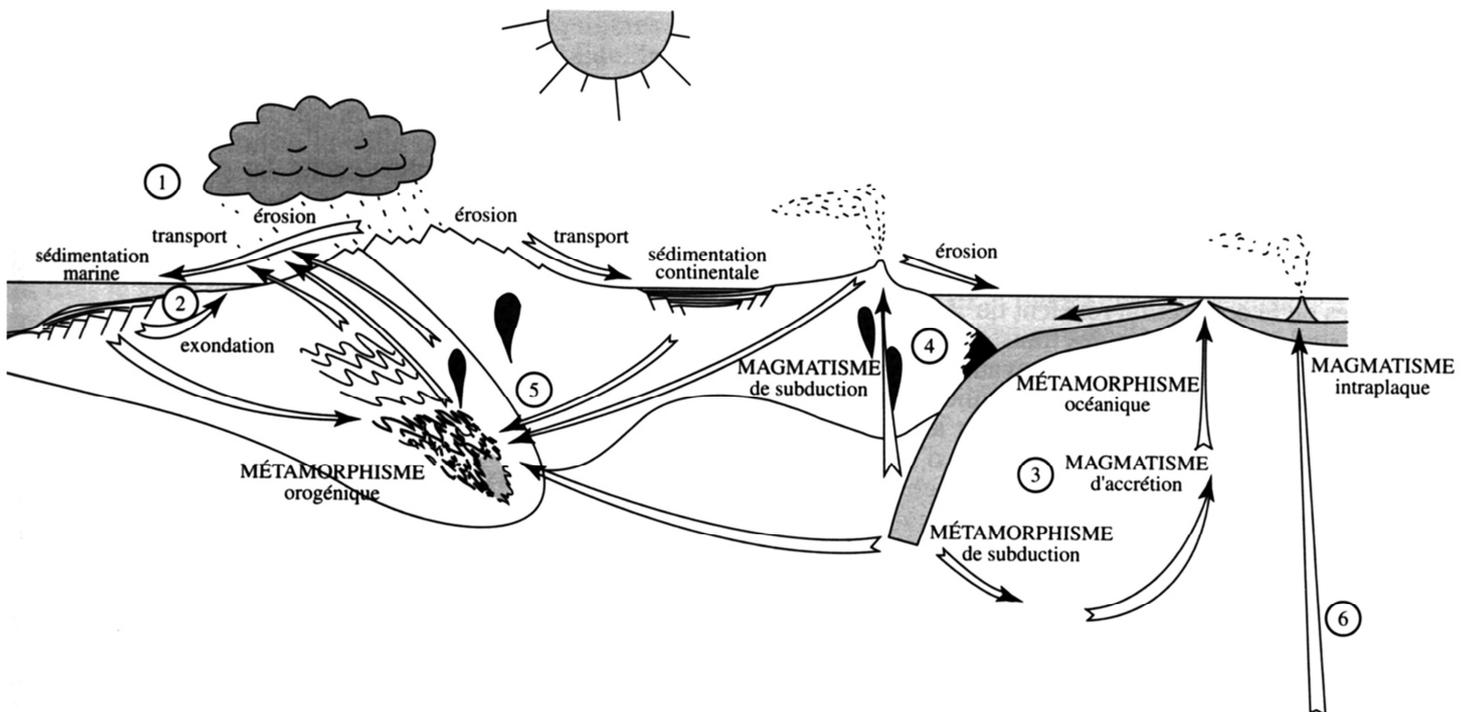


HLST101 Découverte des Sciences de la Terre et de l'Eau

Première série de TP : Minéraux et Roches

Introduction.....	p.2
TP 1 : Minéralogie.....	p.3
TP 2 : Roches magmatiques.....	p.13
TP 3 : Roches sédimentaires.....	p.17
TP 4 : Roches métamorphiques.....	p.23
TP 5 : révisions et contrôle continu 1.	

Les circuits de la matière : les cycles pétrologiques externes et internes
(*La planète Terre, Caron et al, 2003 p. 217 - les échelles ne sont pas respectées*).



INTRODUCTION

Les conditions d'existence des minéraux et des roches.

Chaque espèce minérale se forme et reste stable dans un domaine pression-température défini. En dehors de ce domaine de stabilité les minéraux se décomposent et se recomposent (ou se transforment) en d'autres espèces minérales stables dans le nouveau domaine pression-température.

La pression et la température dans la lithosphère.

Dans la lithosphère la température et la pression augmentent avec la profondeur.

1. La température augmente en moyenne de 1 degré Celsius tous les 30 m dans la croûte continentale. C'est ce que l'on appelle le *gradient géothermique*.
2. La pression en un point donné de la lithosphère, à la profondeur z , est la pression exercée sur l'unité de surface par le poids des terrains de la colonne de hauteur z sus-jacente. C'est la *pression lithostatique*. La pression lithostatique est une pression isotrope c'est à dire qu'elle a la même valeur dans toutes les directions de l'espace.

Dans les zones perturbées de la lithosphère : ride océanique, zone de subduction, chaîne de montagne...., à la pression lithostatique s'ajoutent des pressions qui n'ont pas la même valeur dans toutes les directions de l'espace. Ce sont des *contraintes tectoniques*. Dans ces zones, les conditions pression-température sont plus élevées que dans la lithosphère non perturbée.

L'étude des minéraux et des roches.

Au cours de ces TP, , seront successivement étudiés :

- Les *minéraux*, éléments constitutifs des roches
- Les roches formants la lithosphère :
 - Les *roches magmatiques* appartenant au cycle pétrologique interne.
 - Les *roches sédimentaires* du cycle pétrologique externe formées à l'interface du sommet de la lithosphère en domaine continental ou marin.
 - Les *roches métamorphiques*, appartenant majoritairement au cycle pétrologique interne, sont étudiées en dernier car elles sont le résultat de la transformation de tous les types de roches : des roches magmatiques, des roches sédimentaires et même d'anciennes roches métamorphiques.

MINERALOGIE

La minéralogie est la discipline qui a pour but la description, la classification et la nomenclature des **minéraux**.

On appelle **minéral** (ou "espèce minérale") tout solide inorganique naturel de composition chimique strictement définie et fixe.

Pourquoi l'étude des minéraux est-elle si intéressante pour les géologues ? Tout simplement parce que les minéraux sont les matériaux constitutifs de la plupart des roches et que la classification des roches est en grande partie basée sur leur composition minéralogique. Si l'on veut pouvoir donner un nom aux roches, il est donc indispensable d'apprendre à identifier les principaux minéraux.

Éléments de cristallographie

La cristallographie, subdivision de la minéralogie, signifie tout simplement "description des cristaux". L'étude des minéraux avec un microscope optique a débuté en 1828. Pour parvenir à découvrir l'agencement des atomes au sein des minéraux, les rayons X ont été utilisés pour la première fois en 1912. La définition actuelle d'un minéral englobe tous les minéraux présentant des formes cristallines bien développées.

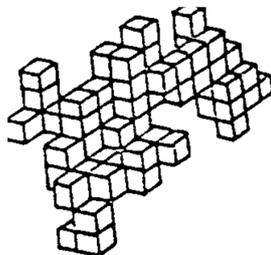
Etat amorphe et état cristallin

En effet, les minéraux se rencontrent sous deux états physiques différents : **l'état amorphe** et **l'état cristallin**.

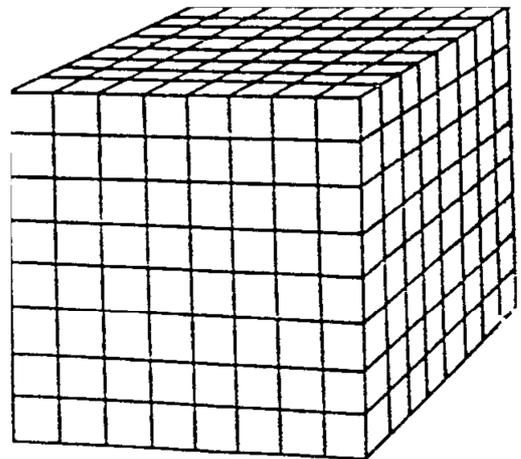
Un minéral est à **l'état amorphe** lorsqu'il est constitué d'atomes, de groupes d'atomes, ou de molécules présentant une disposition spatiale désordonnée. Exemple : l'opale, de formule chimique SiO_2 , qui provient de la consolidation d'un gel colloïdal de silice. Les minéraux amorphes sont rares, la plupart se trouvant à l'état cristallin.

Contrairement à l'état amorphe, **l'état cristallin** se caractérise par un arrangement ordonné des atomes, des groupes d'atomes ou des molécules constitutifs du minéral. Cet arrangement se répète indéfiniment et périodiquement dans les trois directions de l'espace, et dessine ainsi un réseau structural tridimensionnel que l'on appelle **réseau cristallin**. Cet arrangement à l'échelle atomique se traduit macroscopiquement par l'édification de solides que l'on appelle des **cristaux**.

Si l'on observe le schéma d'un réseau cristallin, on constate qu'il peut se fragmenter en une multitude de petits parallélépipèdes élémentaires, tous identiques et dont la juxtaposition par translation, suivant les trois directions de l'espace, réalise le réseau entier. Ces parallélépipèdes élémentaires, dont la taille est à l'échelle de quelques angströms ($1 \text{ \AA} = 10^{-10} \text{ m}$), sont appelés "**mailles réticulaires**"



