produites à la suite d'une réaction de type :

pyroxène + eau → amphibole + quartz

au cours de laquelle la silice excédentaire, libérée par le pyroxène et non consommée par l'amphibole, cristallise sous forme de quartz.

Faciès

Ces roches de la séquence basique, à amphiboles non sodiques, sont utilisées pour définir le faciès « **amphibolites** » qui se situe entre 500 et 700 °C environ, pour des pressions inférieures à 1 voire 1,25 GPa (document 6). Ce faciès relève notamment du gradient métamorphique régional dit « intermédiaire » ou de « moyenne pression-moyenne température » qui caractérise les contextes géodynamiques de collision (trajet A du document 6).

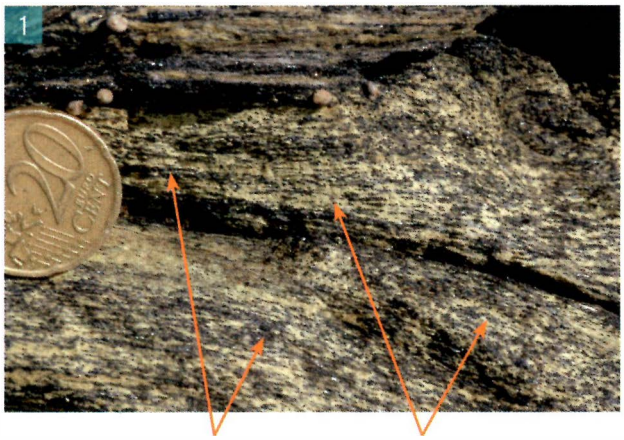
Gisements

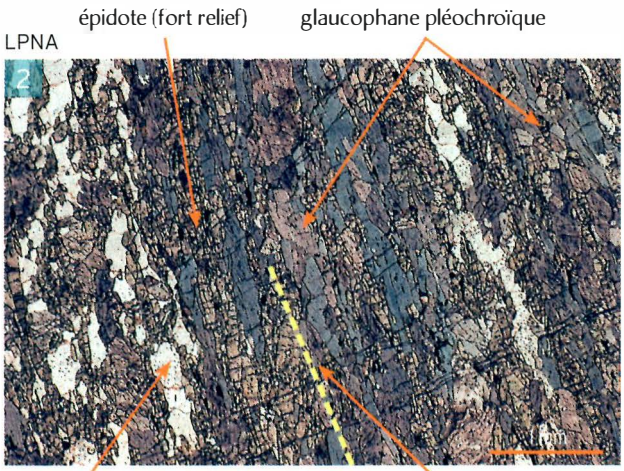
Les amphibolites se rencontrent dans les chaînes de collision *s.s.* comme la chaîne varisque où, associées à des gneiss clairs (ou leptynites), elles forment des **complexes leptyno-amphiboliques** qui sont interprétés comme d'anciennes séries à produits volcaniques basaltiques et rhyolitiques métamorphisés.

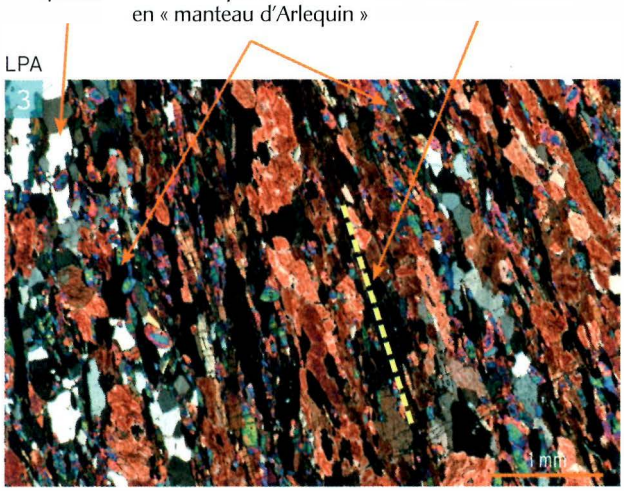
Les amphibolites s'observent également dans les formations ophiolitiques métamorphisées : elles y représentent soit un faciès de rétromorphose partielle de métagabbros ou de métabasaltes acquis lors du processus rétrograde d'exhumation (trajet B du document 6), soit un faciès local d'hydrothermalisme lié au métamorphisme océanique à l'aplomb des dorsales (trajet C du document 6). Ce dernier n'est repérable que dans certains corps ophiolitiques non subduits comme le massif du Chenaillet dans les Alpes.

Roches métamorphiques

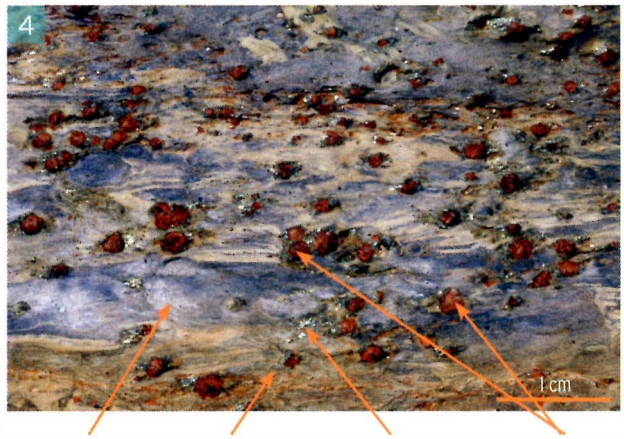
Schiste bleu à épidote

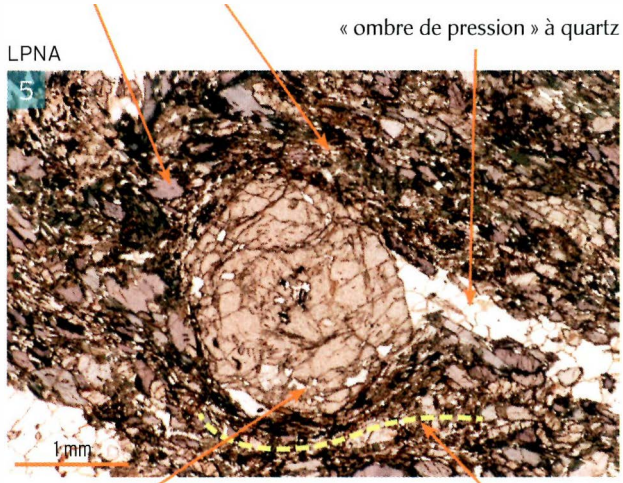


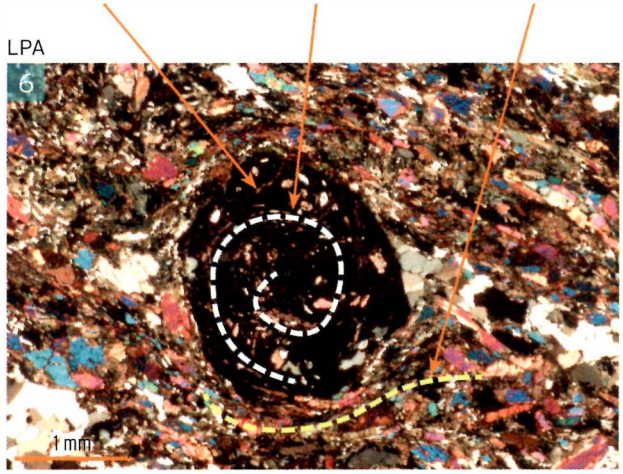




Schiste bleu à grenat







Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les schistes bleus sont des roches renfermant en abondance une amphibole sodique de couleur bleu nuit, la (ou le) **glaucophane**, minéral spécifique du métamorphisme. Celle-ci se concentre en lits sombres alternant fréquemment avec des lits de couleur vert pistache caractéristique de l'**épidote** (photo 1). Cette texture nématoblastique (voir fiche 68) définit la **schistosité** et certains de ces plans révèlent l'alignement ou linéation minéralogique des aiguilles de glaucophane (voir fiche 68, photo 2). Il est également possible de trouver des porphyroblastes rouge brique de grenat, accompagnés éventuellement de phengite (mica apparenté à la muscovite) (photo 4) ou de grands porphyroblastes blancs d'un minéral appelé lawsonite (voir fiche 28).

Caractères microscopiques

En **LPNA**, la glaucophane apparaît sous forme de cristaux pléochroïques, incolores à bleu lavande voire verts ; les cristaux d'épidote s'identifient à leur relief élevé (photo 2). Le grenat est en cristaux subcirculaires de plus grande taille et de couleur rose (photo 5).

En **LPA**, la glaucophane présente des teintes de polarisation basses (1er ordre). Les sections d'épidote montrent des teintes vives (2e et 3e ordres) au sein d'un même cristal, donnant un aspect dit en « manteau d'Arlequin » (photo 3). Le grenat, minéral isotrope, est constamment éteint (photo 6). La lawsonite apparaîtrait sous forme de sections allongées, maclées, avec des teintes de polarisation du 1er ordre jusqu'à l'orange. La foliation est soulignée par l'alternance des lits de glaucophane et d'épidote. Les grenats peuvent présenter des inclusions en spirale (grenats hélicitiques – photos 5 et 6) qui révèlent une croissance accompagnée d'une rotation. Ces inclusions se raccordent ici à la schistosité externe au cristal ce qui atteste de leur caractère synschisteux.

Enseignements complémentaires

Origine

Les schistes bleus sont des **métabasites** : la transformation des minéraux des basaltes produit glaucophane (amphibole sodique) et épidote (silicate alumino-calcique apparenté à l'anorthite mais hydraté).

Faciès

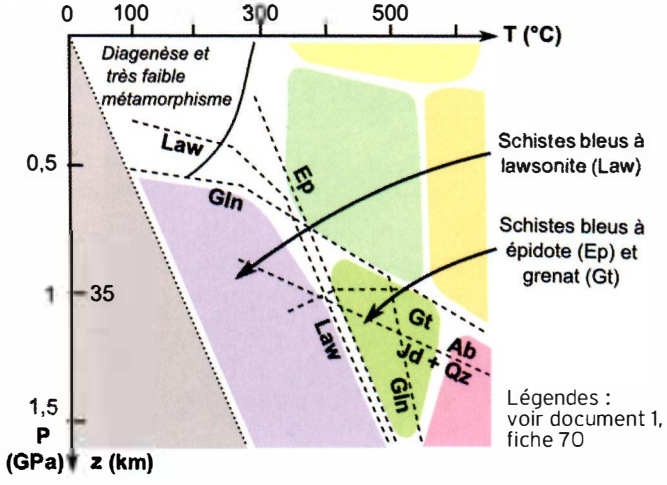
Les schistes bleus ont conduit à la définition du faciès du même nom. On y distingue différentes paragenèses ou sous-faciès selon la présence de **lawsonite**, d'**épidote** voire de grenat et d'omphacite, la lawsonite étant essentiellement un minéral de très basse température (document 7). Les schistes bleus traduisent des conditions de haute pression - basse de température (gradient géothermique inférieur à 10 °C/km) de zones de subduction

Gisements

Les schistes bleus correspondent à d'anciennes formations océaniques entraînées en subduction puis exhumées. Un gisement bien préservé est celui de l'île de Groix, lié à l'orogenèse varisque.

D'autres roches, tels certains métagabbros des Alpes, possèdent en texture coronitique autour des pyroxènes des paragenèses à glaucophane, associée à de la lawsonite ou du grenat ; ils se rattachent alors au faciès « schistes bleus » sans être véritablement des schistes bleus au sens pétrologique défini plus haut.

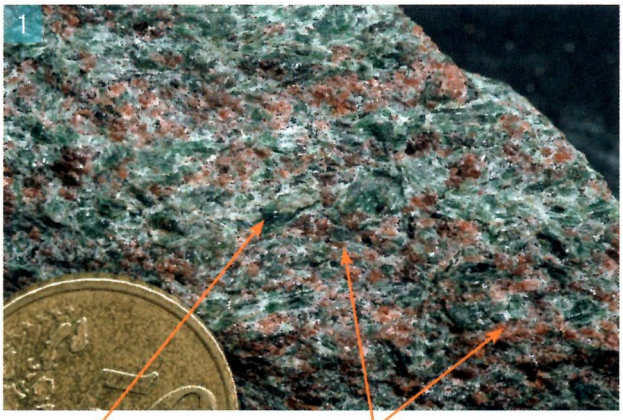
7 Champs de stabilité de minéraux des schistes bleus



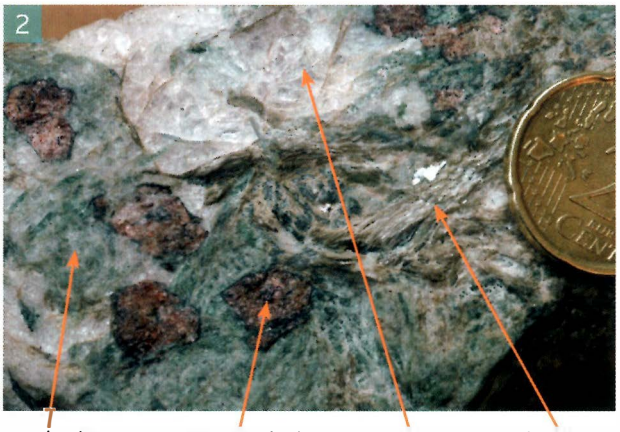
Légendes : voir document 1, fiche 70

6 Roches métamorphiques

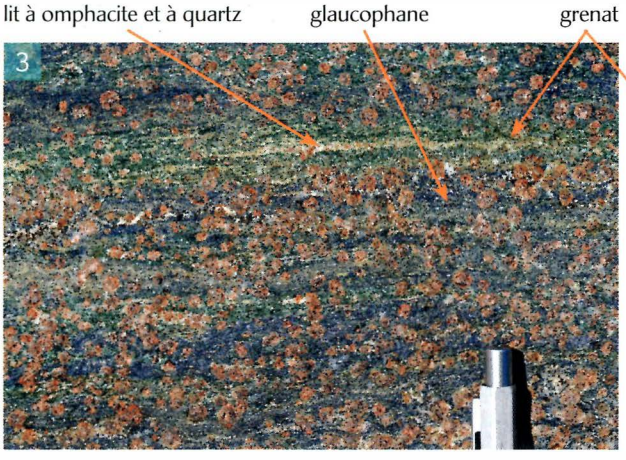
Éclogite (minéralogie la plus fréquente)



