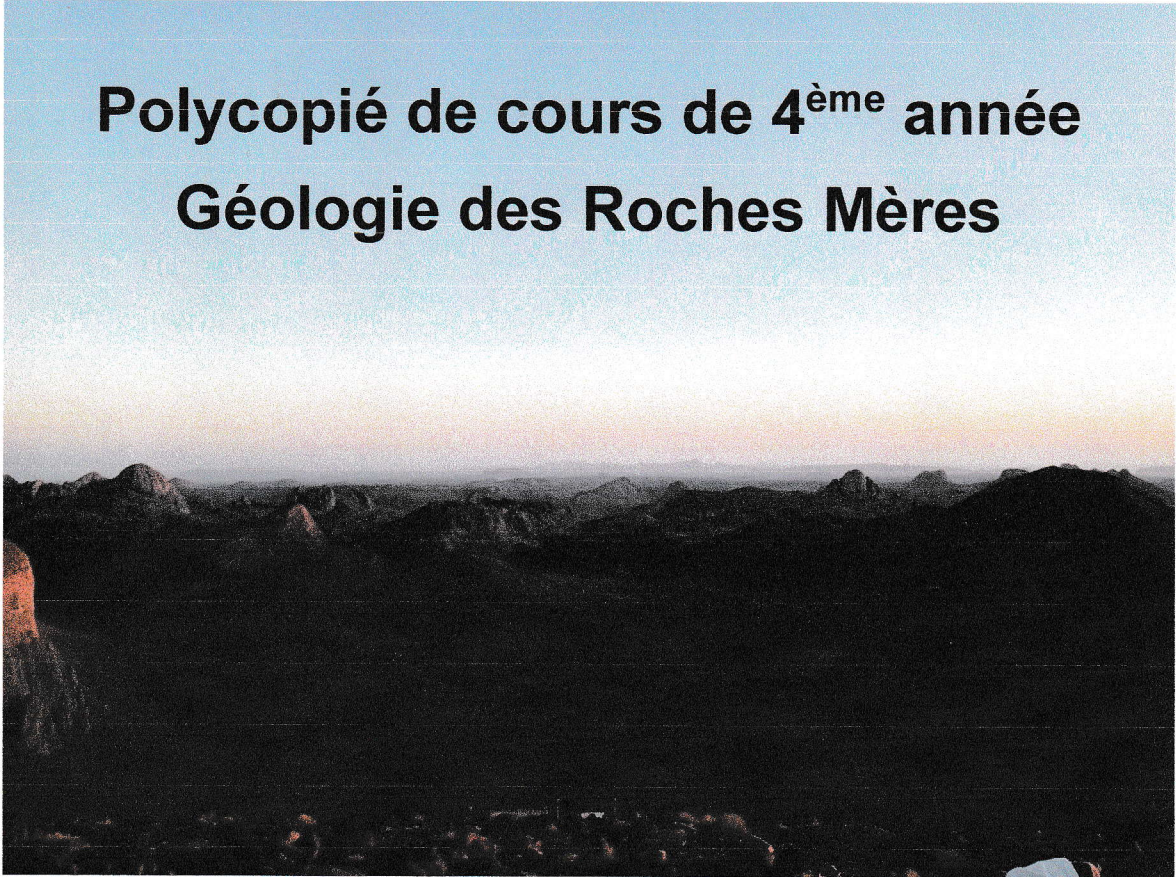


REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
MINISTRE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
المدرسة الوطنية العليا للفلاحة
Ecole Nationale Supérieure Agronomique



Polycopié de cours de 4^{ème} année Géologie des Roches Mères



Nadia BOUREGHDA
Département de Science du Sol

Année 2023-2024

REPUBLIQUE ALGERIENNE DEMOCRATIQUE ET POPULAIRE
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
MINISTERE DE L'ENSEIGNEMENT SUPERIEUR ET DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
المدرسة الوطنية العليا للفلاحة
Ecole Nationale Supérieure Agronomique



Polycopié de cours de 4^{ème} année Géologie des Roches Mères



Nadia BOUREGHDA
Département de Science du Sol

Année 2023-2024

Avant-propos

Ce polycopié est principalement destiné aux étudiants de 4^{ème} année science du sol afin de les aider à acquérir des connaissances de base sur les matériaux qui contribuent à la formation des sols. Le polycopié comprend deux parties complémentaires : la première partie est consacrée à la Minéralogie et la cristallographie c'est-à-dire la description des minéraux (minéraux et cristaux), leurs critères d'identification et leurs classifications. La deuxième partie est consacrée à la description et la classification des trois grands types de roches (les roches magmatiques, les roches sédimentaires et les roches métamorphiques). Le polycopié comprend de nombreuses photographies de minéraux, de roches et de lames minces.