exemple de la maille réticulaire cubique et du volume macroscopique résultant

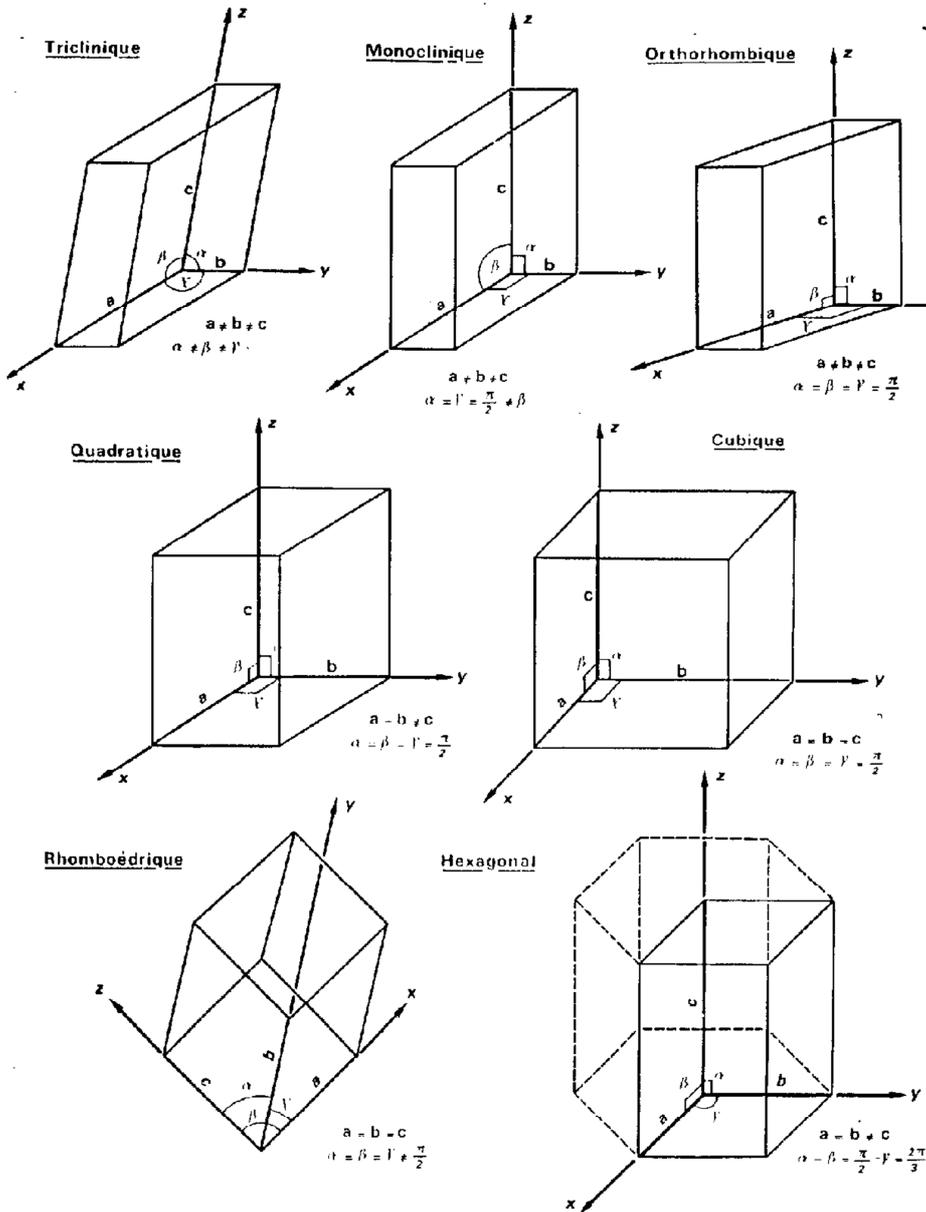


Pour réaliser l'espace cristallin dans son intégralité, il faut que l'entassement des mailles réticulaires se fasse impérativement sans laisser de vide entre elles. Ce fait limite géométriquement la forme de ces mailles à celles de parallélépipèdes. Mais il existe le plus souvent, pour un réseau donné, plusieurs possibilités quant au choix de sa maille. Parmi ces diverses possibilités, on convient de choisir la maille se rapprochant le plus d'un parallélépipède rectangle et qui possède les arêtes les plus petites. C'est cette maille que l'on appelle la **maille élémentaire** du réseau cristallin.

DANS UNE MEME ESPECE MINERALE, L'ANGLE DIEDRE DE DEUX FACES DETERMINEES EST CONSTANT QUEL QUE SOIT LE DEVELOPPEMENT RELATIF DES FACES.

Les systèmes cristallins

En fait, il n'existe que **sept mailles élémentaires** qui répondent à la condition précédente : **cubique, quadratique, hexagonale, rhomboédrique, orthorhombique, monoclinique et triclinique**. Chacune de ces mailles élémentaires se définit géométriquement à l'aide de six paramètres : les trois vecteurs a, b, et c (les faces du parallélépipède) et les trois angles α , β et γ



À partir de ces sept mailles élémentaires, on définit **sept systèmes cristallins** dont les noms sont les mêmes que ceux des sept mailles élémentaires. Chaque système cristallin se caractérisera, en outre, par sa "symétrie" (association d'éléments de symétrie) inhérente à la géométrie de la maille élémentaire. Le système cubique aura donc la symétrie d'un cube, le système hexagonal, celle d'un hexagone... Tous les minéraux cristallins appartiennent obligatoirement à l'un de ces sept systèmes.

Les éléments de symétrie

Les éléments de symétrie sont de plusieurs types :

* des **axes de symétrie** : axes de rotation permettant de voir le volume sous une même forme après la rotation

- **A2** : axe de symétrie d'ordre 2 : après une rotation de $2\pi/2$ l'aspect du cristal est identique. Il est donc le même deux fois par tour ;
- **A3** : axe de symétrie d'ordre 3 : après une rotation de $2\pi/3$ l'aspect du cristal est identique, Il est donc le même 3 fois par tour ;
- **A4** axe de symétrie d'ordre 4 : après une rotation de $2\pi/4$ l'aspect du cristal est identique. Il est donc le même 4 fois par tour ;
- **A6** axe de symétrie d'ordre 6 : après une rotation de $2\pi/6$ l'aspect du cristal est identique. Il est donc le même 6 fois par tour ;

*des **plans de symétrie** : chaque axe de symétrie d'ordre pair est perpendiculaire à un plan de symétrie : **P2** perpendiculaire à un axe d'ordre 2, **P4/A4** ; **P6/A6**

*un **centre de symétrie C** : dans tous les systèmes cristallins, le centre du parallépipède est centre de symétrie.

Remarque : contrairement au monde vivant il n'existe pas de symétrie d'ordre 5 dans le règne minéral.

Chaque système cristallin a un ensemble d'éléments de symétrie caractéristiques du système. Ainsi la formule rassemblant l'ensemble des éléments de symétrie

- pour le système cubique est : $6A2 - 3A4 - 4A3 - 6P2 - 3P4 - 1C$
- pour le système orthorombique : $A2 - A'2 - A''2 - P2 - P'2 - P''2 - 1C$.

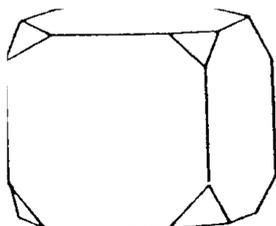
Tous les éléments de symétrie de la formule existent si le cristal a la forme primitive géométrique par exemple un cube. S'il s'agit d'une forme dérivée comme le dodécaèdre du grenat seule une partie des éléments de symétrie est représentée. Cependant on trouve toujours une association caractéristique du système. Par exemple pour le système cubique : un A3 et un A4 , pour le système rhomboédrique un seul axe d'ordre 3, pour le système hexagonal un axe d'ordre 6..etc...

Application : dessiner un cube et un orthorhombe et dessiner les éléments de symétrie

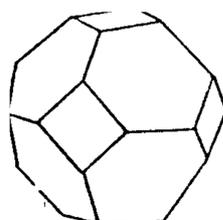
Les formes cristallines dans la nature.

Suivant les conditions de formation, un cristal peut se trouver sous 2 formes :

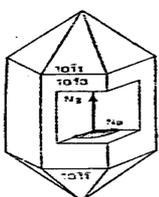
- un solide régulier, limité par des surfaces planes faisant entre elles des angles dièdres définis et fixes pour un minéral donné, et ayant une symétrie identique ou proche de celle du réseau cristallin Ces cristaux sont dits **automorphes** et leurs formes peuvent être décrites comme celles de polyèdres plus ou moins complexes du fait de la présence de **troncatures** sur les sommets ou les arêtes.
- Exemples de troncatures à partir d'un cube



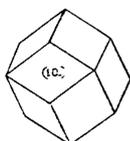
sur les sommets



sur les sommets et les arêtes



QUARTZ
(SiO₂)



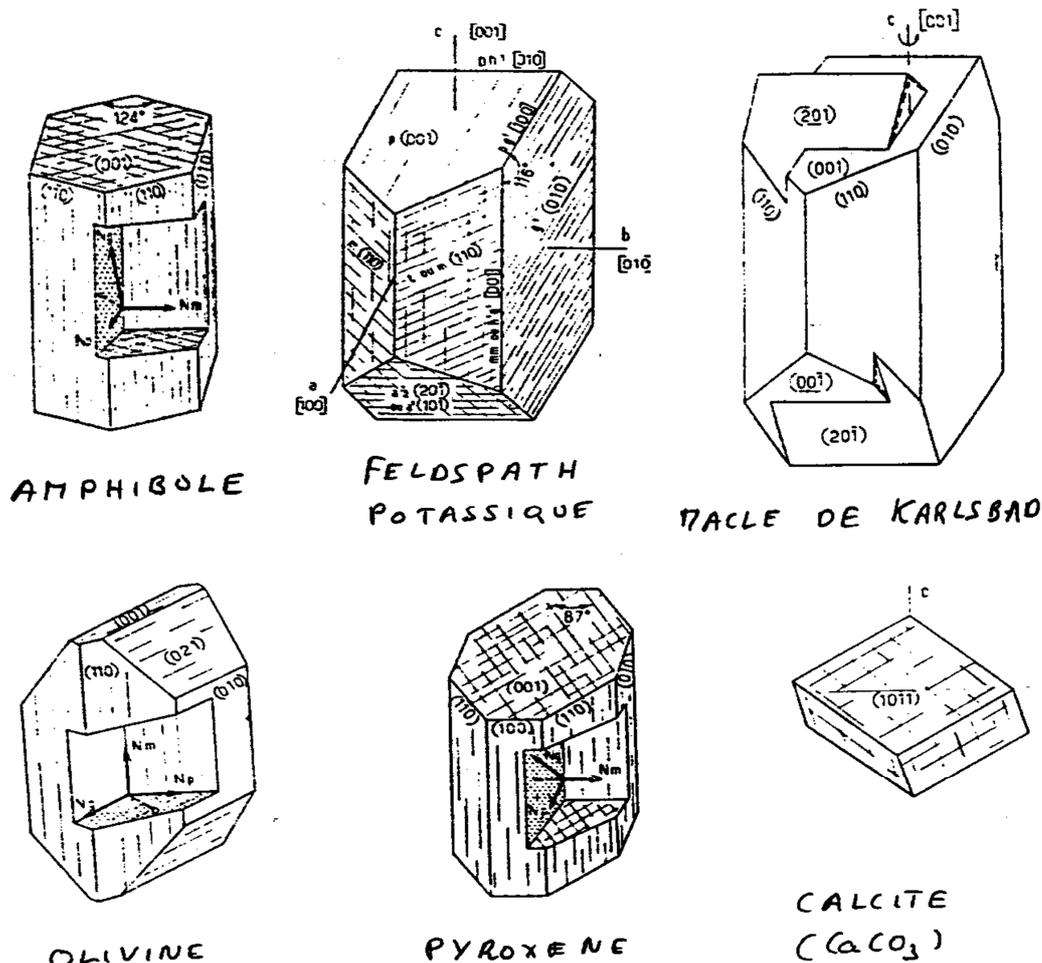
GRENAT

1. exemples naturels : un hexagone terminé par deux pyramides agonales pour le quartz ou un dodécaèdre (polyèdre à 12 faces) pour le grenat

Les cristaux automorphes sont relativement rares : ils correspondent soit à des minéraux qui se forment dans des conditions géologiques très particulières (cristallisation très précoce au sein d'un liquide, sans être gênés par d'autres cristaux ; développement dans des cavités de type géode ...), soit à des minéraux ayant une très forte puissance de cristallisation et qui se forment en repoussant tout ce qui les entoure (ex : grenat dans les roches métamorphiques).