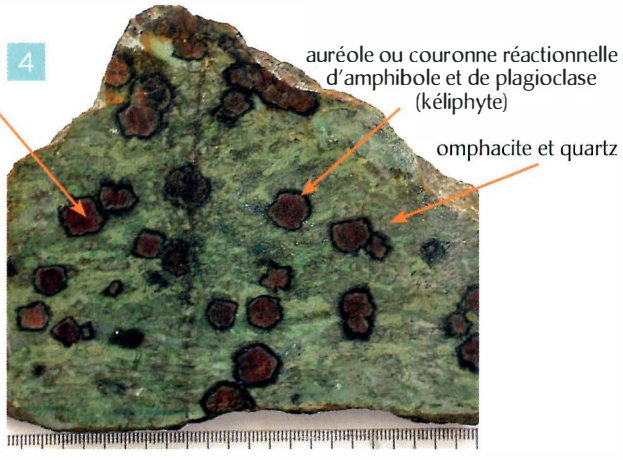
Éclogite à quartz et à phengite

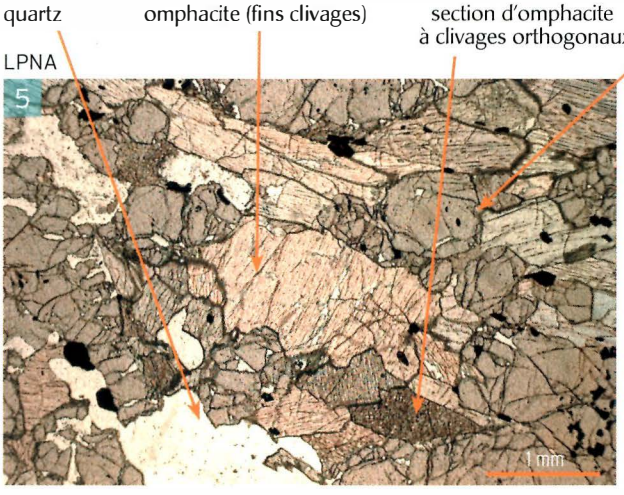


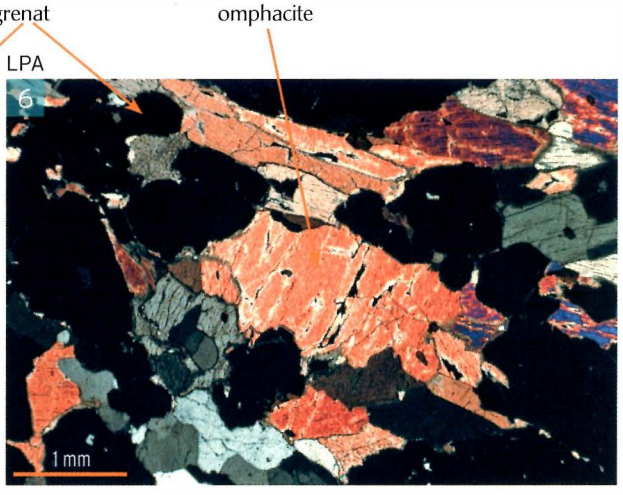
Schiste bleu éclogitique



Éclogite rétromorphosée







Les éclogites

fiche 78

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **éclogites** (photos 1 à 4) sont des roches dont la texture paraît grenue, avec principalement deux types de phénocristaux, les uns de couleur rouge brique propre aux **grenats**, les autres de couleur vert émeraude propre aux pyroxènes de type **omphacite**. Elles ne sont cependant pas d'origine magmatique car grenat et omphacite sont des espèces cristallines spécifiques du métamorphisme ; les éclogites sont ainsi des **roches métamorphiques** à texture granoblastique (voir fiche 68)**.** La forme sphérique des grenats et celle en prismes trapus des pyroxènes expliquent l'absence de réelle foliation. Ces minéraux sont parfois accompagnés de quartz et d'un mica blanc appelé phengite, forme apparentée à la muscovite (photo 2). Il existe également des roches de transition entre schistes bleus et éclogites lorsqu'est présente la glaucophane, amphibole bleu nuit (photo 3).

Caractères microscopiques

Les espèces minéralogiques précédentes se retrouvent en lame mince (photos 5 et 6). En LPNA, le **grenat** apparaît en sections automorphes de couleur rosée et à fort relief ; il est constamment éteint en LPA. Il est accompagné d'un pyroxène appelé **omphacite**, à relief marqué, léger pléochroïsme de vert pâle à incolore en LPNA et, pour les sections basales, clivages orthogonaux. L'omphacite a une composition intermédiaire entre la jadéite, pyroxène aluminosodique, et les pyroxènes calcomagnésiens (diopsides). Les **phengites** possèdent les caractères des muscovites. La glaucophane, lorsqu'elle est présente, montre en LPNA un pléochroïsme allant de l'incolore au bleu lavande et au vert. Aucune foliation n'apparaît pour les raisons indiquées précédemment.

Enseignements complémentaires

Origine

La composition chimique d'une éclogite est celle d'un basalte ou d'un gabbro. Elle s'inscrit donc dans la séquence **basique**, celle des roches mafiques. Cette composition est notamment traduite par la cristallisation abondante des grenats, minéraux pauvres en silice.

Faciès

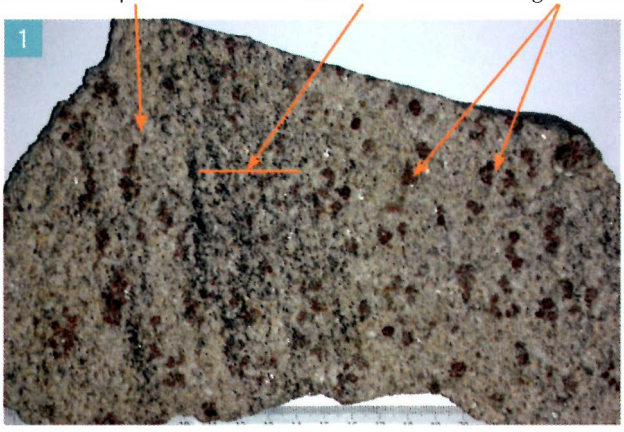
Le faciès des éclogites définit un champ très vaste. La paragenèse des photos 1 et 2, sans glaucophane, est celle du faciès « **éclogites MT** » (moyenne température) qui correspond à des températures minimales de l'ordre de 500 °C pour une pression comprise entre 1 et 2,5 GPa (30 à 75 km) par le fait que le quartz n'est pas transformé en coésite (voir fiche 70, document 1). La roche de la photo 3 où se maintient la glaucophane relève du faciès « **éclogites BT** » (basse température). Il existe également un faciès d'« **éclogites UHP** » (ultra-haute pression) lorsque les grenats renferment de la coésite, polymorphe du quartz stable au-delà de 2,5 GPa (75 km). Dans certains cas (photo 4), les grenats montrent des auréoles noires (texture coronitique – voir fiche 69, photos 3 et 4) de kéliphyte, assemblage d'amphibole et de plagioclase ; il s'agit de l'expression d'un léger rétrométamorphisme dans le faciès « amphibolites » lors du chemin rétrograde. Toutes ces roches résultent généralement de transformations selon des gradients « haute pression – basse température » qui sont ceux des zones de subduction.

Gisements

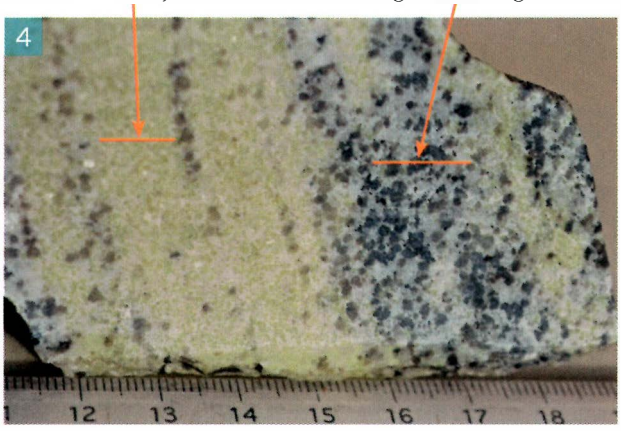
Les éclogites en tant que métabasites affleurent au niveau des complexes ophiolitiques qui ont connu une subduction importante avant leur retour à la surface, par exhumation tectonique en général. Dans les Alpes, elles se situent dans les zones internes comme au niveau du mont Viso. Elles sont plus rares dans la chaîne varisque (quelques affleurements en Vendée, en Limousin et à l'île de Groix – faciès transitionnel dans ce cas). Leur forte densité contribue à la subduction du panneau plongeant.

6 Roches métamorphiques

Granulite

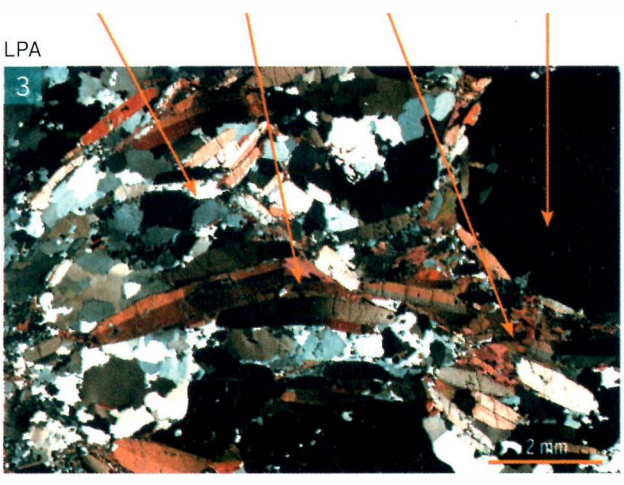


Marbre

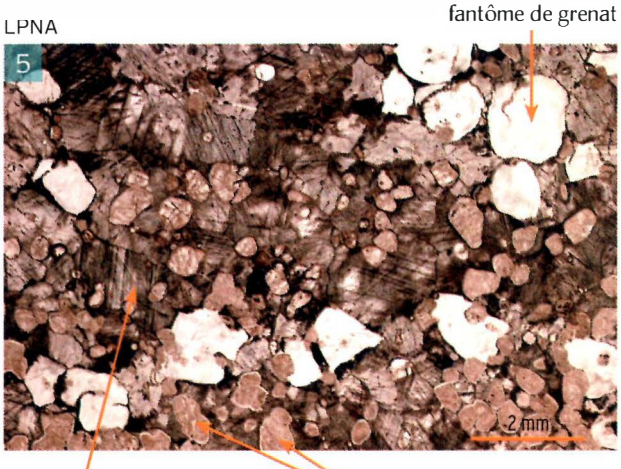


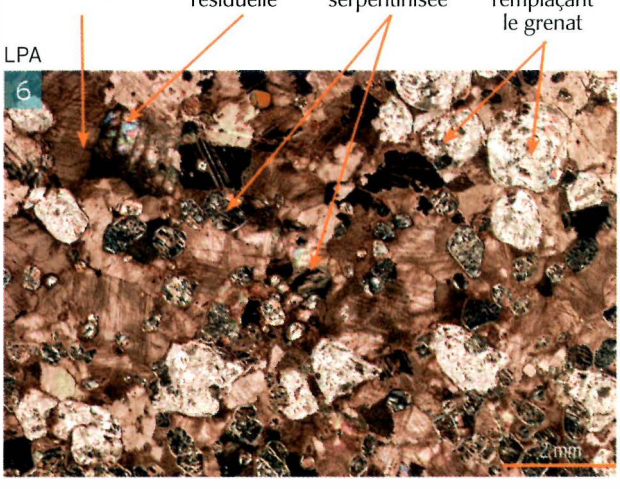
Granulite à disthène et grenat en lame mince





Marbre en lame mince





Les granulites – Les marbres

Caractères généraux

Caractères macroscopiques

Les **granulites** sont des roches quartzo-feldspathiques massives, à texture granoblastique (voir fiche 68), comportant selon les cas un silicate d'alumine (disthène ou sillimanite), du grenat et/ou de l'orthopyroxène (photo 1). Ces minéralogies typiquement métamorphiques sont éventuellement accompagnées de biotite généralement peu abondante et le plus souvent d'origine rétromorphique.

Les **marbres** ou cipolins sont également des roches massives, de couleur claire, rayables par le fer et faisant effervescence à l'acide dilué car de nature carbonatée (photo 4). La calcite qui confère un aspect saccharoïde à la roche est souvent accompagnée de minéraux accessoires comme des grenats, du pyroxène (diopside) et de l'olivine (forstérite), en liaison avec la présence de silicium et de magnésium.

Caractères microscopiques

En lame mince, on retrouve la texture granoblastique des granulites exprimée par l'abondance du quartz, des feldspaths et du grenat ; elle peut être nématoblastique lorsque le disthène tabulaire est présent (photos 2 et 3).