SOMMAIRE

PARTIE I CRISTALLOGRAPHIE ET MINÉRALOGIE

Chapitre I. Cristallographie et Minéralogie

I- Rappels de la structure de l'atome et des liaisons chimiques	10
I-1 Structure de l'atome.....	10
I-1-1 Représentation symbolique de l'atome.....	10
I-2 Liaisons chimiques dans les minéraux.....	10
I-2-1 Liaison covalente	10
I-2-2 Liaison ionique	11
I-2-3 Liaison métallique.....	11
I-2-4 Liaison Van Der Waals	11
II Rappels de quelques définitions	11
II-1 La minéralogie	11
II-2 Un minéral	11
III Identification des minéraux	11
III-1 La couleur.....	12
III-2 Le trait	12
III-3 La transparence	13
III-4 L'éclat	13
III-5 La dureté	13
III-6 La densité	14
III-7 Le clivage	15
III-8 La cassure	16
III-9 Les macles.....	16
III-10 Forme cristalline	17
III-11 L'effervescence.....	17
III-12 Les propriétés optiques	17

III-13 Caractères particuliers de certains minéraux	18
IV- Notion de cristallographie	18
IV-1 Introduction	18
IV-2 Réseau et notion de maille élémentaire	18
IV-2-1 Le réseau cristallin	19
IV-2-2 Les plans réticulaires	19
IV. 3 Eléments de symétrie	19
IV-3-1 Le centre de symétrie C (l'inversion)	19
IV-3-2 L'axe de symétrie (la rotation)	20
IV-3-3 Le plan de symétrie M	20
IV-4 Combinaisons des éléments de symétrie : Les sept systèmes cristallins	21
<u>Chapitre II Classification des minéraux</u>	23
I Les principaux minéraux constitutifs de l'écorce terrestre	23
II Les minéraux non silicatés	24
II-1 les éléments natifs	24
II-1-1 les métaux	25
II-1-2 Les semi-métaux	25
II-1-3 Les métalloïdes (les non métaux)	25
II-2 Les sulfures, les sulfosels	26
II-3 Les oxydes et les hydroxydes.	28
II-4 Les halogénures ou sels halogènes	29
II-5 Les carbonates.....	30
II-6 Les sulfates	31
II-7 Les phosphates, arséniates et vanadates	32
II-7-1 Les phosphates	32
II-7-2 Les arséniates	34
II-7-3 Les vanadates	34

II-8 Les tungstates	34
III Les minéraux non silicatés	34
III-1 Famille des nésosilicates et des sub-nésosilicates	38
III-1-1 Les nésosilicates	38
III-1-1-1 Les péridots	38
III-1-1-2 Les grenats	38
III-1-1-3 Le groupe des zircons	39
<u>III-1- 2</u> Les Sub-nesosilicates	39
III-1-2-1 Les silicates d'alumine	39
III-1-2-2 La staurolite	40
III-1-2-3 La topaze	40
III-1-2-3 La chloritoïde	40
III-2 Famille des sorosilicates	40
III-2-1 Les épidotes.....	40
III-2-2 La lawsonite	41
III-3 Famille des cyclosilicates ou silicates en anneaux	41
III-3-1 Anneau simple de trois tétraèdres $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$	41
III-3-2 Anneau simple de quatre tétraèdres $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$	41
III-3-3 Anneau simple de six tétraèdres $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$	41
III-3-4 Deux anneaux condensés de six tétraèdres $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]^{12-}$	42
III-4 Famille des Inosilicates	42
III-4-1 Les Inosilicates en chaîne simple	42
III-4-1-1 Les pyroxènes	42
III-4-1-2 Les pyroxénoïdes	45
III-4-2 Les inosilicates en ruban (chaîne double)	45
III-4-2-1 Les amphiboles	45
III-5 Famille des phyllosilicates	47
III-5-1 Les micas	47