- un solide irrégulier et de forme quelconque. Cela est souvent dû au fait que ces cristaux sont tardifs et qu'ils se sont donc développés dans un espace réduit et géométriquement défini par les cristaux plus précoces qui les entourent. On dit que ces cristaux sont **xénomorphes**.

Exemples de cristaux automorphes outre le quartz et le grenat montrés plus haut



Les lignes visibles à la surface des minéraux sont la trace de l'intersection de plans cristallographiques et de la surface des cristaux.

Les chiffres (001) indiquent la position de chaque face dans l'espace par rapport à un trièdre trirectangle de référence. Dans ces minéraux, la lumière ne se propage pas à la même vitesse dans toutes les directions de l'espace. Les vecteurs np , nm , ng sont les indices principaux de vitesse de la lumière .

Éléments de minéralogie

Les différentes familles de minéraux

Chaque minéral ayant une composition chimique donnée, on classe habituellement les minéraux en fonction de cette composition. On distingue ainsi deux grands groupes de minéraux : les **minéraux silicatés** (ils contiennent du silicium Si) et les **minéraux non silicatés** (ils ne contiennent pas de Si).

Les minéraux silicatés représentent à eux seuls 92% du poids et du volume de l'écorce terrestre. Apprendre à les identifier est donc capital. Leur composition chimique est souvent complexe et, en plus du Si, on y rencontre un grand nombre d'éléments tels que Al, K, Na, Ca, Mg, Fe.

Parmi les minéraux non silicatés, nous verrons :

- des carbonates (radical CO_3^{2-} dans leur formule chimique)
- des sulfates (radical SO_4^{2-} dans leur formule chimique)
- des sulfures (ion S^{2-} dans leur formule chimique)
- des chlorures (ion Cl^- dans leur formule chimique)

La détermination des minéraux : critères de description et classification

Les tableaux ci-joints présentent la liste des minéraux les plus répandus, ainsi que leurs caractères de détermination.

OBSERVER ET DECRIRE

Sont les deux lois du géologue et du minéralogiste

Pour observer vous utilisez les outils que vous a fourni la nature : vos sens
Pour décrire vous utilisez des mots qui traduisent vos observations.

L'observation directe

1. La forme extérieure

Un échantillon est généralement un morceau de minéral cassé et rarement un cristal complet. Le premier élément qui se présente aux regards est donc la forme extérieure de l'échantillon, la forme de la cassure. Celle-ci peut être quelconque. Dans le cas du quartz elle est souvent « conchoïdale » (exemple d'un fond de bouteille cassé en lunules). Elle peut être une surface lisse. Dans ce dernier cas, il s'agit d'une cassure selon un plan cristallographique plus faible dit PLAN DE CLIVAGE

Les clivages : le clivage est l'aptitude pour un cristal à se débiter (se briser) préférentiellement suivant une (ou plusieurs) famille(s) de plans parallèles. Ces familles de plans de moindre résistance dépendent de la manière dont les atomes sont distribués à l'intérieur du cristal (plans réticulaires) et sont donc spécifiques au minéral. Certains minéraux comme les micas (biotite et muscovite) ne possèdent qu'un seul clivage. Les micas se débitent très facilement suivant cette famille de plans.

D'autres minéraux, tels que le pyroxène et l'amphibole, possèdent deux clivages, mais plus difficiles que celui des micas. L'angle que font ces deux clivages est très important à déterminer, car il est caractéristique du minéral (cet angle est de 90° pour le pyroxène et de $60-120^\circ$ pour l'amphibole). Malheureusement, il est souvent difficile voire impossible de

repérer les faces où les clivages se recoupent (surtout quand le minéral est xénomorphe). Il est alors intéressant d'observer avec une loupe les surfaces du minéral. Ces surfaces sont souvent des surfaces de cassure qui se sont constituées en fonction des clivages du minéral. Leur aspect est celui d'un "escalier" dont les marches sont limitées par les plans de clivages. On peut alors estimer assez facilement l'angle que font entre elles ces marches (90°; 60 ou 120°), et ainsi déterminer les plans de clivage.

La calcite CO_3Ca et la dolomite $(\text{CO}_3)_2\text{CaMg}$, qui cristallisent dans le système rhomboédrique, possèdent trois clivages parallèles aux faces du rhomboèdre. A la cassure, ce minéral se débite toujours sous la forme de petits rhomboèdres.

Les mâcles : une mâcle est un édifice minéralogique complexe formé par l'association de deux (ou de plusieurs) cristaux de même nature, selon des lois géométriques précises liées aux éléments de symétrie du système cristallin du minéral. Une mâcle peut se réaliser par accollement selon une face définie ou par interpénétration de cristaux. Pour un minéral donné, la manière dont il se mâcle est spécifique. L'identification des mâcles est donc un excellent critère de reconnaissance. Malheureusement tous les minéraux ne se maclent pas, ou ne présentent pas de mâcle visible à l'œil nu. Nous ne verrons en T.P. que deux macles : la macle du feldspath potassique (interpénétration de deux cristaux, "mâcle de Karlsbad",) et la mâcle "en fer de lance" du gypse (accolement de deux cristaux selon l'une de leur face).

2. L'échantillon et la lumière :

Lumière transmise : l'échantillon peut être opaque, transparent, translucide.

Lumière réfléchie = éclat :

L'échantillon ne réfléchit pas la lumière : éclat terne

La lumière est réfléchie sur un plan de clivage : surface plane l'éclat est au minimum vitreux quelquefois brillant

L'éclat est celui d'une goutte d'huile sur une feuille de papier blanc : éclat gras

caractéristique du quartz, dont la cassure quelconque ne se fait jamais selon des plans de clivages .

Des adjectifs complémentaires peuvent être utilisés : adamantin, métallique, nacré....

Couleur : quelquefois caractéristiques, la couleur et la transparence ne sont pas toujours de bons critères de reconnaissance, car elles peuvent varier avec les impuretés et le degré d'altération.

3. L'odeur quelquefois caractéristique : odeur du soufre, odeur de la dolomite sous le choc du marteau.

4. Le goût : gout salé de la halite (ClNa)

5. Le toucher : toucher doux du talc, soyeux de la séricite.

L'observation indirecte

A ces critères directs s'ajoutent des critères d'observation indirects

La densité : elle est définie pour le minéral pur et varie avec son degré d'altération. Au niveau des TP, la densité ne pourra être qu'appréciée. Ex. : densité forte pour la galène (PbS), la pyrite (FeS_2), la barytine; densité faible pour le gypse ($\text{SO}_4\text{Ca}, 2\text{H}_2\text{O}$), la halite (NaCl) ; densité moyenne pour l'amphibole...

La dureté : c'est la résistance du minéral à la destruction mécanique. En pratique, un minéral est dit "plus dur" qu'un autre s'il raye ce dernier. Les duretés sont

conventionnellement classées par rapport à celles de dix minéraux de référence (échelle de Möhs)

Minéral	Dureté
talc.....	1
gypse.....	2
..... <i>dureté de l'ongle</i>	
calcite	3
fluorine.....	4
apatite.....	5
..... <i>dureté de l'acier</i>	
orthose.....	6
..... <i>dureté du verre</i>	
quartz	7
topaze.....	8
corindon.....	9
diamant.....	10

Lorsque l'on effectue un essai de dureté, il faut essayer soigneusement la trace obtenue, pour distinguer la rayure que produit le minéral le plus dur sur le moins dur, d'une simple traînée pulvérulente due à l'écrasement d'un minéral peu dur sur un minéral plus dur.

Les caractères particuliers : par exemple, l'effervescence à l'acide chlorhydrique froid et dilué au 1/10 de la calcite.

LES SILICATES

	NOM DU MINERAL	FORMULE CHIMIQUE	TYPE DE SILICATE	SYSTEME DE CRISTALISATION	DENSITE	DURETE	FORME	COULEUR	ECLAT	CLIVAGES (VISIBLES EN TP)	MACLE (VISIBLE EN TP)	CARACTERE PARTICULIER
	QUARTZ	SiO ₂	Tectosilicate	Hexagonal	2.65	7	- prisme hexagonal bipyramidé souvent strié - granulaire - massive	Très variable - transparent - fumé - rose - violet - blanc	Gras (= gris translucide)			Raye le verre
FELDSPATHS	Potassiques F. K. (Orthose)		Tectosilicate	Monoclinique	2.6	6	- prisme à section rectangulaire - granulaire	Blanc (rose si altéré)	vitreux	2 (faciles) faisant un angle ~ 90°	Macles de Carlsbad (2 individus accolés)	
	Calco-sodiques (plagioclases) Pl.		Tectosilicate	Triclinique	2.6	6	- prisme à section rectangulaire - granulaire	- blanc (verdâtre si altéré)	vitreux	2 (faciles) faisant un angle ~ 90°	Macles polysynthétique difficile à voir (n individus accolés)	
MICAS	Biotite (noir)		Phyllosilicate (feuillets)	Monoclinique Pseudo-hexagonal	3	2.5	- paillette hexagonale	- marron - noir - mordoré	Submétallique	1 très facile, parallèle aux paillettes		Paillette noire à brun mordoré très réfléchissante
	Muscovite (blanc)		Phyllosilicate	Monoclinique Pseudo-hexagonal	2.8	2.5	- paillette hexagonale	- gris (argent)	Nacré	1 très facile, parallèle aux paillettes		Paillette argentée très réfléchissante
	Séricite		Phyllosilicate	Monoclinique Pseudo-hexagonal	2.8	2.5	- Feutrage gris constitué de cristaux invisibles à l'œil nu	- gris - argent	nacré			Toucher soyeux
FERRO-MAGNÉSIES (Fe, Mg)	Pyroxènes (Augite)		Inosilicate	Monoclinique	3.5	5.5	- Prisme trapu et court	- noir dense	vitreux	2 faisant un angle de 90°, visibles sur les sections basales (marche d'escalier)		
	Peridots (Olivines)		Nesosilicate	Orthorhombique	4	6.5	- Petit prisme trapu (allure de grain)	- jaune-vert - vert-olive	translucide			
	Amphibole		inosilicate	monoclinique	4,1 à 4,9	5,5	- forme d'aiguille	Noir dense	vitreux	2 faisant un angle de 120° visibles sur les sections basales		