La texture des marbres est également granoblastique. La différence avec les calcaires porte sur la taille toujours plus importante des cristaux de calcite comparés à ceux de la sparite (photo 5) et sur la présence de silicates comme le pyroxène, l'olivine (teintes de polarisation très vives, des 2e et 3e ordres en LPA) ou de leurs produits d'altération (olivine transformée en serpentine) (photo 6).

Enseignements complémentaires

Origines et faciès

L'origine des granulites est variée. Il peut s'agir d'anciennes roches **mafiques** si la paragenèse quartzo-feldspathique est accompagnée d'orthopyroxène, de clinopyroxène et accessoirement de grenat, ou bien d'anciennes **pélites** gréseuses en présence d'une paragenèse à silicates d'alumine comme la sillimanite ou le disthène, voire la cordiérite dans les granulites d'assez basse pression (voir fiche 70, document 2). Il existe ainsi des granulites basiques et des granulites acides.

Les marbres dérivent d'anciens **calcaires** purs ou dolomitiques, avec une fraction non négligeable d'argiles lorsque sont présents des silicates.

Les **granulites**, en tant que métabasites, servent à définir le faciès « **granulites** » qui correspond à des températures supérieures à 700 °C (voir fiche 70, document 1) ; l'orthopyroxène et le grenat (ou la sillimanite et le disthène pour les granulites acides) permettent de différencier respectivement granulites de basse et de haute pressions. Leur point commun est l'absence quasi-totale de minéraux hydratés. Le faciès « granulites » débute par la disparition de l'amphibole dans les roches basiques, de la muscovite puis de la biotite dans les roches acides (sa présence relève alors du rétrométamorphisme – photo 1). Les réactions peuvent s'écrire :

hornblende → orthopyroxène + clinopyroxène + plagioclase + vapeur (granulite basique)

biotite + sillimanite → grenat/cordiérite + feldspath potassique + vapeur (granulite acide)

Le faciès des **marbres** est difficile à caractériser en raison du large domaine de stabilité de la calcite.

Gisements

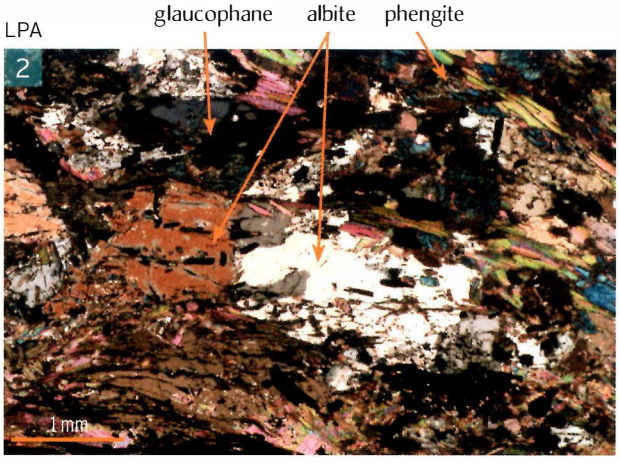
Les granulites sont considérées comme représentatives des formations de la **croûte continentale inférieure**. Elles sont peu fréquentes à l'affleurement, dans les orogènes récents du moins, en raison du caractère très ductile de la croûte inférieure, cisaillée et laminée au cours des processus de collision. On les rencontre en écailles (zone d'Ivrée dans les Alpes, Pyrénées), en enclaves dans les basaltes continentaux (volcanisme plio-quaternaire du Massif central) ou en dômes dans les boucliers archéens (Namibie, Canada…).

Les marbres sont fréquents dans la chaîne pyrénéenne et dans les Apennins (Carrare en Toscane).

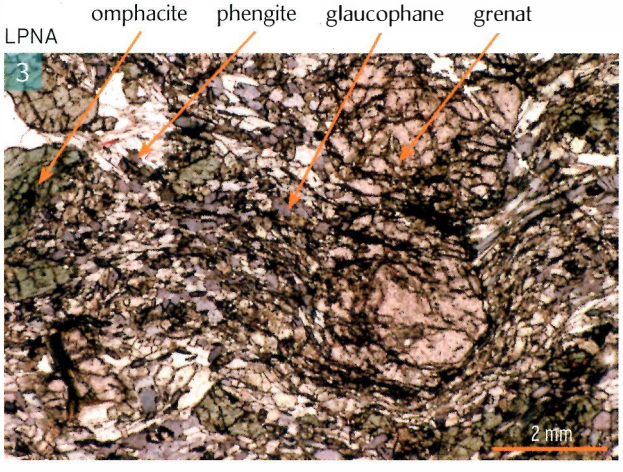
Roches métamorphiques

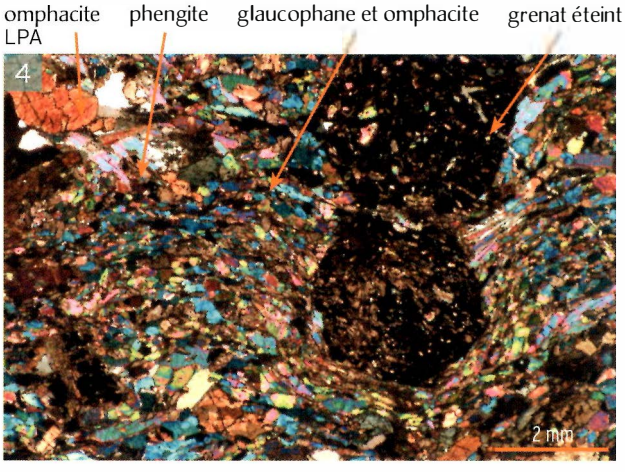
1-Schiste bleu



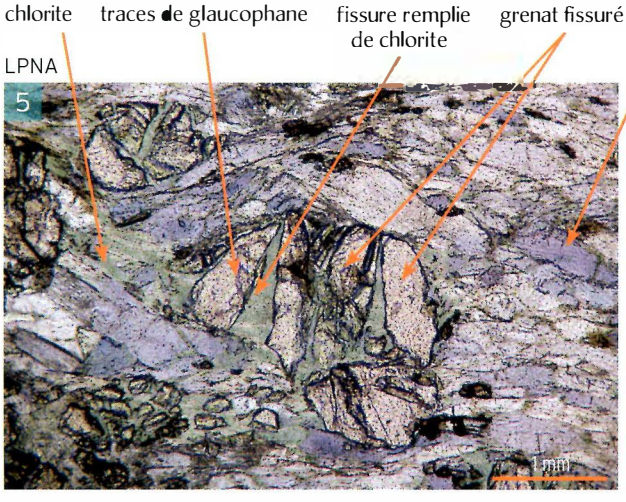


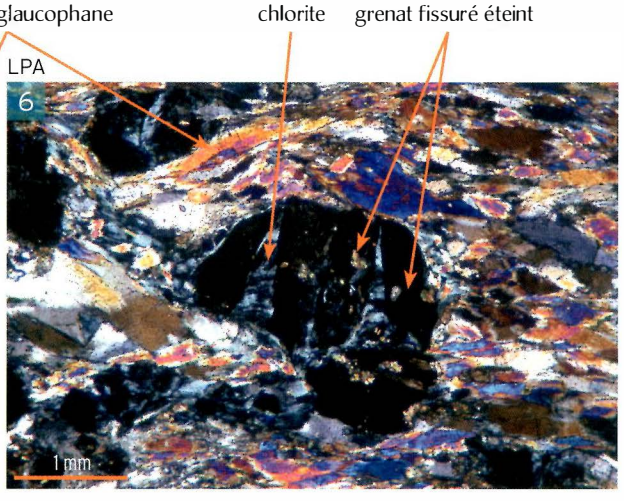
2-Éclogite à glaucophane





3-Éclogite rétromorphosée





Évolutions minéralogiques en climat HP-BT ; chemins (P-T-t)

fiche 80

Les échantillons 1, 2 et 3 ont trait à la séquence basique (matériaux d'origine océanique) et montrent trois stades d'évolutions métamorphiques en climat HP-BT, propre au contexte géodynamique de subduction. L'échantillon 3 contient des témoignages de différentes paragenèses, successivement apparues lors de la phase d'enfouissement dite **prograde,** marquée par une augmentation de la pression et de la température, puis lors de la phase d'exhumation ou **rétrograde** qui voit ces paramètres diminuer. La chronologie relative de ces paragenèses peut être établie sur des critères géométriques ce qui permet de tracer le **chemin (P,T,t)** d'évolution de l'échantillon considéré et qui pourrait être précisé par la datation absolue des minéraux des différentes paragenèses. Les échantillons 1 et 2 ne présentent qu'une paragenèse, expression de l'équilibre minéralogique du pic thermodynamique de la phase prograde ou d'un début de réajustement en phase rétrograde. Ils ne permettent pas d'établir un chemin (P,T,t).

Stade « schiste bleu » (échantillon 1)

Les photos 1 et 2 montrent la présence d'une amphibole bleue, la glaucophane, d'un feldspath, l'albite (incolore en LPNA, teintes de 1er ordre en LPA), et d'un mica, la phengite (incolore en LPNA, teintes de 3e ordre en LPA). On trouve ailleurs sur la lame de l'épidote (teintes en « manteau d'Arlequin » en LPA). Cette paragenèse est typique d'un **schiste bleu**. Certaines lames présentent aussi des cristaux de lawsonite déstabilisés.

Stade « éclogite à glaucophane » (échantillon 2)

À la différence de l'échantillon précédent, on note dans ce cas la disparition de l'albite et de l'épidote mais l'apparition de l'omphacite, pyroxène vert en LPNA, et du grenat, à fort relief en LPNA et toujours éteint en LPA (photos 3 et 4). Le maintien de glaucophane permet de parler d'**éclogite à glaucophane**.

Stade « éclogite rétromorphosée » (échantillon 3)

Cette lame montre des minéraux relevant de faciès distincts, notamment le grenat propre au faciès « éclogites » et la chlorite qui relève du faciès « schistes verts » (photos 5 et 6). Le fait que le grenat soit fissuré, éclaté, et que, dans les fentes, se développent quelques traces de glaucophane et surtout la chlorite permet de considérer le grenat comme le témoin d'une **paragenèse primitive éclogitique**, largement **rééquilibrée** dans les faciès « schistes bleus » puis « schistes verts » (stades 3, 3' et 3" – document 7). Cela suppose un apport important d'eau (la chlorite, phyllosilicate très hydroxylé, peut contenir jusqu'à 12 % en masse d'eau) et une déformation notable qui a permis au fluide de pénétrer largement, de réagir et de déstabiliser la paragenèse prograde hors équilibre au cours de l'exhumation. Les réactions responsables de ce rétrométamorphisme sont du type :

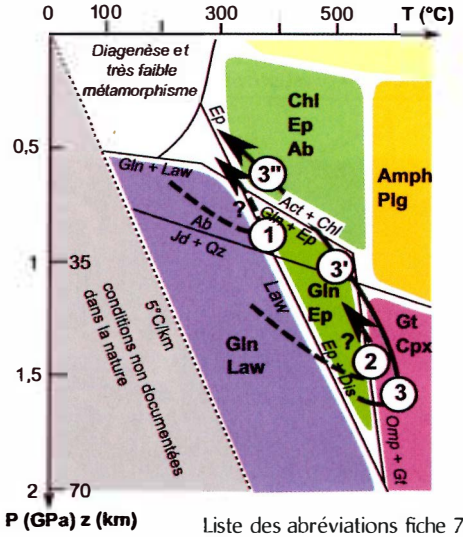
(1) grenat + omphacite + H_2O → glaucophane + épidote

(2) glaucophane + grenat + H_2O → chlorite + mica

Enseignements : chemins (P-T-t) (document 7)

Le chemin (P-T-t) des échantillons 1 et 2 est impossible à déterminer, seul le pic métamorphique ayant été préservé. Par contre, dans le cas de l'échantillon 3, il est possible de représenter avec une assez grande précision le chemin rétrograde. Cet exemple illustre un point essentiel : *les trois échantillons, jadis équilibrés dans les conditions des faciès « schistes bleus » ou « éclogites », ont connu des intensités de rétromorphose très différentes*, certainement en raison de la quantité fort différente d'eau qui les a imprégnés.