III-5-2 Les micas durs calciques	48
III-6 Famille des tectosilicates	48
III-6-1 Le quartz	48
III-6-2 Les feldspaths	49
III-6-3 Les feldspathoïdes	50
III-6-4 Les scapolites	50

PARTIE II PETROGRAPHIE

Chapitre I Les roches magmatiques

I Introduction	54
II La cristallisation d'un magma	54
II-1 Le diagramme de phase	54
II-2 La cristallisation fractionnée	58
III Classification et nomenclatures des roches ignées	60
III-1 Les textures des roches magmatiques	60
III-2 La composition minéralogique	61
III-2-1 La classification simplifiée	62
III-2-2 La classification internationale ou classification de Streckeisen (1974) ...	62
III-3 Les classifications chimiques	65
III.3.1 La classification des roches volcaniques de Lebas et al. (1986)	66
III.4 Quelques exemples de roches ignées	66

Chapitre II Les roches sédimentaires

I Introduction	69
----------------------	----

II- Les étapes de formation des roches sédimentaires	69
II-1 L'altération	69
II-1-1 L'altération physique (mécanique)	69
II-1-2 L'altération chimique	70
II-1-3 Les facteurs contrôlant l'altération	72
II-1-4 Les différents produits d'altération suivant leur mobilité	72
II-2 L'érosion	72
II-2-1 Les mécanismes de l'érosion	72
II-3 Le transport	73
II-3-1 Les différents agents de transport	73
II-3-2 Les modalités de transport	74
II-3-3 La maturité texturale et minéralogique	78
II-4 La sédimentation	79
II-4-1 La sédimentation en milieu continental	80
II-4-2 La sédimentation en milieu marin	80
II-4-2-1 La sédimentation en milieu calme	80
II-4-2-2 La sédimentation en milieu aquatique avec courant	81
II-5 La diagenèse	81
II-5-1 Facteurs contrôlant les phénomènes diagénétiques	84
III La classification des roches sédimentaires	84
III-1 La classification d'après l'origine	85
III-1-1 La lignée détritique	85
III-1-2 La lignée chimique et biochimique	85
III-1-3 Lignée organique	86

III.1.3 La nomenclature des sédiments et des roches sédimentaires	86
III-1-3-1 Les roches détritiques	86
III-1-3-2 Les roches d'origine chimique et biochimique	88
III-1-3-3 Les roches à biogènes organiques	88

Chapitre III Les roches métamorphiques

I Introduction	90
II Les facteurs du métamorphisme	90
II-1 La température	91
II-2 La pression	92
II-3 La composition chimique	92
II-4 Le temps	93
III Les différents types de métamorphisme	93
III-1 Le métamorphisme de contact (thermique)	94
III-2 Le métamorphisme général, régional (dynamo-thermique)	94
III-2-1 Transformations structurales	95
III-2-2 Transformations minéralogiques	95
III-2-2-1 Les minéraux du métamorphisme	95
III-2-2-2 Les réactions métamorphiques	97
III-2-3 Transformations chimiques	100
IV Les textures des roches métamorphiques	100
V Les faciès métamorphiques	100
REFERENCES	102

PARTIE I CRISTALLOGRAPHIE ET MINERALOGIE



<https://www.holilab.fr/journal/blog-post-ou-trouver-les-pierres-tdaw3-yhcm6>

Chapitre I. Cristallographie et Minéralogie

I- Rappels de la structure de l'atome et des liaisons chimiques

I-1 La structure de l'atome

L'atome est constitué d'un noyau et d'électrons qui gravitent en orbite autour du noyau. Ce dernier est formé de protons et de neutrons, il porte une charge positive. Les protons ont une charge positive, tandis que les neutrons sont neutres. Chargés négativement. Les électrons sont attirés vers le noyau par une force électrique comparable à celle qu'exerce un aimant. C'est ce qui maintient la structure de l'atome.