MINERAUX NON SILICATES

	NOM DU MINERAL	FORMULE CHIMIQUE	SYSTEME DE CRISTALISATION	DENSITE	DURETE	FORME	COULEUR	ECLAT	CLIVAGES VISIBLES	MACLE (VISIBLE EN TP)	CARACTERE PARTICULIER
H A L O G E N U R E S	Fluorine	CaF ₂	cubique	3,18	4	octaédrique	Incolore, Rose, violet, vert, bleu	vitreux	1 parfait		
	Halite (ou Sel Gemme)	NaCl	Cubique	2.1	2.5	- cube - massive	- transparent - blanc - gris - jaune	Vitreux	1 parfait		Goût salé
	Sylvine	KCl	Cubique	2.3	2.5	- cube - massive	- rose - orange	Vitreux			Goût salé et amer
C A R B O N A T E S	Calcite	CO ₃ Ca	Rhomboédrique	2.7	3	- rhomboèdre - scalénoèdre - massive	- blanc - jaune - marron - transparent	Nacré à vitreux	3 parallèles aux faces du rhomboèdre		Fait effervescence avec HCL froid
	Dolomite	(CO ₃) ₂ CaMg	Rhomboédrique	2.9	4	- rhomboèdre - massive	- blanc - jaune - marron	Nacré à vitreux	identiques à ceux de la calcite		Fait effervescence avec HCL chaud
S U L F A T E S	Gypse	SO ₄ Ca, 2H ₂ O	Monoclinique	2.3	2	- tablettes (ex : rose des sables) - fibres - massive - grains fins (saccharoïde)	- transparent - blanc - jaune - gris	Nacré à vitreux	3 subperpendiculaires	2 individus associés en « fer de lance » (rare)	Minéral rayable à l'ongle
	Barytine	BaSO ₄	orthorombique dipyramidal	4,48		cristaux massifs aplatis parfois lamellaires	blanc opaque	vitreux	2 plans de clivages		dense
S U L F U R E S	Pyrite	FeS ₂	Cubique	5	6	- cube ou dodécaèdre pentagonal individualisé, souvent strié - massive	- jaune d'or - marron ou noir (altération)	Métallique			Dense et belle couleur dorée
	Galène	PbS	Cubique	7.6	2.5	- cube individualisé - massive	- gris	Métallique	1 parfait, donnant l'aspect en escalier des cassures		Très dense et peu dur

Fiche d'aide à la détermination macroscopique simple des minéraux

N° Ech.	Syst. Cristallin	Forme	Densité ¹	Dureté ²	Eclat	Couleur	Clivages ³	Particularités	Nom	Formule ⁴
1										
2										
3										
4										
5										
6										
7										
8										
9										
10										
11										
12										
13										
14										

¹ Densité approximative: *Faible, Moyenne, Forte*

² Dureté exprimée par rapport à l'ongle, à l'acier et au verre

LES ROCHES MAGMATIQUES

Les roches magmatiques (voir schéma première page) sont des roches "**endogènes**". Le terme d'endogène s'applique aux roches ayant acquis leurs caractères déterminants à l'intérieur du globe. Les roches métamorphiques, que nous étudierons à la prochaine séance, sont elles aussi des roches endogènes. Les roches magmatiques résultent de la cristallisation d'un magma en profondeur. Si les roches cristallisent lentement et restent en profondeur au sein de la croûte, on parle alors de *roches plutoniques* ; Si elles cristallisent rapidement et sont émises à la surface (à la surface des continents ou au fond des océans), on parle alors de roches volcaniques. Les magmas ont donc une origine profonde et ils ne se forment pas n'importe où. En effet, leur genèse réclame des conditions de température et de pression qui ne sont réalisées naturellement que dans certains contextes géologiques et géodynamiques (voir schéma pétrologique global de la première page).

Quelques définitions

MAGMA: le magma est un liquide qui provient de la fusion partielle en profondeur de roches préexistantes dites roche mère ou source. La composition chimique de ce liquide dépend bien sûr de la nature de cette source. Quant à la température de formation du magma, elle dépend à la fois du point de fusion de la source et du contexte géologique dans lequel s'opère la fusion (cette température est comprise entre 700 et 1400°).

Le plus souvent, le magma, une fois formé, s'extrait spontanément de sa source (c'est un liquide dont la densité est inférieure à celle des roches encaissantes) et s'injecte dans les terrains surincombants. Si le magma reste bloqué en profondeur, il donnera naissance à des roches plutoniques. Quand il arrive à remonter jusqu'en surface, le magma alimente le volcanisme. Les laves qui s'écoulent des volcans donnent une bonne image de ce qu'est un magma.

SOURCE: Il s'agit des roches qui par fusion partielle donnent un magma (schéma page 1). Cette source peut être:

- *soit mantellique* : la fusion affecte les péridotites roches qui constituent le manteau : magmatisme de subduction, magmatisme d'accrétion (ride océanique) et magmatisme intraplaque;
- *soit crustale* : la fusion affecte les roches qui constituent les parties profondes de la croûte *continentale* : magmatisme continental ;
- *soit mixte* : la fusion affecte les péridotites puis la croûte continentale lors de la remontée et/ou dans certains cas la croûte océanique: magmatisme de subduction.

FUSION PARTIELLE : la fusion affecte uniquement la partie de la source la plus fusible. La partie de la source qui ne fond pas (la partie réfractaire, donc) constitue ce que l'on appelle *le résidu*. Une fusion partielle se définit par son taux, qui correspond au pourcentage de la source qui fond. Dans la nature ce taux n'excède qu'exceptionnellement les 30%, souvent même il est inférieur à 10%.

Composition des magmas

Chimiquement les liquides magmatiques correspondent à un mélange de silicates fondus et de gaz. Leurs compositions exactes dépendent bien sûr de la nature de la source et du taux de fusion partielle mais également de la cristallisation des minéraux lors du refroidissement. Les pétrologues distinguent, en fonction de leurs compositions, 3 grands types de magma: les magmas basaltiques, les magmas andésitiques et les magmas rhyolitiques - **VOIR TABLEAU 1**.

TABLEAU 1. Tableau récapitulatif de la composition des magmas

	SiO ₂ %	(Na ₂ O+CaO)%	(FeO+Fe ₂ O ₃)%	MgO%	CaO%
BASALTIQUE (accrétion et intraplaque)	45-50	<4	>10	5-10	8-10
ANDESITIQUE (mixte)	58	5	7	3	7
RHYOLITIQUE (continental)	70	>7	<3	<1	<2

TABLEAU 2. Minéralogie des roches magmatiques

	Quartz	Micas	Feldspath potassique (orthose)	Feldspath plagioclase	amphibole	pyroxène	olivine
magma basaltique				X		X	X
magma andésitique				X	X		
magma rhyolitique	X	X	X	(X)			

TABLEAU 3. Le nom des roches magmatiques

	Refroidissement lent Roche plutonique Texture grenue	Refroidissement rapide Roche volcanique Texture de verre ou texture microlithique
magma basaltique	Gabbro	Basalte
magma andésitique (subduction)	Diorite	Andésite
magma rhyolitique (collision, felsique)	Granite	Rhyolite

REMARQUE : dans la nature on trouve des magmas de composition chimique, intermédiaire entre ces différentes classes, donnant des associations minérales beaucoup plus complexes, mais il faut un début à tout. De même le nombre de textures est ici volontairement limité pour une première approche. Par exemple les roches à déficit de silice contenant des feldspathoïdes ne sont pas traitées.

Minéralogie des roches magmatiques

La minéralogie des roches magmatiques est bien évidemment fonction de la composition chimique du magma initial et de son évolution lors de son refroidissement.

Ainsi dans les roches granitiques riches en silice et pauvres en ferromagnésiens on pourra trouver du quartz qui est de la silice pure. On n'en trouvera jamais dans les roches basaltiques pauvres en silice. Dans les roches basaltiques on trouvera par contre des minéraux riches en Fe et Mg comme le pyroxène ou l'olivine (voir tableau 1). En conséquence dans votre description minéralogique ne dites **jamais** que vous avez trouvé de l'olivine associée à du quartz l'enseignant n'appréciera pas du tout...**VOIR TABLEAU 2.**

Cristallisation des magmas.

Les roches magmatiques sont le résultat du **refroidissement** des différents magmas. Pendant le refroidissement elles acquièrent une **texture**.

La **texture** se définit par : la taille des cristaux, leur forme et leurs relations mutuelles. Elle dépend de la manière dont refroidit ce magma. Ce refroidissement s'opère

- soit **très lentement** en profondeur (à quelques Km, voire quelques dizaines de Km sous la surface), au sein de plutons et batholites. Dans ce cas, tout le liquide magmatique a le temps de cristalliser.
- soit **rapidement**, en profondeur et lors de son ascension vers la surface. Dans ce cas une partie du liquide magmatique se solidifie et peut ne pas avoir le temps de cristalliser.

Les différentes textures.

REFROIDISSEMENT LENT

Dans le premier cas (refroidissement lent en conditions plutoniques), la roche qui en résulte est une roche entièrement cristalline dans laquelle tous les cristaux sont visibles et donc identifiables à l'oeil nu. Leurs tailles sont en général plurimillimétriques à centimétriques et leurs formes, le plus souvent, quelconques (cristaux xénomorphes). On qualifie ce type de texture de macro cristalline ou encore de **grenue**. Si tous les cristaux ont des tailles voisines, cette texture est dite grenue équante. Parfois sur un fond constitué de cristaux xénomorphes de taille plurimillimétrique à centimétrique se détachent quelques cristaux plus gros (méga cristaux) automorphes de taille pluricentimétrique). Cette texture macro cristalline est dite **grenue porphyrique**.

REFROIDISSEMENT RAPIDE

1- Dans le cas où le magma se refroidit très rapidement (conditions volcaniques), une partie du liquide chaud se « fige » au contact de l'air et ne cristallise pas (cette partie reste alors à l'état d'un matériau amorphe vitreux que l'on appelle **verre volcanique**),

2- Dans le cas où le magma se refroidit (moins) rapidement, de petits cristaux, pour la plupart invisibles à l'oeil nu, se forment lors de la remontée: on dit que cette texture est microcristalline. Si l'on observe une telle roche microcristalline au microscope, on constate que la plupart des microcristaux ont une forme de petites baguettes. Les pétrographes appellent ces microcristaux en baguette des microlites et la texture de ces roches est habituellement qualifiée de **microlitique**.