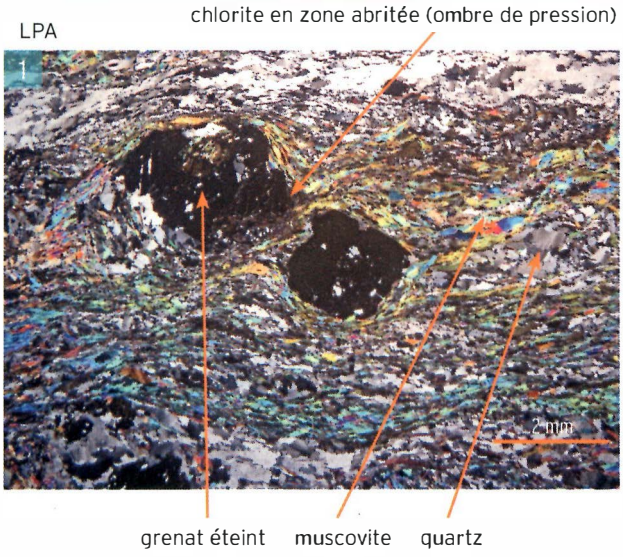
7 Positions des échantillons et chemin (P-T-t) du n° 3



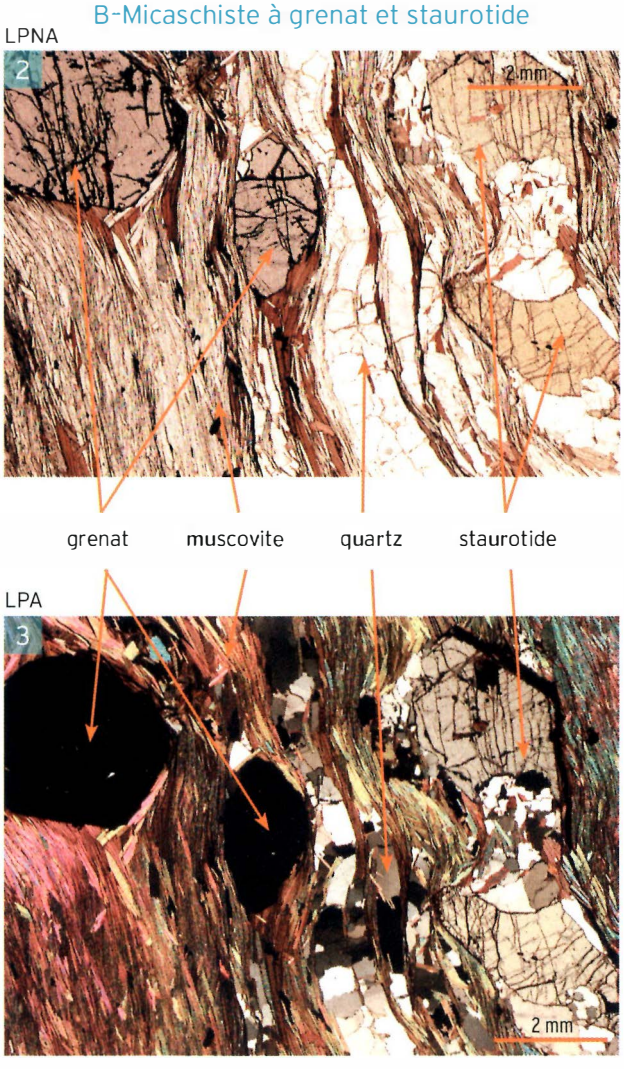
Liste des abréviations fiche 70 (Act : actinote ; Omp : omphacite)

Roches métamorphiques

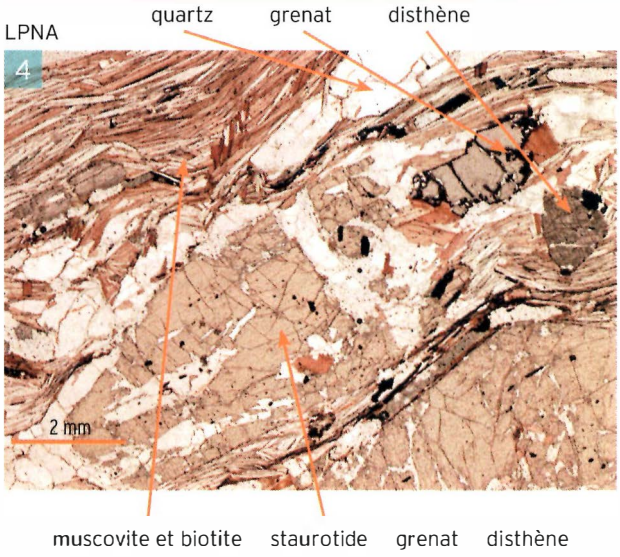
A-Schiste à grenat

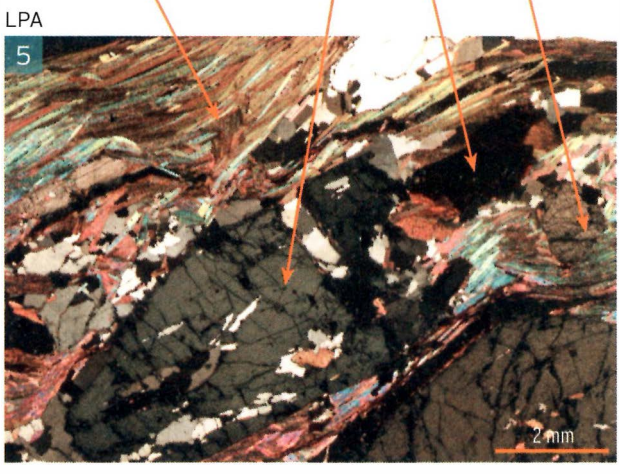


B-Micaschiste à grenat et staurotide

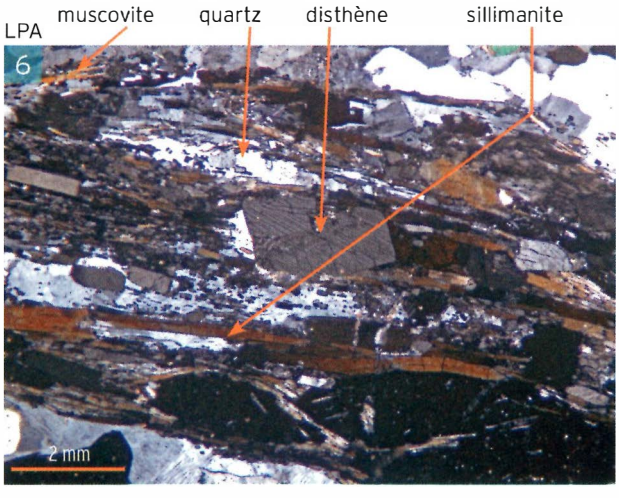


C-Micaschiste à grenat et disthène





D-Paragneiss à disthène et sillimanite



Établissement d'un gradient métamorphique régional

fiche 81

L'analyse de la paragenèse d'une roche métamorphique permet de déterminer le pic thermique des conditions [P-T] qu'elle a subies. Si cette étude est conduite sur différentes roches d'une même série, situées en des lieux assez distants et donc soumis à des pics différents au cours d'un même épisode métamorphique, il est alors possible dans un diagramme [P-T] de joindre les points obtenus ce qui fournit une courbe définissant le **gradient métamorphique régional**. Ce dernier est révélateur du contexte géodynamique en jeu. Quatre roches de la série métamorphique des Maures, d'âge varisque, réparties d'ouest en est (document 7), sont analysées.

Caractéristiques minéralogiques des échantillons

L'**échantillon A** (photo 1) présente une foliation exprimée par la muscovite et la chlorite. Grenat et quartz complètent la minéralogie de cette roche métamorphique qui est un **schiste à grenat**, schiste en raison de la taille inframillétrique de la plupart des minéraux. Le faciès est celui des **schistes verts** du fait de la présence de la chlorite ; l'existence du grenat signifie que le maximum thermique a dépassé les 400 °C (document 8).

L'**échantillon B** se caractérise par une taille plus importante de tous les minéraux dont muscovite et biotite (photos 2 et 3) et par l'apparition de la staurotide. Il s'agit d'un **micaschiste à grenat et staurotide** relevant du faciès « **amphibolites** » en raison de la présence de la staurotide, bon géothermomètre car minéral stable autour de 550 °C ± 50 pour une pression supérieure à 0,3 GPa (document 8).

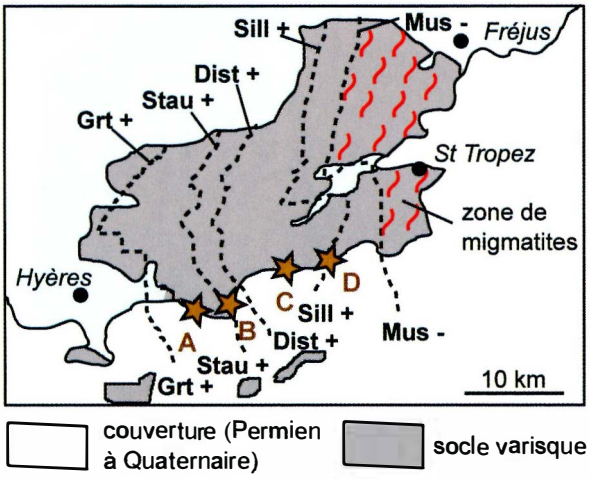
La nouveauté de l'**échantillon C** (photos 4 et 5) est l'apparition du disthène ; le faciès de ce **micaschiste** est toujours celui des **amphibolites** (document 8).

L'**échantillon D** (photo 6) montre une faible proportion de micas, la disparition de la staurotide et la coexistence du disthène et de la sillimanite ce qui permet de le situer au voisinage de la courbe d'équilibre de ces deux polymorphes, dans la portion où la staurotide n'est plus stable et avant la limite d'anatexie puisque la foliation est encore bien préservée et qu'il n'y a pas de leucosome (document 8). Ce **paragneiss** relève du faciès des **amphibolites de haut degré**.

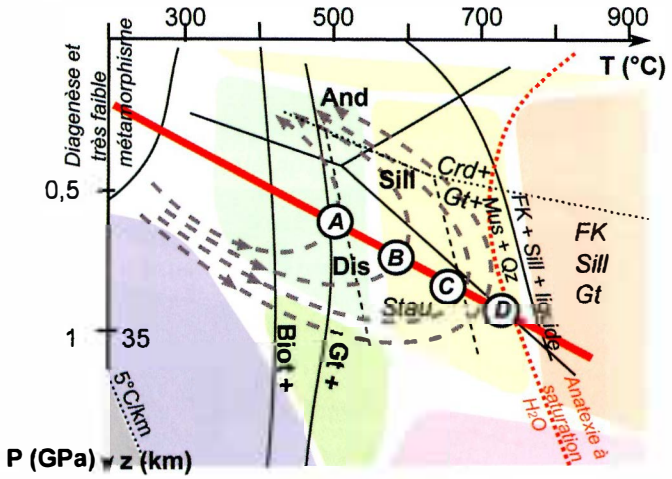
Définition du gradient métamorphique

Grâce à l'échantillon D en particulier (disparition de la staurotide et conversion du disthène en sillimanite avant l'anatexie), il est possible d'aligner les maxima thermiques de ces roches sur une droite définissant un gradient métamorphique de **moyenne pression – moyenne température** ou **intermédiaire**, qui aboutit plus à l'est à la migmatisation (document 7). Son tracé serait affiné par la détermination plus précise des conditions (P-T) du pic métamorphique de chaque échantillon. Les résultats obtenus sur cet exemple livrent un gradient de l'ordre de 23-25 °C/km, caractéristique d'un contexte de collision.

7 Localisation des échantillons ; carte des isogrades



6 Reconstitution du gradient métamorphique



Liste des abréviations fiche 70

7 Ressources naturelles et dérivées

Les mégalithes de Stonehenge, Grande-Bretagne

1



Différents types de murs en pierre

3



Mur homogène ou hétérogène — mur organique

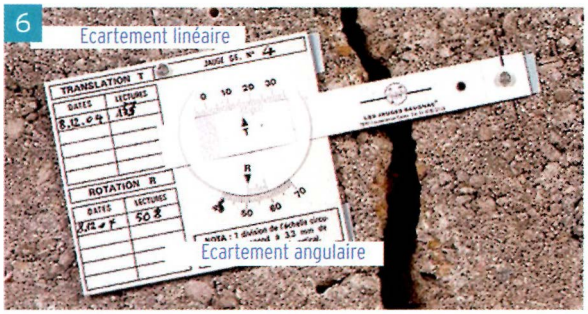
Les joints stylolithiques dans un calcaire

4



Un fissuromètre

6



L'appareil est fixé de part et d'autre de la fissure

Une ancienne carrière d'ardoise

2



Désordres dans un mur de moellon

5

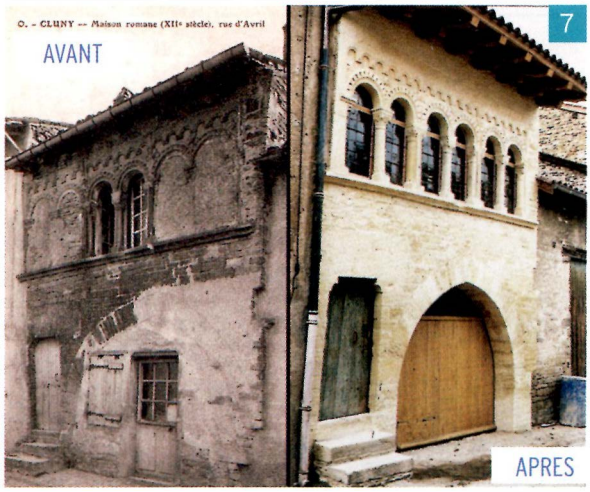


Alvéolisation de la pierre dégradation totale du liant

Fissuration liée à la dégradation du linteau de bois

Restauration d'une maison du 12e siècle à Cluny

7



Minéraux et pierres de construction

fiche 82

Dès l'antiquité et surtout avec la société industrielle du 19e siècle, l'utilisation des minéraux et des roches dans la construction et l'industrie a décuplé, notamment avec l'utilisation de matériaux artificiels comme les ciments et les bétons, de combustibles fossiles et de minerais radioactifs comme sources d'énergie.

Les minéraux industriels

Parmi de nombreux minéraux, citons : les **tectosilicates** (quartz et feldspath) pour l'industrie des granulats, du verre, des matériaux réfractaires ; les **chlorures** (halite ou sel gemme, sylvite) ; les **sulfates** comme le gypse utilisé pour la fabrication du plâtre ; la **barytine** ($BaSO_4$) et la **fluorite** dans l'industrie ; les **carbonates** et les **argiles** essentiels dans la fabrication des matériaux de construction (briques, tuiles, ciments, bétons) ; les minéraux de **terres rares** et de nombreux métaux dont certains deviennent stratégiques pour leur utilité dans la fabrication de composants électroniques.

La pierre de construction : propriétés et mise en œuvre

Liée à la sédentarisation, son utilisation dans la construction n'excède pas 10 000 ans. Les premières utilisations caractérisent les civilisations mégalithiques (photo 1) et celles de l'Antiquité qui donnent naissance au génie civil. La pierre fut utilisée dans les constructions de prestige et plus tard dans la construction rurale (à cause du coût).