I-1-1 Représentation symbolique de l'atome

Un atome X peut être représenté symboliquement par:

- **X** : Symbole de l'élément chimique correspondant,
- **Z** : Numéro atomique, il correspond au nombre de protons,
- **A** : Nombre de masse, c'est le nombre de nucléons du noyau, c'est à dire le nombre de protons et de neutrons.



Ainsi, un tel atome contient dans son noyau **Z protons** et **A-Z neutrons**.

Son nuage électronique est composé de **Z électrons** puisqu'il est électriquement **neutre**.

I-2 Les liaisons chimiques dans les minéraux

Il existe (04) types de liaisons :

- Liaison covalente,
- Liaison ionique,
- Liaison métallique,
- Liaison Van Der Waals.

I-2-1 Liaison covalente

C'est une liaison entre 2 atomes qui mettent en commun deux électrons. Chaque atome fournit un électron. Exemple : Cl₂

I-2-2 Liaison ionique

Dans ce cas un atome cède son électron à l'autre. Exemple : le sel de cuisine NaCl.

Le sodium a cédé son électron au chlore. Il devient électropositif (Na^+) tandis que le chlore qui accepte l'électron du sodium, devient électronégatif (Cl^-).

I-2-3 Liaison métallique

C'est la mise en commun dans le métal de tous les électrons de valence. On obtient alors une bande de conduction. C'est la raison pour laquelle, un métal est capable de transporter de l'énergie électrique

I-2-4 Liaison Van Der Waals

Il s'agit d'une liaison très faible intermoléculaire contrairement aux liaisons covalente qui sont des liaisons intramoléculaires car elles s'établissent entre les atomes d'une même molécule. La liaison est faite d'interaction électrique entre deux atomes ou deux molécules. Cette liaison est plus faible que les liaisons ioniques, covalentes et métalliques.

II Rappels de quelques définitions

II-1 La minéralogie

La minéralogie est la science qui étudie les minéraux. Elle est née au XVIIIe siècle, en même temps que la cristallographie, dont elle a été pendant longtemps indissociable. Elle est étroitement liée à la géologie, dont on peut considérer qu'elle fait partie.

II-2 Le minéral

Le minéral est un solide inorganique naturel, homogène, possédant une **composition chimique** définie et une **structure atomique** ordonnée.

III Identification des minéraux

Les minéraux possèdent des propriétés physiques qui permettent de les distinguer entre eux et qui deviennent des critères d'identifications. Ce qui attire d'abord l'œil, c'est bien la couleur et la forme cristalline des minéraux, mais il y a bien d'autres propriétés. Pour chaque minéral, trois ou quatre de ces propriétés sont particulièrement caractéristiques. Plusieurs de ces propriétés peuvent être observées sans l'aide d'instruments et sont d'une grande utilité pratique.

III-1 La couleur

Les minéraux présentent une grande variété de couleurs (Fig. 1). Un minéral peut avoir différentes couleurs, comme le quartz (SiO_2) qui présente plusieurs variétés selon la couleur qui va de l'incolore limpide (cristal de roche), au rose, au violet (améthyste), au rouge (jaspe), au noir enfumé, au bleu, etc., tandis que pour certains minéraux, c'est une caractéristique constante, exemple : le cinabre (HgS) de couleur rouge sang ou la pyrite (FeS_2) de couleur jaune or. La couleur doit toujours être observée sur une cassure fraîche. La couleur du minéral dépend principalement de sa composition chimique et des impuretés d'autres éléments chimiques dits chromatophores comme le cobalt, cuivre, nickel, chrome etc. Exemple : Le corindon (Al_2O_3) pur est de couleur vert, incolore ou transparent, les additions de chrome transforme sa couleur au rouge (**rubis**) ; les impuretés de fer et de titane transforment sa couleur en bleu (**Saphir**).

III-2 Le trait

C'est la couleur de la trace d'un minéral frotté sur une plaque de porcelaine (Fig.1). Exemple : l'hématite (Fe_2O_3), peut être grise, jaune-brun, noire, mais toutes les variétés de ce minéral ont le trait rouge vif. La pyrite (FeS_2) de couleur jaune or possède un trait noir. Le trait est une propriété qui est liée à la couleur, mais qui est un peu plus fiable.