Dans la plupart des roches microlitiques la texture n'est pas équante : on peut voir alors, à l'oeil nu, se détachant sur un fond homogène dans lequel aucun cristal n'est distinguable, quelques méga cristaux (on parle ici de "phénocristaux") millimétriques à centimétriques. Cette texture est dite **microlitique porphyrique**. Les phénocristaux cristallisent en profondeur dans la chambre magmatique et sont « cimentés » par les microlites lors de la remontée. La présence de ces

phénocristaux est très importante pour la détermination macroscopique des roches microlitiques. En effet, ce sont les seuls cristaux identifiables à l'oeil nu et les types minéralogiques auxquels ils appartiennent sont spécifiques de chaque grand groupe de roches volcaniques. (par exemple, les basaltes porphyriques contiennent systématiquement des phénocristaux d'olivine et-ou de pyroxène, les andésites porphyriques des phénocristaux de feldspath de type plagioclase, des phénocristaux de biotite et-ou d'amphibole, et-ou de pyroxène)

3- Un autre caractère spécifique des roches volcaniques est la **présence quasi systématique de vacuoles**. Il s'agit de petits trous dispersés dans la roche, de forme sphérique ou ovoïde, de diamètre millimétrique à centimétrique, et qui correspondent à d'anciennes bulles de gaz magmatiques qui se sont vidées de leur contenu au cours du refroidissement. Quand la quantité et la taille des vacuoles sont très importantes (c'est par exemple le cas des projections de lave basaltique expulsées hors du cratère lors des éruptions volcaniques et qui en retombant autour du cratère édifient le cône volcanique), on qualifie ces **roches volcaniques de vacuolaires ou de scoriacées**.

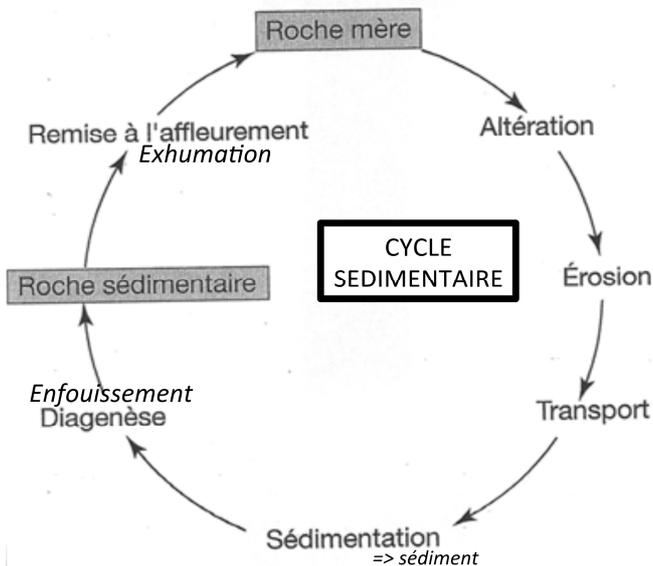
Le nom des roches magmatiques se détermine en fonction du magma d'origine, de la composition minéralogique et de la texture (voir Tableau 3)

TEXTURE GRENUE CAS DU GRANITE	NOM de la roche granitique
Tous les minéraux sont de taille sup au cm	PEGMATITE
Tous les minéraux sont de taille mm et moins	APLITE
Un minéral présente des cristaux cm et les autres minéraux sont mm	GRANITE PORPHYRIQUE
Tous les cristaux sont compris entre le mm et le cm	GRANITE

LES ROCHES SEDIMENTAIRES

Les roches sédimentaires sont **exogènes**, c'est à dire formées à la surface de la Terre (par opposition aux roches plutoniques mises en place en profondeur).

Le cycle sédimentaire



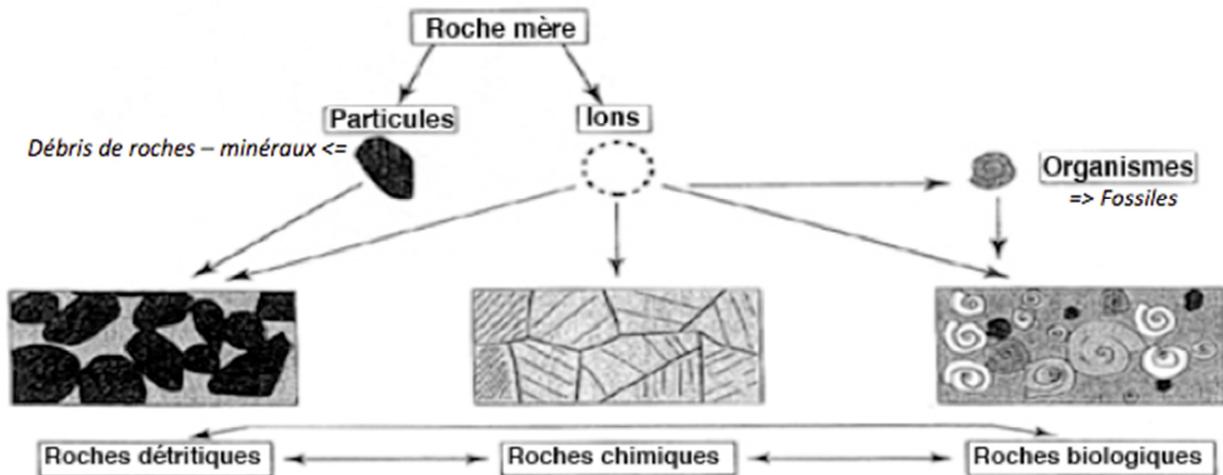
Lorsqu'une **roche sédimentaire, plutonique ou métamorphique** est placée à la surface par des mouvements tectoniques (exhumation) et par érosion du matériel sus-jacent, elle constitue une **roche mère** qui va être démantelée/ érodée/ altérée sous l'action d'agents de surface (eau, température, agents biologiques...). Les produits du démantèlement correspondant à des ions et des particules de toutes tailles seront transportés par des agents tels que l'eau, le vent, les glaciers. Les ions précipiteront et les débris s'accumuleront dans un bassin sédimentaire. Ils formeront des **sédiments meubles** en strates superposées. Par l'effet de la diagenèse pendant leur enfouissement ils formeront ensuite une nouvelle **roche sédimentaire** qui pourra une fois remise à l'affleurement servir de roche mère selon le **cycle sédimentaire** (Figure ci-contre).

Le cycle sédimentaire fait référence à tous les processus mécaniques et chimiques qui **favorisent la transformation d'un sédiment en un matériau induré, une roche**. En particulier :

- la *précipitation* de calcite (CaCO_3), dolomite (Mg-CaCO_3) ou silice (SiO_2) entre les particules d'un sédiment. Cette précipitation est favorisée par la circulation dans le sédiment d'un fluide riche en ions Ca, Mg ou Si ;
- la *recristallisation* de composants d'un sédiment due à une légère augmentation Pression-Température lors de l'enfouissement et la compaction de ce sédiment. Ce processus s'apparente à un très faible métamorphisme.

Si la roche résultante est portée un jour à la surface de la Terre, elle constitue une nouvelle roche mère de type sédimentaire.

Origine des éléments constitutifs d'une roche sédimentaire



On constate qu'une roche sédimentaire est systématiquement composée – dans des proportions relatives variant de 0 à 100% – des **3 fractions** suivantes:

1. la fraction **terrignène** ou **détritique**, composée de débris de roches et de minéraux préexistants.
2. la fraction **orthochimique** ou **chimique**, formée par la précipitation d'ions en solution.
3. la fraction **allochimique** ou **biologique**, formée par l'accumulation de parties d'êtres vivants (très souvent des parties dures, comme les coquilles et squelettes).

Les différentes roches sédimentaires

Les roches sédimentaires sont souvent classées en fonction des proportions relatives des fractions détritiques, chimique et biologique.

1. Les **ROCHES DETRITIQUES** sont celles dont la fraction détritique (particules = débris de roches et minéraux) est dominante. Ces roches nécessitent l'existence d'un agent de transport pour leur formation. Elles sont composées de grains/particules détritiques et d'une matrice (partie fine du sédiment) ou d'un ciment (formé par précipitation chimique) qui emballe les grains/particules. La nature des grains d'une roche détritique dépend de la nature des roches mères la constituant et du cycle sédimentaire suivi. On retrouve le plus souvent dans ces roches deux constituants formant les particules/grains, en proportions plus ou moins importante:

- a) du quartz, minéral résistant à l'altération et à l'abrasion, qui provient de l'altération de roches en contenant (voir le cours sur les roches plutoniques) ;
- b) des minéraux argileux qui proviennent de l'altération des minéraux silicatés ;

Classification granulométrique des roches détritiques

Les roches détritiques sont classées selon la taille des grains/ particules présents.

Taille des grains	Classe granulométrique	Sédiment	ROCHE SEDIMENTAIRE	Pour le géologue...
$T > 2 \text{ mm}$	RUDITES	Graviers blocs	Conglomérat *	Je vois les grains à l'œil nu,
$2 \text{ mm} > T > 0,063 \text{ mm}$	Arénites	Sable	Grès	La roche est granuleuse au toucher.
$2 \mu\text{m} < T < 63 \mu\text{m}$	Lutites	Silt	Siltite - pélite	La roche crisse sous la dent et un peu rappeuse au toucher
$T < 2 \mu\text{m}$		Argile	Argilite	La roche est douce au toucher. Je ne vois pas de grain.

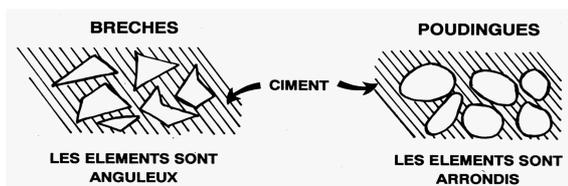
Les limites entre ces trois catégories sont arbitraires. La valeur de 63 microns correspond à la résolution de la vision à l'œil nu (soit environ $63 \mu\text{m} \approx 0.063 \text{ mm} \approx 0.1 \text{ mm}$).

* Description des conglomérats

On distingue deux types de conglomérats en fonction de l'usure des éléments (= grains/particules) qui traduit un transport plus ou moins long :

BRÈCHE : grains anguleux (faible transport)

POUDINGUE : grains arrondis (transport long)



En fonction de la nature des éléments (= grains/particules) nous sommes en présence d'une brèche ou d'un poudingue :

-soit **POLYGENIQUE** (plusieurs couleurs plusieurs natures des particules), soit **MONOGENIQUE** (une couleur une nature de particules)

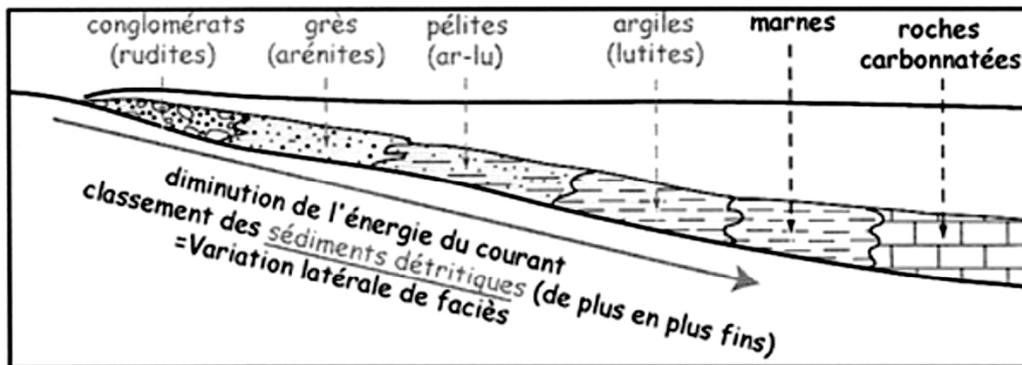
En fonction de la taille des éléments (= grains/particules) nous sommes en présence d'une brèche ou d'un poudingue :

- soit **MONOMETRIQUE** (une seule classe de taille, dire laquelle ex : de l'ordre du mm)
soit **HETEROMETRIQUE** (plusieurs classes de taille ex : l'une mm et l'autre cm)

La description du conglomérat inclut aussi la description minéralogique de « l'emballage » des éléments détritiques.