Les matériaux utilisés sont très liés à la **géologie locale** : dans les bassins sédimentaires, ce sont les calcaires, les grès comme pierre de construction, l'argile pour la mise en œuvre des murs en torchis ; dans les massifs anciens, ce sont les granites et les roches métamorphiques qui dominent et, en zones volcaniques, les laves, les tufs et ignimbrites. Les propriétés essentielles de la pierre de taille sont :

- **l'homogénéité** : le carrier dans son langage propre évite les « **veines** » (filons, recristallisations des fissures), « les **crapauds** » (enclaves, impuretés), « les **coquilles** » (fossiles) qui fragilisent la pierre ; il utilise le « **fil** », la « **feuille** » (linéation et plan d'orientation) dans l'exploitation et la taille alors que les « **joints** » sont vus comme des défauts majeurs de la pierre (faille, fissures, joints stylolithiques par ex. – photo 4) ;
- **la porosité et la perméabilité** : la porosité s'exprime par le rapport V_v/V_t (volume des vides sur volume total). Selon le degré de connexion des pores, la roche est poreuse mais imperméable ou perméable ; la porosité conditionne la **densité** du matériau et sa **gélivité** ;
- **le poids volumique** (en kN/m³) : il détermine le caractère **isolant** et la **résistance mécanique** de la pierre ; il est bien sûr lié à la porosité. Ainsi un matériau ponceux soudé peut avoir un poids volumique inférieur à 1 kN/m³, donc très léger et très isolant car les pores n'y sont pas connectés.

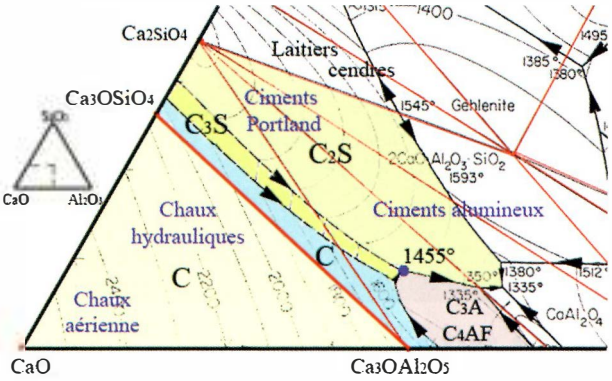
La pierre de construction dans l'habitat ancien concerne aussi bien l'élévation des murs, les encadrements, la couverture pour un matériau à débit en feuille comme l'ardoise (photo 2) ou certaines roches volcaniques ou métamorphiques (lauzes), les pavements de luxe, les éléments intérieurs (escalier, cheminée, évier).

La mise en œuvre de la pierre se fait avec des **moellons bruts** (tout-venant) ou retouchés sur la face visible (photo 3), ou avec la pierre de taille ; elle implique un liant entre les pierres, **le mortier**, sauf pour le mur de pierre sèche sans liant. Le mur est **hétérogène** ou **homogène** selon que le matériau est du tout-venant ou non ; il est dit **organique** quand deux parements en pierre de taille encadrent de part et d'autre un remplissage interne de moellons. Le mur ancien n'a généralement pas de fondation ; il doit alors reposer sur une assise résistant à l'écrasement (pierres ou pieux de bois).

Les désordres dans la construction en pierre (photo 5) ont pour cause des **défauts structurels** liés aux tassements du sol, aux poussées verticales ou latérales provoquant la fissuration dont l'évolution est suivie en posant des fissuromètres (photo 6). **Le tassement et la fissuration** des murs ont aussi pour cause la désagrégation et l'alvéolisation de la pierre (photo 5) ; les précipitations atmosphériques, les **remontées d'eau par capillarité** et les **bactéries** sont les principaux agents des réactions de dissolution minérale et de précipitation de sels (comme le salpêtre) expliquant la dégradation de la pierre et du mortier. La restauration des bâtiments anciens nécessite, pour être bien menée (photo 7), l'aide des **CAUE** (Conseils d'architecture, d'urbanisme et de l'environnement) et de **l'architecte des bâtiments de France**.

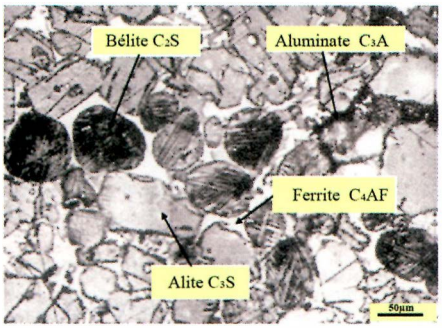
1 Vue partielle du diagramme de Rankin (1916)

Zone correspondant à l'espace de composition des chaux et ciments



La notation abrégée C, C3S, C2S, C3A, C4AF est celle des cimentiers ; elle désigne, la chaux, les silicates calciques, les aluminates

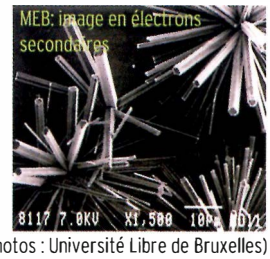
2 Clinker vu au microscope optique à réflexion



3 Grains de clinker

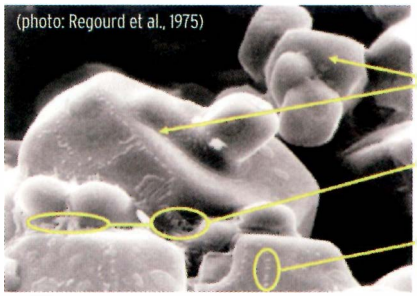


4 Cristaux d'ettringite

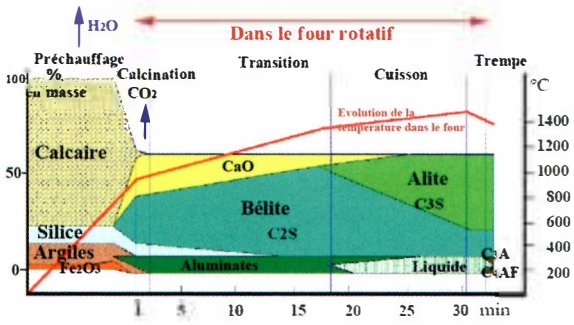


(photos : Université Libre de Bruxelles)

5 Cristaux de silicates, aluminates et sulfates vus au MEB

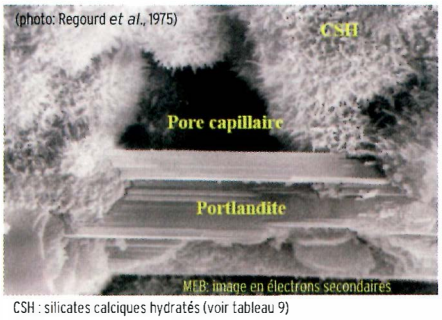


6 Transformations minéralogiques du cru



(schéma modifié d'après KHD Humboldt Wedag)

8 Hydrates en formation dans le ciment



CSH : silicates calciques hydratés (voir tableau 9)

7 Compositions du clinker

a		Minimum	Maximum
Alite	C^3S	45,0	79,7
Bélite	C^2S	5,7	29,8
Aluminate	C^3A	1,1	14,9
Aluminoferrite	C^4AF	2,0	16,5
Périclase	MgO	0	5,8
Chaux libre	CaO	0,6	2,8

a : minéralogique
b : chimique

b	Minimum	Maximum
Perte au feu	0,2	1,1
SiO_2	20,0	24,3
Al_2O_3	3,7	7,1
Fe_2O_3	1,7	5,7
CaO	61,0	68,1
MgO	1,7	4
SO_3	0,05	1,3
K_2O	0,05	1,4
Na_2O	0,05	0,7
TiO_2	0,15	0,4
Mn_2O_3	0,05	1,2
P_2O_5	0,05	0,6
Cl	0	0,1
F	0,01	0,3
CaO libre	0,6	2,8

9 Réactions d'hydratation des silicates calciques et aluminates

$$2(3CaO\,SiO_2) + 6H_2O = 3CaO.2SiO_2.3H_2O + 3Ca(OH)_2$$
$$2(2CaO.SiO_2) + 4H_2O = 3CaO.2SiO_2.3H_2O + Ca(OH)_2$$
$$3CaO.Al_2O_3 + 6H_2O = 3CaO.Al_2O_3.6H_2O$$

Avec la notation des cimentiers on peut écrire aussi :

$$C_3A + C_2A + C_4AF + 27H_2O = C_3AH_6 + C_2AH_8 + C_4A[F]H_{13}$$

Produits issus de l'industrie des matériaux, la chaux et le ciment sont utilisés comme liants dans les constructions de pierre ou de brique. Le ciment est l'un des composants des bétons.

La chaux

Liant traditionnel, utilisé depuis l'Antiquité, la chaux est mélangée au **sable** (et autrefois à une proportion variable de terre) et à l'eau pour former un **mortier**. La **chaux grasse** ou **aérienne** (désignée par la norme CL) est fabriquée par calcination, à 950 °C dans un four à chaux, d'un calcaire très pur comme la craie (98 % de $CaCO_3$) contenant une quantité négligeable d'argile et de silice (document 1). La réaction de **calcination** est : **$CaCO_3 \rightarrow CaO + CO_2$**. On obtient de la chaux vive CaO, corrosive, dont l'**extinction** avec l'eau donne la chaux aérienne par la réaction : **$CaO + H_2O \rightarrow Ca(OH)_2$** (minéral appelé **portlandite**). Mise en œuvre avec le sable et l'eau, la chaux aérienne **fait prise lentement** par réaction avec le **CO_2 de l'air** : $Ca(OH)_2 + CO_2 \rightarrow CaCO_3 + H_2O$; c'est la **carbonatation**. Le cycle de la chaux est dit « écologique » puisque le CO_2 dégagé par calcination est réincorporé au matériau final lors de la carbonatation.

La **chaux hydraulique** (désignée par la norme NHL) est fabriquée à partir d'un calcaire impur contenant 15 à 20 % d'argile et de silice (document 1). Par calcination, trois constituants se forment : la chaux **CaO**, le silicate tricalcique **Ca_3OSiO_4** (notation des cimentiers : **C_3S**) et l'aluminate tricalcique **$Ca_3OAl_2O_5$ (C_3A)**. Mélangée au sable et à l'eau, la chaux hydraulique subit cette fois une **prise hydraulique rapide** des silicates et aluminates, formant des hydrates, et une **prise aérienne lente** de la portlandite **$Ca(OH)_2$** avec le CO_2 de l'air. C'est le composant principal des anciens « ciments naturels ».

Le ciment

C'est un **liant hydraulique minéral** formant pâte avec l'eau et dont les composants en s'hydratant sont responsables de la prise et du durcissement pour former un matériau solide et stable même sous l'eau. Le ciment est le résultat d'études scientifiques et industrielles complexes conduites aux 19e et 20e siècles, notamment par Le Châtelier, Michaelis, Rankin, Vicat, Wright, Kühl et Bogue.

Le processus de fabrication fut mis au point en étudiant le système complexe à trois constituants : **SiO_2 – CaO – Al_2O_3** (document 1) appelé système de Rankin (1916), qui comprend de nombreux eutectiques et points de réaction. La zone du diagramme de Rankin intéressant la fabrication du ciment se situe autour du **point de fusion incongruente à 1 455 °C**, point où trois phases minérales coexistent avec du liquide. Il s'agit des **silicates calciques** Ca_3OSiO_4 (**C_3S**, appelé alite) et Ca_2SiO_4 (**C_2S**, la bélite) et de l'**aluminate tricalcique** $Ca_3OAl_2O_5$ (**C_3A**). Le mélange appelé « **cru** » est réalisé à partir de calcaire marneux homogénéisé à partir de la roche brute. Le cru broyé subit une cuisson (document 6) comprenant 4 étapes : une **déshydratation à 700 °C** ; une **calcination vers 950 °C** avec dégagement de CO_2 où se forment CaO, C_3S, C_2S, C_3A ; une **cuisson transitionnelle entre 1 000 et 1 400 °C** pendant laquelle la chaux réagit et disparaît au profit des silicates de chaux, puis la **cuisson finale de 1 400 à 1 455 °C** avec début de **fusion incongruente** qui conduit à la déstabilisation des deux tiers de la bélite (C_2S) au profit de l'alite (C_3S), de nouveaux aluminates cristallisant à partir du liquide. Le refroidissement brutal conduit à la formation de granules polyminéraux : c'est le **clinker** (documents 2, 3, 5, et 7) qui, après broyage en poudre, donne le ciment portland dont la composition chimique moyenne (constituants majeurs) est : **SiO_2 : 21 % – Al_2O_3 : 5,5 % – CaO : 65 % – Fe_2O_3 : 2,5 % – MgO : 1,5 %**. De nombreux additifs sont ajoutés après pulvérisation et modifient la composition et les propriétés du ciment : le laitier de haut-fourneau, des cendres volantes siliceuses ou calciques issues de l'industrie, des pouzzolanes naturelles ou industrielles, et toujours un sulfate comme le gypse qui agit comme retardateur à la prise, etc. (document 1).

La prise du ciment mélangé au sable et à l'eau est conditionnée par la **cristallisation des hydrates** (appelés **CHS**) (documents 4, 8 et 9 détaillant les réactions et la composition minéralogique du ciment). Le sulfate réagit avec les aluminates et l'eau pour former l'**ettringite**, minéral transitoire ralentissant la formation des aluminates hydratés. Par expérimentation, on considère que la composition finale est quasiment atteinte dès 28 jours ; on peut alors tester les propriétés mécaniques du ciment. Une fois le **ciment durci, l'eau de constitution des hydrates représente 42 %** de la masse du ciment (document 9) sous forme d'**hydroxyle OH**, de **molécules d'eau** en inter-feuillets et **adsorbées** sur les cristaux en lamelles. Il y a aussi de l'**eau libre** occupant les pores, réduite au minimum par un bon dosage de l'eau de gâchage du ciment afin d'éviter la perte de résistance mécanique et la gélivité.