Fig. 1 : Couleur et trait de quelques minéraux. En haut, à partir de la gauche : orpiment, pyrite, cinabre. En bas, à partir de la gauche : hématite, azurite, malachite.

https://www.zpag.net/Mineraux/couleur_trait.htm

III-3 La transparence

C'est la propriété d'un minéral à laisser passer la lumière. Il existe cinq degrés de transparence.

- Transparent : on peut lire à travers une couche épaisse
- Semi-transparent : lecture non nette
- Translucide : la lumière traverse le minéral
- Non transparent : le minéral ne laisse pas passer la lumière sauf lorsque les coupes dans le minéral sont très fines
- Opaque : le minéral ne laisse jamais traverser la lumière.

III-4 L'éclat

L'éclat des minéraux est l'aspect qu'offre leur surface lorsqu'elle réfléchit la lumière. On distingue deux grandes catégories :

- **L'éclat métallique**, brillant comme celui des métaux et il est caractérisé par un fort pouvoir réflecteur de la surface et une forte absorption de la lumière dans le volume du minéral. Exemple : les minéraux opaques, métaux natifs, sulfures, oxydes
- **L'éclat non métallique** que l'on décrit par des termes comme :
 - **vitreux** comme le verre exemple : Sel gemme (**NaCl**), la calcite (**CaCO₃**), quartz (**SiO₂**), Fluorine (**CaF₂**),
 - **Gras** comme si la surface était enduite d'huile ou de graisse. Exemple grenat,
 - **Adamantin** qui réfléchit la lumière comme le diamant exemple : Sphalérite (**ZnS**), Soufre natif (**S**),
 - **Résineux** comme la résine, exemple l'ambre,
 - **Soyeux** ressemble à l'éclat des fils de soie, exemple le Talc,
 - **Nacré** : propre pour certaines variétés de micas exemple muscovite,
 - **Mats** propre aux minéraux qui n'ont pas d'éclat leur surface est poreuse ou terreuse,
- **Semi-métallique** : ressemble à l'éclat des métaux. Exemple biotite. ect....

III-5 La dureté

La dureté d'un minéral dépend de sa résistance à se laisser rayer. Un minéral A est plus dur qu'un minéral B si le minéral A raye le minéral B. Certains minéraux sont très durs, comme le diamant, d'autres très doux et tendres, comme le talc. Les géologues utilisent l'échelle de Mohs pour estimer la dureté, cette échelle comprend dix minéraux classés de 1 à 10 du moins dur au plus dur (Tab. 1). Sur cette échelle, on a quelques repères. Des minéraux, comme le talc et le

gypse, sont rayés par l'ongle. La calcite est rayée par une pièce de monnaie. Le canif, peut rayer tous les minéraux dont la dureté est inférieure à 5, le quartz peut rayer le verre et enfin le diamant peut rayer tous les minéraux.

Tab. I : l'échelle de Mohs

Dureté	Minéral	Caractéristique
1	Talc $Mg_3(OH)_2Si_4O_{10}$	Rayés par l'ongle (minéraux très tendres)
2	Gypse $CaSO_4 \cdot 2H_2O$	
3	Calcite $CaCO_3$	Rayés par une pièce de monnaie de 1 centime (minéraux tendres)
4	Fluorine CaF_2	
5	Apatite $Ca_5(F, Cl, OH)(PO_4)_3$	Rayés par une pointe de canif (minéraux assez durs)
6	Orthose KSi_3AlO_8	
7	Quartz SiO_2	Rayent le verre (minéraux très durs)
8	Topaz $Al_2SiO_4(F, OH)_2$	
9	Corindon Al_2O_3	
10	Diamant C	

III-6 La densité

La densité est une constante caractéristique d'un minéral, beaucoup de minéraux ont une densité qui se situe autour de 2.7 gr/cm^3 soit 2.7 fois plus lourd qu'un volume égal d'eau, on distingue :

- Les minéraux légers : $d < 3$, feldspath, quartz, micas, carbonate,
- Les minéraux denses : $d = 3 \text{ à } 5$, fluorine, barytine, malachite,
- Les minéraux très denses : $d > 5$, sulfure, cinabre, galène, pyrite.