- Aspect terne de l'emballage : il s'agit d'une **matrice** formée d'éléments détritiques très fins de taille invisible :

- réaction a l'acide chlorhydrique à froid positive : **matrice calcaire**
- rugueuse au toucher et raye le verre (rugueux suffit) : **matrice siliceuse**
- couleur marron à rouge, peu résistante : **matrice argileuse**



2. Les ROCHES CARBONATEES ou CALCAIRES. Le terme **calcaire** désigne toutes les roches formées de 100% à 80% de calcite (CaCO₃). Elle peuvent bien sûr contenir également un pourcentage non négligeable d'argile, de quartz ou d'autres minéraux.

Suivant les proportions de calcite et d'argile le nom de la roche change. Ainsi le terme **marne** correspond à un mélange de matériel carbonaté et de particules détritiques fines (argiles) (40 à 60%) qui réagit à HCl à froid.

calcite	100% à 80%	80 à 60%	De 40 à 60%	20 à 40%	0 à 20%
argile	0 à 20%	20 à 40%	De 40 à 60%	80 à 60%	100% à 80%
Nom de la roche	CALCAIRE	Calcaire argileux ou marneux	MARNE	Marne argileuse	ARGILITE

Lorsque la dolomite (Mg-CaCO₃) se substitue à la calcite (CaCO₃) dans un roche carbonatée, on parle de calcaire dolomitique ou de **dolomie**.

Classification des roches calcaires basée sur la texture

On peut considérer qu'une roche carbonatée ou calcaire est composée d'**éléments bioclastiques** (débris de fossiles, les particules visibles à l'œil nu ou à la loupe) et d'un **fond qui réagit à l'acide chlorhydrique à froid c'est à dire contenant de la calcite** (CaCO₃). Le « fond » de la roche est une association :

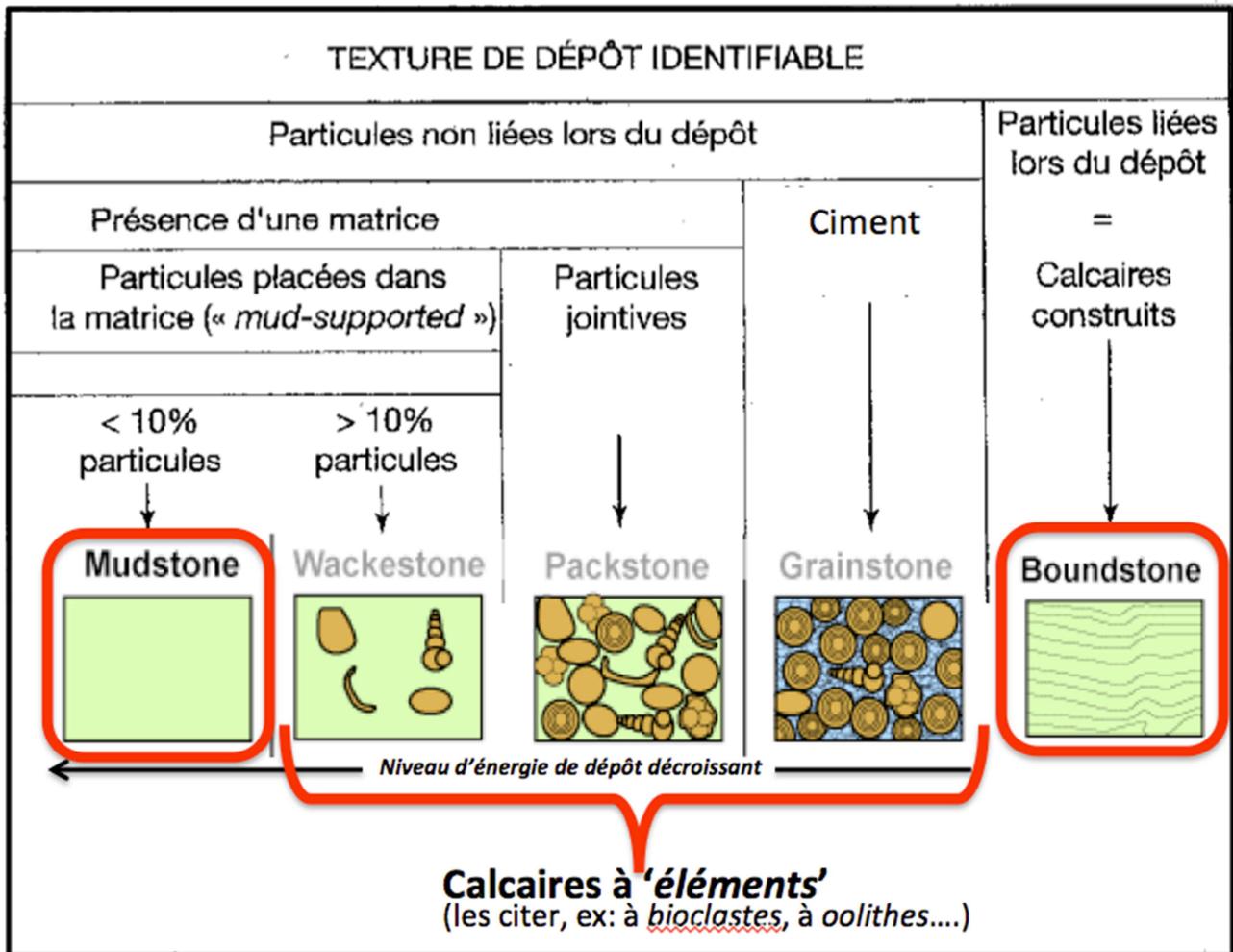
- 1) de **matrice**, qui est de la boue calcaire précipitée (à partir d'ions) dans le bassin de sédimentation (éléments très fins, taille < 64 microns) et de la boue calcaire d'origine terrigène

dans une proportion moindre. LA MATRICE CONSTITUE UN FOND UNIFORME TERNE de type « boueux » CAR LES CRISTAUX SONT INVISIBLES à l'œil nu.

- 2) et de **ciment**, qui provient de la précipitation de cristaux de calcite (le plus souvent) pendant la diagenèse (enfouissement). LE CIMENT EST COMPOSE DE CRISTAUX DE CALCITE VISIBLES A L'ŒIL NU (appelés sparites) OU NON QUI REFLECHISSENT LA LUMIERE.

Les roches carbonatées peuvent être classées selon les proportions et la disposition relative d'éléments, de matrice et de ciment : c'est la classification de Dunham (voir tableau ci-dessous).

Classification de Dunham (1962)



Nature des éléments (= grains/particules) des roches carbonatées

Il existe 4 grands types d'éléments dans les roches calcaires :

- 1) les particules détritiques ou **clastes**, souvent de forme irrégulière, anguleuse ou pas ;
- 2) les **bioclastes** qui sont les débris de coquille/squelettes d'organismes vivants ;
- 3) les **pellets** qui sont des grains ronds/ovoïdes sans structure interne, étant à l'origine des grains de boue carbonatée ;
- 4) les **oolithes** qui sont formés de plusieurs couches concentriques de calcite cristallisant autour d'un noyau de nature détritique ou bioclastique.

=> On précise la nature des éléments afin de mieux caractériser une roche carbonatée.

Ex : *calcaire « bioclastique »* ou « à *bioclastes* ».

3. Les **EVAPORITES** ou **ROCHES CHIMIQUES** sont presque uniquement composée d'une

fraction chimique qui provient de la précipitation directe des ions en milieu subaquatique tels que les sels (halite, gypse, sylvinite,...). En général, la roche reprend le nom du minéral dont elle est constituée.

Ex : *sylvine (KCl)* *syvinite (KClNaCl)*, *gypse(SO₄Ca,2H₂O)*, *sel de mer =halite (NaCl)*,...

4. Les **ROCHES ORGANIQUES** sont presque exclusivement constituées de matériel organique d'origine végétale.

Ex : les *charbons*.

5. Les **roches pyroclastiques** ont une fraction détritique dominante d'origine volcanique, c'est à dire résultant de l'épanchement de laves ou d'autres matériaux issus d'un volcan qui sont remaniés.

Ex : les *tuffs volcaniques*, *sables pyroclastiques*,...

Quelques Conseils ...

1) Déterminer si la roche est détritique, carbonatée ou chimique :

- **Quels sont les éléments majoritaires ?**

Des fragments de roches/minéraux ? → Roches détritiques

Des organismes (fossiles, coquilles...) ? → Roches carbonatées/ calcaires

Sulfates/chlorures ? → Roches chimiques / évaporites

- **Si on ne voit pas d'éléments...**

On se sert de sa langue

→ goût salé : halite (sel !) => évaporite

→ goût salé + amer + rouge orangé : sylvinite (potasse) => évaporite

→ Les argilites happent à la langue, font une pâte avec l'eau.

→ Réaction HCl => mudstone => roche carbonatée

On fait le test à HCl :

→ Si effervescence → présence de calcite (CaCO₃) donc calcaire

→ Si pas (ou peu) effervescence → Argilite ou pélite => roche détritique

2) On classe cette roche :

→ Si c'est une roche carbonatée (calcaire) : réaction à l'acide positive, on utilise de préférence la classification de Dunham. On regarde la « boue » et les « éléments ».

→ Si elle est détritique, on utilise la classification granulométrique. On regarde la taille des grains.

→ Si due à la précipitation chimique, on donne le nom du minéral dominant

Remarque : *bien sûr ce n'est pas si simple et il existe des roches détritiques à dominante carbonatée qui réagissent à l'acide ... mais il faut commencer par le plus simple... !*

LES ROCHES METAMORPHIQUES

Qu'est-ce que le métamorphisme?

Il s'agit de la transformation d'une roche à l'état solide sous l'effet de l'élévation de la température seule ou de l'élévation de température/pression. Meta morphos = changement d'aspect.

Qu'est ce qui provoque cette transformation?

Une roche est caractérisée par un assemblage minéralogique.

Cet assemblage est stable seulement pour des conditions de Pression et de Température données.