7 Ressources naturelles et dérivées

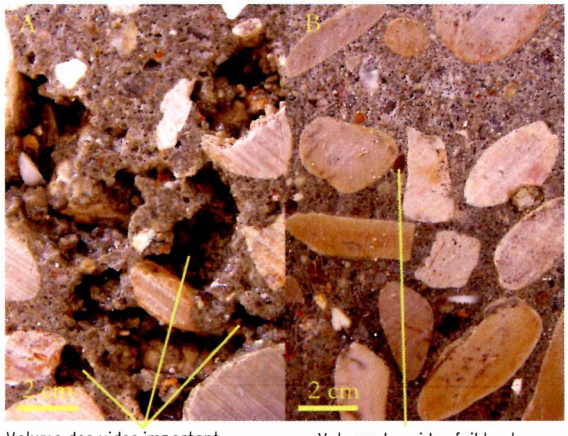
1 Différents types de granulats



A Granulat alluvionnaire ; B Granulat de roche concassée ; C Laitier de haut-fourneau ; D Granulat de billes d'argile expansée.

5 Comparaison entre béton vibré et béton non vibré (photos: Ecole Française du Béton)

A Béton non vibré B Béton vibré



Volume des vides important et granulats non compactés

Volume des vides faible et granulats compactés

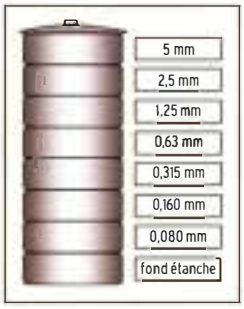
6 Fentes de retrait d'un béton



Nombreuses fentes de retrait dues à une dessiccation trop rapide

3 Tamisage d'un sable

A



B



C

Tamis (en mm)	Refus cumulés R_n (en g)	Refus cumulés (en %)	Tamisats cumulés (en%)
5	39	1,95	98,05
2,5	215	10,75	89,25
1,25	650	32,50	67,50
0,63	1380	69	31,00
0,315	1800	90	10,00
0,160	1910	95,50	4,50
0,080	1980	99,25	0,75
TOTAL	1999	100,00	0,00

A Colonne de tamis avec dimension des mailles ; B Table à secousse ; C Résultats en poids, en % de poids et en % cumulés.

3 Classes granulaires en fonction de l'utilisation du granulat

	Bétons et mortiers	Mélanges bitumineux (revêtements routiers)	Constructions routières (soubassements)
Sables 0/D	$d = 0$ $D \leqslant 4$ mm	$d = 0$ $D \leqslant 2$ mm	$d = 0$ $D \leqslant 6{,}3$ mm
Gravillons d/D	$d \geqslant 2$ mm 4 mm $\leqslant D \leqslant 63$ mm	$d \geqslant 2$ mm 2 mm $\leqslant D \leqslant 45$ mm	$d \geqslant 1$ mm 2 mm $\leqslant D \leqslant 90$ mm
Graves 0/D	$d = 0$ 4 mm $\leqslant D \leqslant 45$ mm	$d = 0$ 2 mm $\leqslant D \leqslant 45$ mm	$d = 0$ 6,3 mm $\leqslant D \leqslant 90$ mm

4 Détermination du coefficient d'équivalent de sable d'un granulat

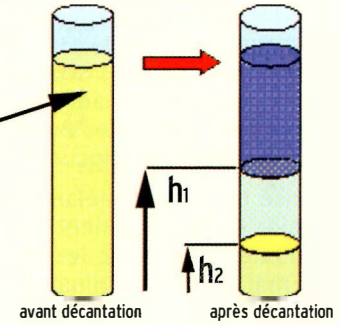
h1 hauteur de sable + suspension (fines, argiles)

h1 hauteur de sable pur

Solution lavante avec sable et argile

Coefficient d'équivalent de sable SE

SE = 100h2/h1



Constituants des bétons et fabrication

Le béton hydraulique est une roche artificielle obtenue par mélange d'un liant, le **ciment hydraulique** (fiche 83) et d'un squelette solide constitué de **granulats**, d'**eau** et d'**adjuvants** qui en modifient ses propriétés mécaniques. Les granulats (photo 1) sont des matériaux non cohérents, formés de grains et classés suivant la dimension de ceux-ci, mais aussi en fonction de leur origine. Ils représentent en moyenne 80 % en masse du béton. Le choix et l'appellation des granulats se font en fonction de leur **granulométrie** définie par la **classe granulaire d/D** (dimensions inf. et sup. de tamisage en mm) ; ils sont tous compris dans la gamme **0/80** (si d < 1 mm alors d = 0). On distingue les **fines** 0/0,08, les **sables** 0/0,63, les **gravillons** 2/31,5, les **graves** 6,3/80, les **cailloux** 20/80. Le choix des granulats sur un chantier donné dépend de cette classe (documents 2 et 3).

La définition du granulat est faite par l'**essai de tamisage** (document 2), afin de définir sa **granularité** visualisée par sa courbe granulométrique. On définit aussi la forme des **grains**, leur **angularité**, la « **propreté** » du granulat vis-à-vis des argiles mesurée par un **test de décantation** pour estimer le coefficient d'**équivalent de sable** (document 4) et aussi par le « **test au bleu** », le bleu de méthylène se fixant sur les argiles. Les propriétés mécaniques (résistance à l'usure, au choc, au gel) sont déterminantes quant à leur utilisation (document 3). L'origine du granulat est **naturelle** dans le cas où il est **alluvionnaire** (sables, galets) ou issu d'un **concassage de roches** extraites en carrière (photo 1). Le granulat est **artificiel** s'il est issu du **recyclage de matériaux** (bétons concassés, laitiers) ou élaboré par un procédé industriel : granulat d'argile expansée très léger, billes de polystyrène, vermiculite expansée, granules de liège qui sont des **granulats ultralégers**. On obtient ainsi toute une variété de bétons : **bétons lourds** (granulats de barytine et de magnétite) de l'industrie nucléaire, **bétons légers à ultralégers, bétons mousses ou cellulaires** légers et isolants par incorporation de bulles de gaz, **bétons autoplaçants** très fluides, **bétons caverneux** drainants car obtenus sans sable et donc très poreux, enfin **bétons de haute performance** très résistants car enrichis de 7 à 15 % de fumée de silice (poussière de SiO_2 de 0,2 µm, déchet de l'industrie de la silice) diminuant leur porosité.

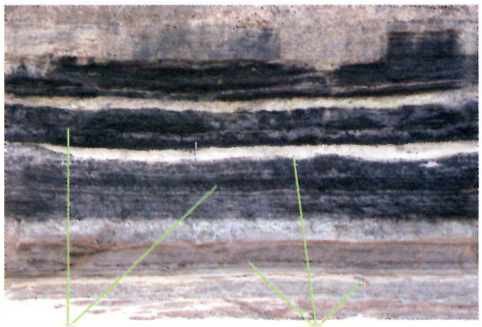
Mise en œuvre du béton

La mise en œuvre du béton après mélange des composants nécessite un **malaxage** par rotation, la pose d'une **armature d'acier** (le ferraillage), le **coulage** dans un coffrage et le **compactage**. Le **béton frais** avant coulage est testé pour déterminer sa **classe de consistance** suivant son écoulement : ferme (classe S1), plastique ou très plastique (S2, S3), fluide ou très fluide (S4, S5), le volume d'eau utilisé étant déterminant. On teste sa **maniabilité** qui conditionne son bon écoulement dans le coffrage. Avec moins d'eau on ajoute un **adjuvant tensioactif** appelé **superplastifiant** ; c'est un **défloculant** entre la **pâte de ciment** et les **fines du granulat**. La **compacité du béton** doit être aussi optimale, afin d'avoir une porosité minimum entre la pâte qui contient les fines et les granulats. Le béton est donc **compacté par vibration** (ou « vibré ») avant la prise (photo 5) ; l'excès d'eau est éliminé (« essorage » du béton), ce qui conditionne sa densité, son imperméabilité, sa résistance mécanique.

Le béton durcit lentement avec la formation des hydrates du ciment (fiche 83). Cette étape, ou « **cure** » **du béton,** correspond à l'**auto-dessiccation** du matériau par fixation de l'eau dans les hydrates ; ces réactions sont exothermiques et le béton subit une expansion puis une contraction en fin de prise avec retraits thermique et de dessiccation (photo 6). Pendant la cure, le béton est protégé pour éviter une dessiccation trop rapide qui interromprait précocement la formation des hydrates et augmenterait sa porosité finale et donc sa fragilité. Il est couvert, humidifié pour éviter l'échauffement. Pour répondre aux qualités attendues d'un béton pour un chantier précis, le **béton durci** est testé avant sa mise en œuvre. On mesure sur éprouvettes la **résistance** en **compression**, en **traction**, en **flexion**, et sa **durabilité** en réalisant des essais d'altérations physique et chimique. Le choix des granulats préviendra de **l'alcali-réaction** entre le liant riche en alcalins et les **formes réactives de la silice** ; cette réaction forme un **gel silicaté** et **alcalin** avec un gain en volume de 600 % qui se développe sur les décennies suivant la construction de l'ouvrage. Les conséquences sont très graves : fissures et désagrégation, rupture de l'armature métallique, déformation de l'ouvrage par gonflement.

7 Ressources naturelles et dérivées

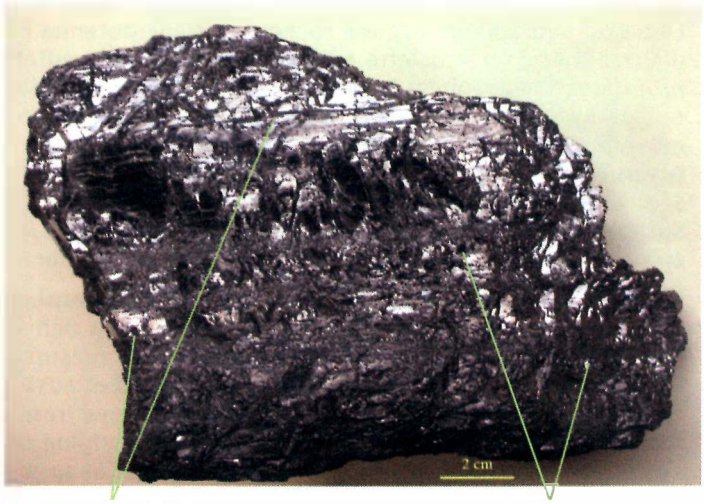
1 Alternance de lits de charbon et de sédiments



Lits de charbon — Lits de roches stériles

Falaise d'Austinmer, Australie (photo M.C. Rygell)

2 Anthracite du Bassin houiller du Nord, France



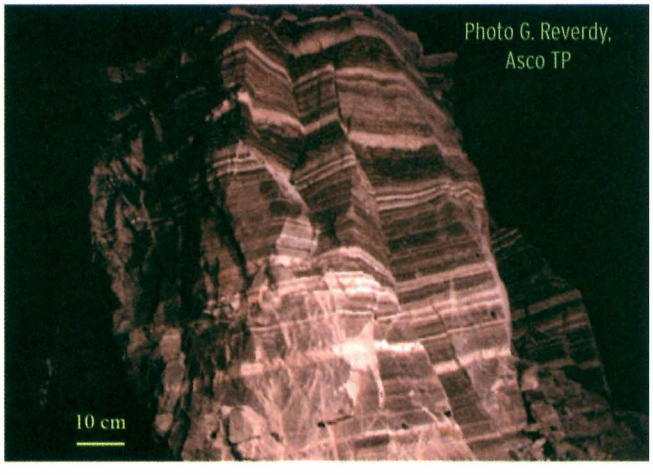
Lits de vitrain brillant et conchoïdal, d'aspect de gel

Lits fins de fusain d'aspect fibreux, ligneux et mat

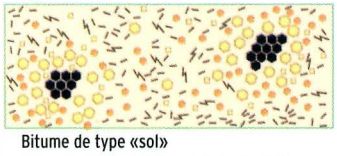
3 Exploitation de tourbière du Connemara, Irlande



3 Mine d'asphalte de Saint-Ambroix, Gard

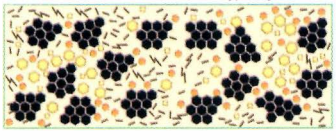


3 Les deux états «sol» et «gel» du bitume



Bitume de type «sol»

Bitume de type «gel»



- Asphaltènes
- **Maltènes principaux**
- Hydrocarbures aromatiques à haut poids moléculaire
- Hydrocarbures aromatiques à bas poids moléculaire
- Autres Hydrocarbures

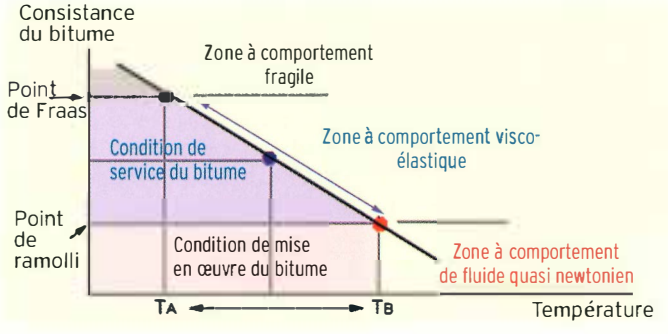
Les molécules sont polymérisées dans l'état «gel»par rapport à l'état «sol» (schéma d'après la revue *Bitume-Info* N°1, 2005)

4 Lac de bitume de Pitch lake, Trinidad, Caraïbes



Bitume frais liquide — Surface de bitume durci

7 Consistance ou rhéologie du bitume



Les principales ressources d'énergie très exploitées depuis plus d'un siècle sont les réservoirs de carbone organique fossile, avec des solides comme les charbons et des liquides organiques plus ou moins fluides (bitume, pétrole), contenus dans des roches-magasins (grès, schistes bitumineux, asphaltes). Mélangé avec des granulats, le bitume est le liant hydrocarboné utilisé pour fabriquer les enrobés routiers.