La densité peut être appréciée à la main, mais il faut faire abstraction du volume.

III-7 Le clivage

Le clivage est une propriété des minéraux de se briser suivant des plans cristallographiques parallèles aux faces cristallines ; il correspond à des plans de faiblesse dans la structure cristalline suivant lesquels un minéral va donc se briser facilement, alors qu'il ne se brisera jamais selon ses faces cristallines. Exemple : la calcite possède un clivage rhomboédrique avec des plans à 75° et 105° , par conséquent, il se brisera en petits rhomboèdres suivants les 3 plans. Par contre, si on brise un minéral de quartz qui est un minéral sans clivage, on obtient des fragments avec des cassures très irrégulières. Les micas ont un clivage facile, ils se débitent en feuilles grâce à leur clivage selon un plan unique.

On distingue plusieurs types de clivages :

- **Clivage très parfait** : Comme dans le cas des micas où le cristal se clive (se divise) facilement en feuillets selon un plan unique
- **Clivage parfait** : Le minéral se divise en lamelles, en petit cubes ou en rhomboèdres...etc. sous un faible coup. Exemple : La cassure de la galène (**PbS**) donne des petits cubes ; le clivage de la calcite (**CaCO₃**) donne des rhomboèdres ; le clivage de la Fluorine (**CaF₂**) donne des octaèdres. La topaze **Al₂ SiO₄ (F, OH)₂** présente un clivage parfait (Fig, 2)
- **Clivage moyen** : On observe sur les minéraux des plans de clivage et des cassures inégales. Exemple : Les feldspaths, les amphiboles et les pyroxènes.
- **Clivage imparfait** : En brisant le minéral, des cassures inégales prédominent. Exemple : Apatite, Soufre natif, Cassitérite (**SnO₂**), etc.
- **Clivage inexistant** : Absence de clivage où certains minéraux ne possèdent tout simplement aucun plan de clivage. C'est le cas du quartz.



Fig. 2 : clivage parfait dans la topaze

III-8 La cassure

Habituellement les minéraux peuvent se briser irrégulièrement, mais cette cassure bien qu'irrégulière, présente parfois une allure caractéristique.

- **Cassure conchoïdale** : Comme dans le quartz (analogue à celle d'un fragment de verre),
- **Cassure irrégulière** : On qualifie une cassure d'irrégulière, rugueuse, inégale ou quelconque, lorsque la surface est rugueuse et accidentée (Fig. 3)
- **Cassure en escalier** : Comme dans le gypse.



Fig. 3 : Cassure irrégulière dans la wollastonite

III-9 Les macles

Une « **Macle** » est un édifice cristallin complexe formé par l'association de deux ou plusieurs cristaux juxtaposés et orientés les uns par rapport aux autres d'une façon déterminée. Cet accollement ne se fait n'importe comment, ils s'incluent dans la symétrie du cristal. Ils existent plusieurs types de macles (Fig. 4):

- Les macles polysynthétiques de l'albite et du péricline,
- Les macles de Carlsbad (Karlsbad), Baveno et Manebach dans les feldspaths,
- Les macles à axes parallèles du Dauphiné, du Brésil et de la Gardette (dite aussi macle du Japon) à axes inclinés dans le quartz,
- Les macles en croix dans la staurotide,
- La macle en fer de lance et queue d'aronde dans le gypse,
- La macle en croix de fer dans la pyrite,
- La macle en bec de la cassitérite ou en genou du rutile et du zircon,
- Les macles de la bournonite, très fréquentes sur {010}, pouvant se répéter et former des roues ou engrenages typiques.