Si P et T varient, alors les minéraux se transforment en nouveaux minéraux stables dans les nouvelles conditions P-T

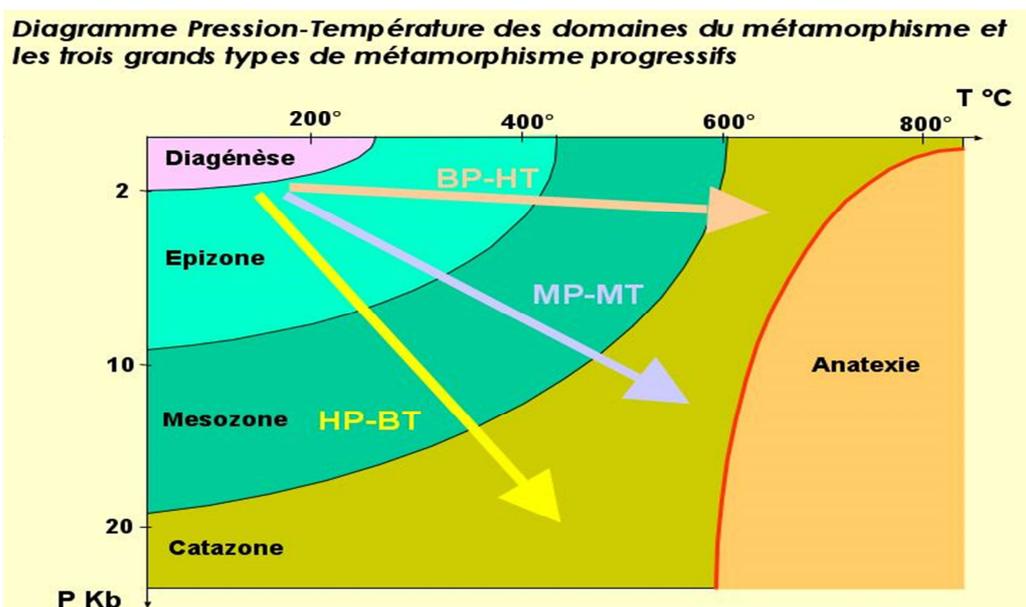
Les facteurs du métamorphisme

Elévation de la pression et de la température causées par un enfouissement en profondeur (voir schéma première page et les deux schémas suivants) 3 cas :

- contexte de subduction (croûte océanique-continent) : Haute Pression – Basse Température
- contexte de collision (continent-continent) qui conduit à un épaissement crustal et à un métamorphisme Moyenne P – Moyenne T dit métamorphisme régional
- Elévation de la température à P presque constante. Mise en place d'un corps intrusif (pluton ou batholite) Basse P-Haute T dit métamorphisme de contact

Remarque : Dans le cas des sédiments fraîchement déposés, le métamorphisme débiterait donc dès que les conditions de pression et de température diffèrent significativement de celles existant lors de la sédimentation. Cependant, on préfère utiliser le terme **de diagenèse** (plutôt que celui de métamorphisme) pour décrire les processus, qui se développent à profondeur relativement faible (voir Figure suivante) et qui sont seulement responsables de la transformation d'un sédiment meuble et gorgé d'eau (un sable, une boue ...) en une roche cohérente et anhydre (un grès, une pélite ...)

Tableau 1



Les résultats du métamorphisme

Conséquences des changements de conditions Pression-Température :

1. Les minéraux des roches soumises au métamorphisme peuvent subir une **recristallisation** en réponse aux modifications des conditions initiales..

La recristallisation de la roche aboutit à un nouvel assemblage minéralogique = une nouvelle « paragenèse » composé :

- Des minéraux hérités restés stables dans les nouvelles conditions T et P et dont la taille augmente
- Des minéraux néoformés: minéraux formés à partir des constituants chimiques des minéraux n'ayant pas résisté à l'augmentation P et T.

2 .Si la pression est élevée, les roches subissent une **déformation**, qui, le plus souvent, se développe en même temps que la recristallisation. Cette déformation apparaît sous la forme d'une nouvelle texture (voir le paragraphe texture plus loin)

Les roches préexistantes et leur devenir

La composition minéralogique des roches métamorphiques dépend :des constituants de la roche initiale, de l'endroit où se produit le métamorphisme et de l'intensité du métamorphisme.

Toutes les roches existant à la surface de la terre ou en profondeur peuvent se transformer en roches métamorphiques au cours de leur histoire. Il y aura donc des roches métamorphiques qui étaient des roches sédimentaires (on qualifie ces roches métamorphiques de paradérivées), d'autres qui étaient des roches magmatiques, soit volcaniques, soit plutoniques (on les qualifie alors de roches orthodérivées). Il y a également des roches métamorphiques dérivées d'anciennes roches métamorphiques

Tableau 2 Classification des roches métamorphiques en fonction de la roche d'origine et de l'intensité du métamorphisme

Séquence silico-alumineuse Al, Si, (K, Fe, Mg, Mn)		Métamorphisme FAIBLE 100-450°C	MOYEN 450-650°	FORT 650-850°
ROCHES SEDIMENTAIRES	ROCHE INITIALE	EPIZONE	MESOZONE	CATAZONE
matériel paradérivé	argilite, argiles gréseuses, grès argileux, pélites argileuses	ardoise (= phyllade) séricito-schiste cornéenne, quartzite à minéraux	chloritoschiste micaschiste micaschiste à minéraux quartzite, cornéenne	paragneiss (sans muscovite) paragneiss migmatitique migmatite
ROCHES MAGMATIQUES matériel orthodérivé	granite, grano-diorite rhyolite, diorite quartzique	orthogneiss granitique, porphyroïde, métagranites	orthogneiss granitique, leptynite	(sans muscovite) orthogneiss orthogneiss migmatitique migmatites acides

Séquence calco-magnésienne Ca, Mg (Si, Fe, Al, Na, K)		Métamorphisme FAIBLE 100-450°C	MOYEN 450-650°	FORT 650-850°
ROCHES SEDIMENTAIRES	ROCHE INITIALE	EPIZONE	MESOZONE	CATAZONE
matériel paradérivée	calcaire, dolomie marne, pélite grès calcaire	marbre, cipolin, calcschiste	marbre et cipolin paragneiss à silicate calcique paraamphibolite	marbre et cipolin, parapyroxénite,
ROCHES MAGMATIQUES matériel orthodérivé	basalte, gabbros andésites, diorites tuf basaltique, andésitique	métabasalte, métaandésite, métagabbros etc... serpentine, chloritoschiste	Eclogite, orthoamphibolite, serpentine orthogneiss amphibolique	orthopyroxénite granulite basique orthopyroxénite

De ce tableau complexe il convient de retenir que:

- on distingue deux séquences métamorphiques l'une quand la silice et l'aluminium dominant dans la roche initiale, l'autre quand le calcium et le magnésium dominant. Cela conduit à des roches différentes en fonction de la roche initiale et de l'intensité du métamorphisme
- en fonction de la profondeur et de la température on définit l'épizone : zone de métamorphisme faible, la mesozone zone de métamorphisme moyen et la catazone zone de fort métamorphisme avant le début de la fusion partielle l'anatexie qui donne des roches dites migmatitiques ou anatexiques

Textures

La foliation sensu stricto est le terme général qui désigne la disposition en lits des minéraux des roches métamorphiques du métamorphisme général. La foliation est dite schistosité quand la roche présente un débit facile en feuillets. « foliation » est le terme utilisé quand la schistosité s'estompe au profit d'une foliation minérale, succession de lits sombres de micas et clairs de quartz et feldspaths. Elle correspond généralement à l'enrichissement en feldspaths des lits clairs. La roche devient massive.

Les types de métamorphisme étudiés en TP:

Le métamorphisme thermique (BP-HT) dit « de contact »: recristallisation au contact d'intrusions magmatiques : forte température, pression lithostatique d'où des recristallisations mais pas d'orientation particulière des minéraux de la roche (pas de contraintes orientées). L'orientation des cristaux est quelconque

Le métamorphisme général ou régional (MP-MT) collision intracontinentale : pression et température augmentent simultanément d'où des recristallisations sous contraintes et une orientation des minéraux dans le plan d'aplatissement résultant des effets de la contrainte orientée ce qui se traduit visuellement par l'existence d'une schistosité/ foliation et de linéations

Le métamorphisme (HP, BT) zones de subduction: la pression augmente plus que la température, la schistosité puis la foliation sont importantes, et les minéraux de haute pression

Exemple de la séquence pélitique

Augmentation du degré de métamorphisme (enfouissement de la roche)

Augmentation du degré de métamorphisme (enfouissement de la roche) →					
fable	faible	moyen	moyen	fort	fort
schistosité	schistosité	Schistosité + foliation	Schistosité + foliation	foliation	foliation
	séricite	chlorite	muscovite + biotite	biotite	début de fusion partielle
schiste					
ardoisier	séricitoschiste	chloritoschiste	micaschiste	paragneiss	anatexite

Tableau 3. Exemple de l'évolution d'une argilite en fonction de la profondeur dans le contexte du métamorphisme régional dite "Séquence pélitique"

Les Roches à étudier

Comment s'y prendre?

- 1. observer la texture et la minéralogie de chaque échantillon : faites un dessin de chaque échantillon rendant compte de la minéralogie et de la texture avec une légende;**
- 2. A l'aide des descriptions ci-dessous donner un nom à l'échantillon**
- 3. mettre en relation chaque roche métamorphisée avec la roche mère correspondante**
- 4. En vous aidant des 2 tableaux donnés dans le texte, classer sur le plateau les échantillons par type de métamorphisme : pour chaque type de métamorphisme placer en premier la roche mère, ensuite les roches métamorphiques de la moins à la plus fortement métamorphisée.**
- 5. Sur le diagramme PT:**
 - Reporter les n° de vos échantillons dans les symboles prévus à cet effet, en fonction du type et du degré de métamorphisme**
 - Placer dans le diagramme chaque roche mère**

FAITES VERIFIER PAR L'ENSEIGNANT LA VALIDITE DE VOS OBSERVATIONS

N'OUBLIEZ PAS D'ALLER VOIR AUTRE CHOSE SUR LE PLATEAU DES CURIOSITES

Roches du métamorphisme général

1. Des roches de la séquence silico-alumineuses paradérivées d'une pélite (argilite):

a. COMPOSITION MINERALOGIQUE : GLOBALEMENT CELLE D'UNE PELITE (MINERAUX ARGILEUX INVISIBLES A L'OEIL NU)

CRITERES DE DETERMINATION :

SCHISTOSITE NETTE

DEBIT DE LA ROCHE EN FEUILLETS REGULIERS

PAS DE MINERAUX DE METAMORPHISME VISIBLES A L'OEIL NU

NOM DE LA ROCHE : SCHISTE ARDOISIER



b. COMPOSITION MINERALOGIQUE : SERICITE, QUARTZ,

CRITERES DE DETERMINATION

PRESENCE D'UNE SCHISTOSITE, AUCUN MINERAL VISIBLE A L'OEIL NU

OBSERVATION SOUS BINOCULAIRE

« SOYEUX AU TOUCHER » (SERICITE) GRIS ARGENTE (mica microscopique)

NOM DE LA ROCHE : SERICITOSCHISTE

c. COMPOSITION MINERALOGIQUE :

CHLORITE, QUARTZ,

CRITERES DE DETERMINATION

PRESENCE D'UNE SCHISTOSITE

PAS DE MINERAUX VISIBLES OBSERVATION SOUS BINOCULAIRE

COULEUR GENERALE VERDATRE DE LA CHLORITE

NOM de la ROCHE : CHLORITOSCHISTE

d. COMPOSITION MINERALOGIQUE :

- MICAS (MUSCOVITE ET BIOTITE) PRESENTS, FELDSPATH K, QUARTZ, PARFOIS GRENAT

CARACTERES DE DETERMINATION

PRESENCE D'UNE SCHISTOSITE

LES CRISTAUX DE MICAS SONT VISIBLES SOUS FORME DE PAILLETES BRILLANTES

ARGENTÉES (BRUNES)

NOM de la ROCHE : MICASCHISTE

e. COMPOSITION MINERALOGIQUE : QUARTZ, FELDSPATH K, BIOTITE,

CARACTERES DE DETERMINATION :

FOLIATION NETTE (SUCCESION DE « LITS » SOMBRES ET CLAIRS).