Les charbons

Les charbons ont été activement exploités en France depuis le 19e siècle notamment dans les bassins houillers d'âge carbonifère (355-295 Ma) dans le Nord de la France, dans le Massif central (exemples des bassins de Decazeville et d'Alès). Riche en carbone (75 à 95 %), la **houille s.l.** constitue des couches pluridécimétriques à plurimétriques (photo 1) alternant avec des formations stériles généralement riches en fossiles végétaux, attestant de l'origine essentiellement végétale des charbons. Il existe plusieurs types de charbons :

- l'**anthracite** est la houille la plus riche en carbone (92-95 %) (photo 2). De densité faible (1,45 à 1,75), ce charbon possède un haut rendement énergétique et fut très utilisé pour le chauffage ;
- les **houilles grasses** ou **charbons bitumineux**, moins riches en carbone, contiennent jusqu'à **40 % de composés volatils**. En les mélangeant à des huiles issues de la distillation du pétrole, et par pyrolyse à l'abri de l'air (à 800-1 000 °C), on sépare les **matières volatiles** constituées de gaz comme le méthane, longtemps utilisé comme gaz d'éclairage, l'acétylène et le benzène. On recueille aussi des **huiles lourdes** comme le **goudron** utilisé pour l'étanchéité et un **résidu solide** appelé **coke**, utilisé pour la réduction du minerai de fer dans les hauts-fourneaux. La fabrication du coke émet des quantités importantes de gaz polluants (H_2S, SO_2, CO_2...) ;
- le **lignite** est un charbon relativement pauvre en carbone (65-75 %), plus riche en eau, et qui contient des sulfures formant, lors de la calcination, du dioxyde de soufre responsable des pluies acides ;
- la **tourbe** (photo 3), d'origine végétale également, se forme en conditions anoxiques dans les tourbières à partir de mousses (les sphaignes) et d'autres végétaux ligno-cellulolytiques. Utilisée comme combustible, sa teneur en carbone ne dépasse pas 50 %. Elle est riche en acides humiques et est utilisée en horticulture.

La formation des charbons ou **carbonification** requiert une production et une accumulation importantes de débris végétaux en conditions anoxiques, dans l'eau de **tourbières marécageuses, de lagunes, de mangroves sous climat humide et chaud**. La matière organique préservée de l'oxydation se transforme sur un temps long avec l'enfouissement et l'augmentation de température, passant par les stades successifs suivants : tourbe en surface, lignite à moins de 1 000 m, houille grasse et finalement anthracite à plus de 5 000 m, le graphite se formant avec le métamorphisme. Les grands gisements d'Europe se sont formés dans les bassins situés au cœur ou en périphérie de la chaîne hercynienne.

Bitumes et asphaltes

On groupe dans cette catégorie le bitume naturel et celui issu de la distillation du pétrole. Il peut migrer à l'état libre en surface comme à Trinidad et Tobaggo (photo 4). Le bitume est formé de grosses molécules organiques d'**asphaltènes**, solides à 20 °C, associées aux **maltènes** liquides, comprenant des résines non saturées (C à liaisons doubles) et des huiles aromatiques saturées (C à 4 liaisons simples). Selon le mode de dispersion des asphaltènes au sein des maltènes, le bitume présente **une structure colloïdale** (document 6) avec deux états suivant la température : **un état sol** (réseau peu polymérisé) et un **état gel** (les maltènes sont en partie précipitées avec les asphaltènes), ce qui modifie complètement son comportement rhéologique. En effet, la **rhéologie du bitume** (document 7) varie, avec la température, de celle d'un solide élastique à celle d'un liquide quasi newtonien, facteur important pour les propriétés des enrobés routiers. Le bitume est aussi piégé avec du méthane et d'autres huiles lourdes dans les ***black shales*** ou schistes bitumineux. Les **asphaltes** (photo 5) sont des **roches sédimentaires** imprégnées de 7 à 18 % de bitume. Anciennes roches-magasins du pétrole, elles ont perdu les composants organiques volatils et les plus fluides, et ont subi une oxydation conduisant au résidu bitumineux piégé.

7 Ressources naturelles et dérivées

1 Lits de chromite, complexe du Bushveld



anorthosite — lits de chromite (photo K. Walsh)

2 Skarns de la granodiorite de Flamanville

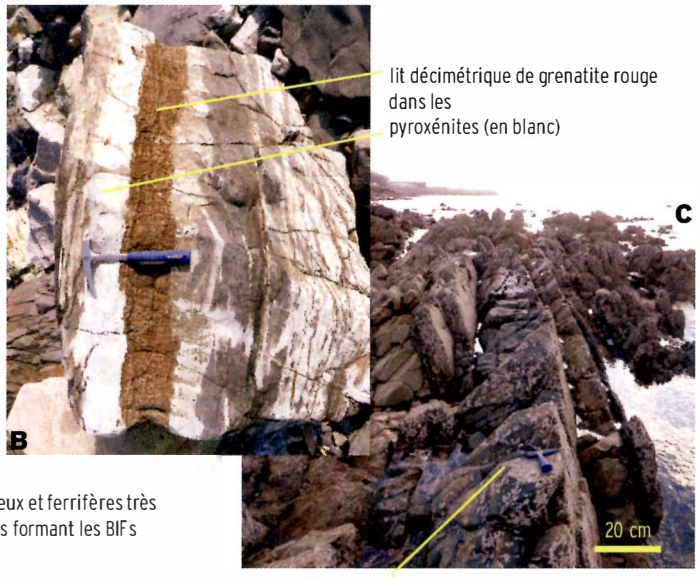


cornéenne (gris), lits de grenatite (brun) et de pyroxénite (blanc)

3 BIFs du Minas Gerais, Brésil



lits siliceux et ferrifères très déformés formant les BIFs

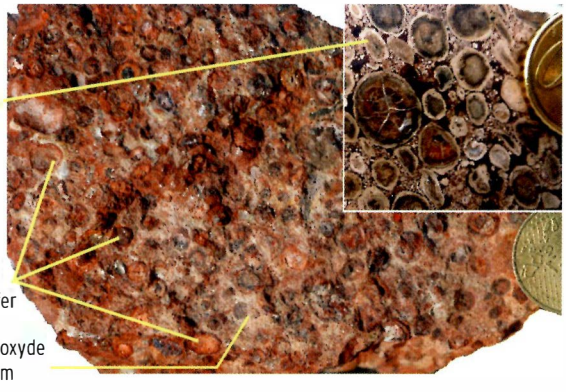


lit décimétrique de grenatite rouge dans les pyroxénites (en blanc)

lit de magnétitite dans les cornéennes de Diélette

(photos B et C : E. Marcoux)

4 Bauxite pisolithique des Baux-de-Provence

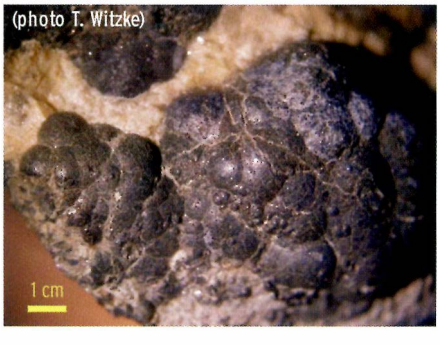


section polie

sphérules d'hydroxydes d'alumine et de fer

matrice d'hydroxyde d'aluminium

6 Uraninite ou pechblende



Introduction à l'étude des gisements

fiche 86

Notion de gisement

Un gisement est un lieu où une substance se trouve à une concentration anormalement élevée et exploitable dans les conditions techniques et économiques du moment considéré. Les processus de concentration sont divers : certains sont liés à des processus de surface comme l'altération (systèmes métallogéniques résiduels), les remaniements sédimentaires (gisements alluviaux), la sédimentation ou l'évaporation (gisements d'évaporites). D'autres résultent de processus magmatiques (fusion partielle, cristallisation fractionnée, immiscibilité magmatique). Enfin de très nombreux gisements sont liés à des concentrations d'origine hydrothermale, par circulation de fluides magmatiques, métamorphiques ou externes.

Concentration et gisements d'origine sédimentaire ou de surface

L'**altération latéritique** de granites peut conduire à la formation de **bauxite** (photo 4), minerai d'aluminium. La latéritisation des péridotites produit des minéraux néoformés riches en nickel (garniérite (Ni, $Mg)_3Si_2O_5(OH)_4$ et goethite nickélifère) et largement exploités en Nouvelle-Calédonie. Les **placers** sont des concentrations alluviales de minéraux lourds après érosion de la roche-mère, transport et tri par l'eau. Ils concentrent par exemple l'**or**, l'**ilménite**, le **zircon**. Les plus grands gisements de fer, les **BIFs** (*Banded Iron Formations,* photo 3) sont des roches rubanées, siliceuses et ferrifères, le fer étant sous forme d'**oxydes**, d'**hydroxydes** et de **carbonates**. Ils datent surtout du Précambrien et sont interprétés comme une conséquence de l'enrichissement en oxygène de zones océaniques par photosynthèse de micro-organismes, ce qui aurait provoqué la précipitation du fer ferreux jusqu'alors dissous.

Concentration et gisements d'origine magmatique

Les **grands complexes mafiques-ultramafiques stratifiés** (Bushveld en Afrique du Sud, *Stillwater* aux USA), sont exploités pour leurs lits de **chromite** Cr_2O_3 (photo 1), de **magnétite** Fe_3O_4 et pour leur richesse en **platinoïdes**. Certaines **syénites et carbonatites** (Mountain Pass aux USA, Khibina et Lovozero en Russie) sont riches en **niobium, tantale et minéraux de terres rares**. Des **granites** riches en Sn et W (Cornouaille anglaise, Bretagne, Malaisie) forment en cristallisant des **lits riches en minéraux lourds** (**cassitérite** SnO_2, **scheelite** $CaWO_4$). Les complexes anorthositiques riches en **ilménite** ($FeTiO_3$) sont exploités pour le titane.

Concentration et gisements d'origine hydrothermale

Des concentrations importantes se réalisent autour des **intrusions plutoniques** des zones orogéniques : les fluides tardifs, enrichis en éléments très incompatibles, interagissent avec le pluton lui-même et l'encaissant, formant des filons périphériques (stockwerk) et des amas minéralisés appelés **porphyres cuprifères** et **skarns** (skarns associés à la granodiorite de Flamanville, photo 2) à **Fe, Cu, Mo, W, Sn, Pb, Zn**. Dans d'autres contextes, des fluides **sédimentaires** et **métamorphiques** peuvent remobiliser les métaux et les concentrer en gisements de sulfures de métaux de base (**Pb-Zn-Cu**), d'or et d'argent. L'**uranium** est souvent concentré par un **processus hydrothermal** dans des **grès** (Niger) ou autour de **plutons de leucogranites** (France). L'uranium, soluble sous sa forme oxydée U^{6+}, est entraîné par un fluide oxydant. Lorsqu'il parvient dans un milieu rendu plus réducteur (présence de matière organique ou de H_2S), il précipite sous sa forme insoluble U^{4+} et forme l'uraninite UO_2 et la pechblende exploitées (photo 5).

Index

A
achondrite 111
actinote 41, 43, 155
aegyrine 45, 47, 91, 93
albite 33, 35
alcali-réaction 173
Alvéolines 131
améthyste 31
amphibole 41, 143, 157
amphibolite 149, 157
analcime 37, 91
analyse thermique différentielle 65
anatexie 151
anatexie crustale 89, 99
anatexite 151
andalousite 53, 55, 143, 147, 153
andésite 81
angle d'extinction 19
anisotrope 11
anorthite 33, 35
antiperthite 105
apatite 51
aragonite 67
arfvedsonite 41, 43
argile 63
argilite 147
asphalte 175
augite 45, 47
augite aegyrinique 47, 93
authigenèse 125
automorphe 15

B
basalte 77
basalte alcalin à olivine 77
basalte calco-alcalin 77
basalte tholéiitique 77
batholite 83
bauxite 179
béton 173
biotite 39, 147, 149
biréfringent 11
bitume 175

C
CAIs 115
calcaire 67
calcaire algaire 127
calcaire à stromatolithes 127
calcaire bioclastique 129
calcaire corallien 127
calcaire oolithique 129
calcite 67
cancrinite 37, 91
carbonatation 171
carbonate 24
carbonatite 67
carbonification 175
cathodo-luminescence 135
chambre magmatique 97
charbon 175
chaux 171
chiastolite 53, 55
chlorite 59, 63, 155, 167
chloritoschiste 155
chondre 111, 113, 115, 117
chondrite 111, 113, 115, 117
ciment 121, 171
cimentation 125
cipolin 67
classification TAS 73
clinker 171
clinopyroxène 45
clinozoïsite 61
clivage 17
coccolithe 133
Coccolithophoridés 133
compaction 71
complexe ophiolitique 95
consistance 173
contact 153
contamination 81, 109
convection 71
cordiérite 55, 57, 151, 153
cornéenne 143, 145, 153
cotectique 107
craie 133
cristal xénomorphe 15
cristal zoné 35
cristallisation fractionnée 81, 109
cristallisation fractionnée, contamination 83, 87
croissance 71
croissance syntaxiale 137
croûte océanique 107
cumulat 71, 107
cumulat ultramafique 95
cyclosilicate 24

D
dacite 83
dendritique 15
déphasage 13
diagenèse 125
différenciation 85, 89
différenciation magmatique 109
diffraction 29
diffractogramme 29
diopside 45, 47, 153
diorite 81, 83
disthène 53, 55, 149, 163, 167
dolomie 67
dolomite 67
dunite 73, 95

E
échelle de Newton 19
éclogite 143, 161
EDS 23
électron rétrodiffusé 21
électron secondaire 21
enstatite 45
épidote 61, 155, 159
eutectique 103
évaporite 139
exsolution 47, 105
extinction 13

F
faciès « amphibolites » 143, 147, 151, 157
faciès des cornéennes 153
faciès « éclogites » 143, 161, 165
faciès « granulites » 151, 163
faciès métamorphique 145
faciès « schistes verts » 149, 155, 165
fayalite 49
feldspathoïde 37
foliation 141, 147
Foraminifères 131, 133
forstérite 49
fusion partielle 77, 79, 81, 83

G
gabbro 79
gabbro lité 79
géode 31
glaucophane 41, 43, 141, 159
gneiss 149
gneiss œillé 149
granite 87, 89
granitoïde 73, 83
granodiorite 83, 99
granophyre 103
granulat 173
granulite 163
grenat 59, 143, 147, 151, 153, 159, 161, 163, 167
grenat alumineux 59
grenat calcique 59
gypse 139

Index

H
halite 139
halogénure 24
harzburgite 73, 95
haüyne 37, 93
hélicitique 59
hololeucocrate 69
holomélanocrate 69
hornblende 41, 43
hydrate 171, 173
hydrolyse 99
hydroxyde 24
hypersolvus 105
hypersthène 45

I
iddingsite 49
ignimbrite 87
illite 63
ilménite 51
inclusion 17
indice de coloration 69
indice de différenciation 109
indice de réfraction 11
inosilicate 24
intraclaste 121
invariant 53
isotrope 11

J
jadéite 45, 47

K
kaersutite 41
kaolinite 63
komatiite 71
kyanite 53

L
lame mince 9
lamination magmatique 71
laurvikite 91
lawsonite 61, 159
leucite 37, 93
leucocrate 69
leucogranite 89
leucosome 151
lherzolite 73, 95
linéation 141, 159
loi de Bragg 29

M
macle 19
macle de Carlsbad 33
macle polysynthétique 35
magnétite 51
marbre 67, 163
matrice 121
MEB 23, 63
mégacristal 15
mélange 109
mélanocrate 69
mélanosome 151
mésocrate 69
mésoperthite 105
mésostase 69
métabasite 157, 159, 161, 163
métagranite 149
métamorphisme 153
météorite 111, 117
mica 39, 147
micaschiste 147, 167
micritisation 137
microcline 33
microcristal 97
microgabbro 79
microlite 69
microperthite 89
microscope électronique 21
microsonde électronique 21
migmatite 151
Milioles 131
minimum thermique 107
mode 73, 74
monoréfringent 11
MORB 77
muscovite 39, 147, 149, 151
muscovitisation 99

N
néoblaste 95
néphéline 37, 91, 93
nésosilicate 24
norme 74
norme CIPW 109
nucléation 69, 71
Nummulites 131

O
obsidienne 71, 87
olivine 49, 163
ombre de pression 143
omphacite 47, 143, 161
oolithe 129
oosparite 129
opaque 51
ophiolite 107
orbicule 71
Orbitolines 131
Orbitolites 131
orthogneiss 149
orthopyroxène 45
orthose 33
oxyde 24

P
paléosome 151
paragenèse 145
paragenèse hydrothermale 99
paragneiss 149, 167
pâte 69
pechblende 179
pélite 147
péridot 49
péridotite 49, 73, 95
perthite 47, 105
phengite 39, 159, 161
phénocristal 69, 97
phonolite 93
phosphate 24
phyllosilicate 24, 63
pigeonite 47
pistachite 61
placer 179
plagioclase 33, 35
planétésimal 111, 117
pléochroïsme 15, 39, 67
plutonique 69
point de réaction 107
polarisation 11
porosité 169
porphyroclaste 95
porphyroclastique 141
portlandite 171
prasinite 155
protolithe 145
pyroxène 45
pyroxénite 73

Q
quartz 31

R
relief 17
réseau 27
rhyolite 87
RMN 115, 117
roche 69, 73
roche carbonatée 119
roche détritiques 119
roche filonienne 69
roche hyperalcaline 74
roche hyperalumineuse 74
roche métamorphique 7
roche plutonique 7
roche saline 119
roche saturée en silice 73

Index

roche sédimentaire 7
roche siliceuse 119
roche sous-saturées en silice 73
roche volcanique 7
rubéfaction 123
rutile 51

S
sanidine 33, 85
schiste 167
schiste vert 155
schistosité 141
séricitoschiste 155
série magmatique alcaline 85
serpentine 49
serpentinite 95
silex 133
silicate d'alumine 53, 55
sillimanite 53, 55, 143, 147, 163
skarn 179
smectite 63
SNC 112
sodalite 37
solution solide 35, 49, 105
solvus 105
sorosilicate 24
spath d'Islande 67
spectre caractéristique 21
spectre continu 21
sphène 51
spinelle 51
squelettique 15
staurotide 55, 57, 147, 167
structure 69
subsolidus 103
subsolvus 105
sulfate 24
sulfure 24
surfusion 71
syénite 85, 91
syénite néphélinique 91
sylvite 139
symétrie 27
symplectite 103
système cristallin 27

T
tabulaire 15
tectosilicate 24
teinte de biréfringence 19
teinte de polarisation 13
téphrite 93
terrigène 119
test 131
texture 69, 141
texture coronitique 141, 161
texture de cumulat 71
texture doléritique 79
texture en peigne 71
texture granoblastique 141, 161, 163
texture granolépidoblastique 141
texture granonématoblastique 141
texture graphique 103
texture grenue 69, 151
texture lépidoblastique 141, 151
texture microgrenue 69
texture microlitique 69
texture nématoblastique 141, 157, 159
texture orbiculaire 71
texture pegmatitique 69
texture porphyrique 69, 85
texture porphyroïde 89
texture spinifex 71
texture trachytique 85
texture vitreuse perlitique 71
titanite 51
titanomagnétite 51
trachyte 85
trapp 77
troctolite 107

U
ultramafique 95

V
verre 69
volcanique 69

W
WDS 23
wehrlite 107

Z
zircon 39, 51
zoïsite 61
zonation 35, 47, 101
zone cristallisante 97

74738 - (I) - CSB 135 - LUM - JME
Dépôt légal : juin 2016
Imprimé en France par Loire Offset Titoulet à Saint-Étienne

Formules structurales des minéraux cités

Minéral et famille	Formule	Minéral et famille	Formule
Amphiboles		Chlorites	$(Mg,Fe,Al)_{9-12}(Si,Al)_8O_{20}(OH)_{16}$
Actinote	$Ca_2(Mg,Fe^{2+})_5(Si_8O_{22})(OH)_2$	Illites (argile)	$K_xAl_4(Si_{8-x}Al_xO_{20})(OH)_4$ (x>1,6)
Arfvedsonite	$Na_3Fe^{2+}{}_4Fe^{3+}(Si_8O_{22})(OH)_2$	Kaolinite (argile)	$Al_8(Si_8O_{20})(OH)_{16}$
Glaucophane	$Na_2(Mg,Fe^{2+})_3Al_2(Si_8O_{22})(OH)_2$	Muscovite (mica)	$K_2Al_4(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4$
Hornblende	$Ca_2(Mg,Fe^{2+})_4Al(Si_7AlO_{22})(OH)_2$	Serpentines	$(Mg,Fe^{2+},Ni)_{12}(Si_8O_{20})(OH)_{16}$
Carbonates		Smectites (argile)	$K_{x+y}Al_{4-y}Mg_y(Si_{8-x}Al_xO_{20})(OH)_4$ (0,6<x<1,4 et 0,4<y<1,2)
Aragonite-Calcite	$CaCO_3$	**Péridots (olivines)**	
Dolomite	$CaMg(CO_3)_2$	Fayalite	$Fe^{2+}{}_2SiO_4$
Epidotes		Forstérite	$Mg^{2+}{}_2SiO_4$
Pistachite	$Ca_2(Al,Fe^{3+})Al_2Si_3O_{12}(OH)$	**Pyroxènes**	
Zoïsite	$Ca_2Al_3Si_3O_{12}(OH)$	Enstatite (Opx)	$Mg_2Si_2O_6$
Feldspathoïdes		Ferrosilite (Opx)	$Fe_2Si_2O_6$
Leucite	KSi_2AlO_6	Diopside (Cpx)	$CaMgSi_2O_6$
Néphéline	$Na_3K(SiAlO_4)_4$	Hedenbergite (Cpx)	$CaFe^{2+}Si_2O_6$
Feldspaths		Augite (Cpx)	$(Ca,Fe^{2+},Mg)_2Si_2O_6$
Albite	$NaSi_3AlO_8$	Aegyrine (Cpx)	$NaFe^{3+}Si_2O_6$
Anorthite	$CaAl_2Si_2O_8$	Jadéite (Cpx)	$NaAlSi_2O_6$
Plagioclases	$Ca_xNa_{1-x}Al_{1+x}Si_{3-x}O_8$ (avec x >0,1)	Omphacite (Cpx)	$(Ca,Na)(Mg,Fe,Al)Si_2O_6$
Microcline-Orthose	KSi_3AlO_8	**Silice**	
Sanidine	$Na_xK_{1-x}Si_3AlO_8$ (avec x<0,7)	Quartz	SiO_2
Grenats		**Silicates d'alumine**	
Almandin	$Fe_3{}^{2+}Al_2(SiO_4)_3$	Andalousite	Al_2OSiO_4
Grossulaire	$Ca_3Al_2(SiO_4)_3$	Disthène ou Kyanite	Al_2OSiO_4
Pyrope	$Mg_3Al_2(SiO_4)_3$	Sillimanite	Al_2OSiO_4
Oxydes		Cordiérite	$Al_3(Mg,Fe^{2+})_2Si_5AlO_{18}$
Cassitérite	SnO_2	Lawsonite	$CaAl_2Si_2O_7(OH)_2,H_2O$
Chromite	Cr_2O_3	Staurotide ou Staurolite	$(Fe^{2+},Mg)_2(Al,Fe^{3+})_9O_6(SiO_4)_4(O,OH)_2$
Magnétite	$Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$	**Autres**	
Rutile	TiO_2	Apatite (phosphate)	$Ca_5(PO_4)_3(OH,Cl,F)$
Spinelle	$MgAl_2O_4$	Pyrite	FeS_2
Phyllosilicates		Sphène ou Titanite	$CaTiSiO_4(O,OH,F)$
Biotite (mica)	$K_2(Mg,Fe^{2+})_4(Si_6Al_2O_{20})(OH)_4$	Zircon	$ZrSiO_4$

SCIENCES SUP

Jean-François Beaux
Bernard Platevoet
Jean-François Fogelgesang

Atlas de Pétrologie

Cet atlas offre une vision synthétique et illustrée des minéraux et des roches magmatiques, sédimentaires et métamorphiques les plus fréquemment rencontrés. Leurs caractères généraux macroscopiques et microscopiques sont détaillés en relation avec leur composition.

Les méthodes d'études sont expliquées : elles permettent de comprendre la signification des observations.

Cette deuxième édition, **revue et augmentée**, s'enrichit notamment de **nouvelles fiches** concernant les roches extra-terrestres et les ressources naturelles et dérivées.

Les +

- Les principaux minéraux et roches en 86 fiches
- Plus de 480 photos et schémas en couleur
- Des méthodes d'études : microscope polarisant, MEB, microsonde électronique, diffraction aux rayons X, cathodoluminescence
- Des méthodes de calcul : formules structurales des minéraux, norme CIPW des roches
- Des clés pour donner du sens aux observations réalisées, comprendre l'histoire des roches et les phénomènes géologiques qui les ont affectées

Le public :

- Étudiants en Licence de Sciences de la vie et de la Terre
- Étudiants en Master et Master pro de Sciences de la Terre
- Candidats aux concours de l'enseignement (CAPES, Agrégation)

9 782100 747382

7224735
ISBN 978-2-10-074738-2

Les actus du savoir

DUNOD
dunod.com

MATHÉMATIQUES
PHYSIQUE
CHIMIE
SCIENCES DE L'INGÉNIEUR
INFORMATIQUE
SCIENCES DE LA VIE
SCIENCES DE LA TERRE

J.-F. BEAUX • B. PLATEVOET
J.-F. FOGELGESANG

2e édition

Jean-François Beaux
est professeur agrégé en classes préparatoires BCPST au lycée Hoche (Versailles). Docteur de l'UPMC (Paris), il est ancien membre des jurys d'Agrégation et de CAPES.

Bernard Platevoet
est docteur ès sciences. Il a enseigné la minéralogie, la pétrologie et les sciences des matériaux en Licence et Master des Sciences de la Terre à l'université Paris-Sud, Orsay.

Jean-François Fogelgesang
est ancien professeur agrégé en classes préparatoires BCPST au lycée Sainte-Geneviève (Versailles) et docteur de l'UPMC (Paris).

Atlas de Pétrologie

2e