LA SCHISTOSITE DISPARAIT PROGRESSIVEMENT. AVEC L'AUGMENTATION DE LA QUANTITE DE FELDSPATH LA ROCHE DEVIENT PLUS MASSIVE

NOM DE LA ROCHE : GNEISS A GRAIN FIN (PARAGNEISS)

f. COMPOSITION MINERALOGIQUE : CELLE D'UN GNEISS

CARACTERES DE DETERMINATION

FOLIATION PRESENCE DE LITS SOMBRES DE MICAS ET DE LITS QUARTZO-FELDSPATHIQUES DE MOINS EN MOINS NETS ET OU PRESENTANT DES SINUSITES EVOQUANT UN DEBUT DE FUSION

NOM DE LA ROCHE : Gneiss migmatitiques (ou migmatites)

2. Roche de la séquence silico-alumineuse : Orthodérivée d'un granite



porphyroïde

1. ROCHE MERE :

COMPOSITION MINERALOGIQUE QUARTZ MICAS FELDSPATHS

CARACTERES DE DETERMINATION

TEXTURE GRENUE ISOTROPE DES ROCHES MAGMATIQUES

reconnaître les minéraux et la texture, dessiner l'échantillon en mettant en valeur la texture ISOTROPE+ légende.

Nom de la roche : GRANITE PORPHYROÏDE

2. ROCHE METAMORPHIQUE

COMPOSITION MINERALOGIQUE : QUARTZ, FELDPATH K, BIOTITE,

ROCHE ORIGINELLE : GRANITE PORPHYROÏDE

CARACTERES DE DETERMINATION

FOLIATION NETTE, SUCCESSION DE « LITS » SOMBRES DE BIOTITE ET CLAIRS DE QUARTZ, ET FELDSPATH : PRESENCE CRACTERISTIQUE D'« YEUX » DE FELDSPATH K

reconnaître les minéraux et la texture, dessiner l'échantillon en mettant en valeur la texture ANISOTROPE+ DIRECTIONS D'APLATISSEMENT + légende.

NOM de la ROCHE : ORTHOGNEISS (GNEISS OEILLE)

Roches du métamorphisme Haute Pression – Basse Température des zones de subduction

1. Roche dérivée d'un basalte.

- a. **ROCHE ORIGINELLE** : roche volcanique issue du magma basaltique: basalte : roche noire plus ou moins vacuolaire
- b. **ROCHE METAMORPHIQUE**: très sombre, densité élevée, lits de pyroxènes et lits de grenats en petits globules rouges à marrons plus ou moins altérés

NOM de la ROCHE : ECLOGITE (catazone)

2. Roche dérivée d'une argilite

- a. **ROCHE ORIGINELLE** : argilite
- b. **ROCHE MÉTAMORPHIQUE** : lits de muscovite argentée feuilletés sur lesquels se détachent des globules de grenats NOM de la ROCHE : schiste blanc à grenats (mésozone)



Roche du métamorphisme de contact)

1. Roche métamorphisée deux fois

exemple de l'auréole de métamorphisme de contact du granite du St Guiral (Cévennes)

Le granite est intrusif dans une série pélitique (argileuse) métamorphisée par le métamorphisme régional accompagnant la surrection de la chaîne hercynienne (entre 340 et 310 Ma) .

Le magma s'est arrêté au niveau des séricitoschistes. La roche encaissante du granite est donc un séricitoschiste.

L'augmentation de température due à la chaleur du magma proche a entraîné dans le séricitoschiste l'apparition de cristaux de **CORDIERITE** mineral néoformée apparaissant sous forme de tâches noires dans l'épizone d'où le nom de **SCHISTE TACHETE**

Au contact du granite le schiste est recuit et la roche est donc dans certains cas une roche massive tachetée : une **CORNEENNE A CORDIERITE**

2. Roche de la séquence silico-alumineuse paradérivée d'un grès argileux :

a. ROCHE ORIGINELLE : GRES (ARENITE QUARTZ)

COMPOSITION MINERALOGIQUE : quartz sous forme de **grains** arrondis détritiques ; roche rugueuse, raye le verre.

b. ROCHE METAMORPHIQUE

COMPOSITION MINERALOGIQUE : quartz sous forme de **cristaux** plus ou moins visibles, rugueuse, raye le verre. Pas de réorientation des minéraux

NOM de la ROCHE : QUARTZITE

3. Roche de la séquence calco-magnésienne paradérivée d'un calcaire

a. ROCHE ORIGINELLE : mudstone : pas de minéraux visibles et réaction à HCl

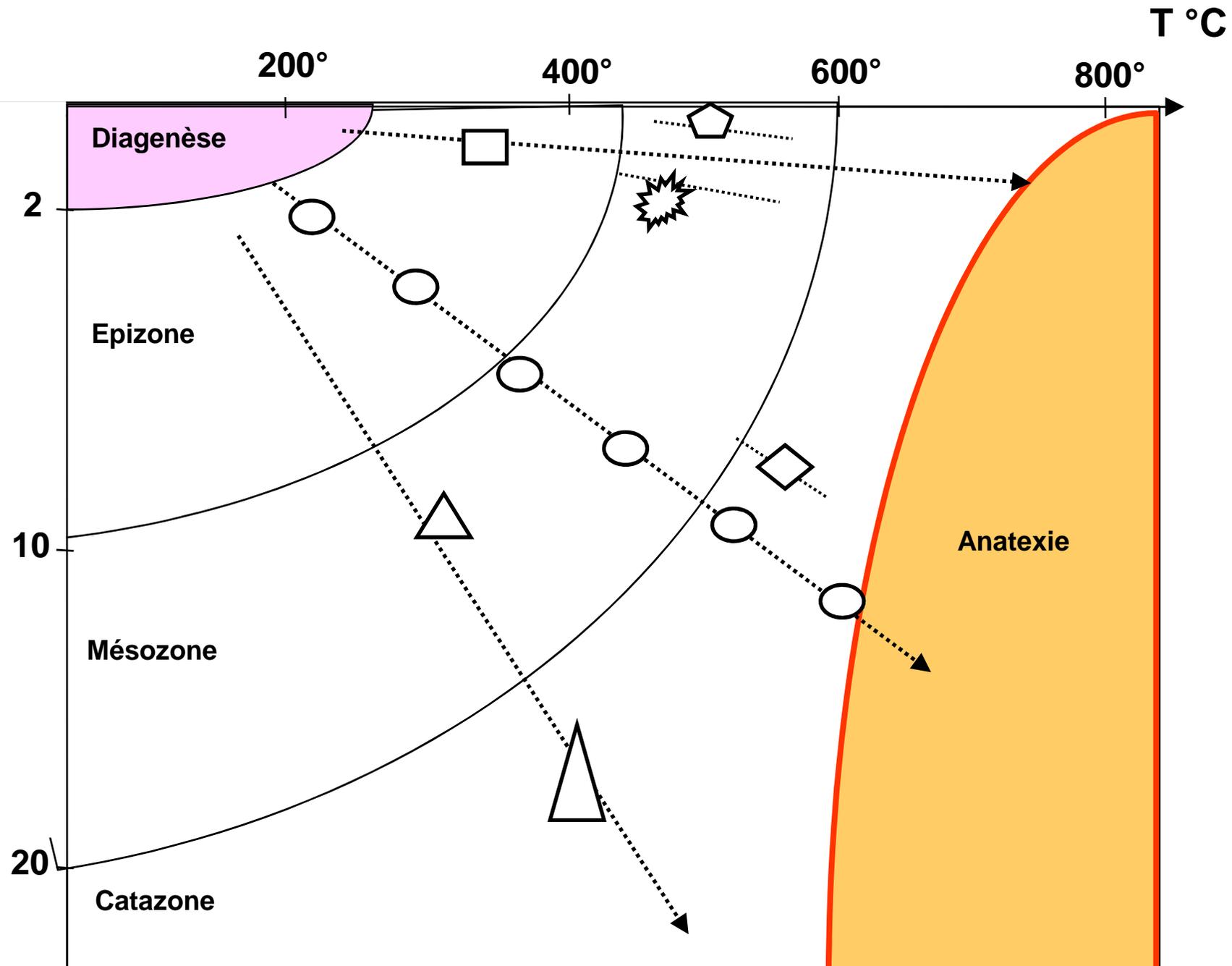
b. ROCHE METAMORPHIQUE : calcite en cristaux visibles à l'œil nu (sparite); réaction à HCL. Pas de réorientation des minéraux

Nom de la roche : MARBRE

REMARQUE : marbre et quartzite sont classés dans le métamorphisme de contact car ils ne présentent pas de réorientation minérale caractéristiques d'une pression élevée (sinon on les classerait dans le métamorphisme régional)

5. Sur le diagramme PT:

- Reporter les n° de vos échantillons dans les symboles prévus à cet effet, en fonction du type et du degré de métamorphisme
- Placer dans le diagramme chaque roche mère



Roche métamorphiques

N° Boîte	Roche-mère	Texture	Minéraux	Taille de grains	Degré de métamorphisme <i>Faible/moyen/fort</i>	Nom de roche	Type de métam.
1							
2							
3							
4							
5							
6							
7							
8							
9							
10							
11							
12							

Roches sédimentaires

Ech N°	Fragments Taille	Composition	Matrice/ciment composition	Type de roche Détritique, carbonate, évaporite	Observations	Nom de la roche
1						
2						
3						
4						
5						
6						
7						
8						
9						
10						
11						
12						
13						
14						
15						
16						
17						

Roches magmatiques

Echantillon	Texture	Type de magma (volcanogé/plutonique)	Minéraux présents	Nom de la roche	Contexte de formation
1					
2					
3					
4					
5					
6					
7					
8					
9					
10					
11					
12					
13					
14					
15					