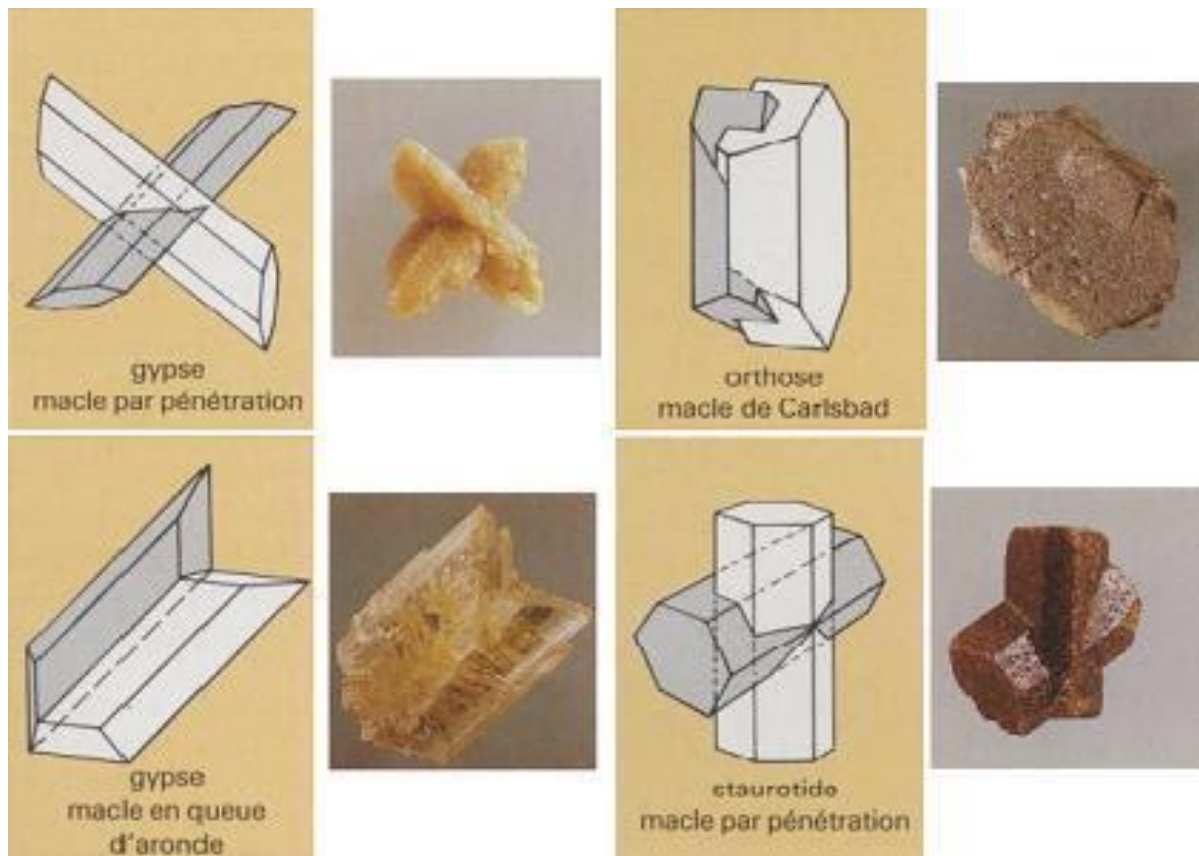


Fig.4 : Représentation de quelques macles <http://les.mineraux.free.fr/dossier-propr/proprietes.htm>

III-10 Forme cristalline

Les formes géométriques des cristaux sont définies par leur structure cristalline. Certains minéraux se présentent sous forme de polyèdres (cubique, en prisme trapu, pyramidale en bipyramide) qui permettent de retrouver leur maille cristalline. Les minéraux peuvent avoir une géométrie mal définie à l'extérieur malgré la présence d'une organisation atomique bien définie à l'intérieur.

III-11 L'effervescence

C'est une caractéristique propre aux minéraux carbonatés, généralement lorsqu'on dépose une goutte d'acide chlorhydrique dilué à 10 % sur le minéral ceci va provoquer un bouillonnement ou effervescence. Cette réaction chimique dégage des bulles de gaz carbonique.



III-12 Les propriétés optiques

Elles sont très importantes dans l'identification des minéraux, car les minéraux transmettent différemment la lumière et produisent des couleurs différentes lorsqu'ils sont observés au microscope polarisant ce qui permet de les identifier

III-13 Caractères particuliers à certains minéraux

- **La solubilité** : C'est la propriété d'un minéral à se dissoudre dans l'eau ou dans un acide.
- **Le magnétisme** : C'est la capacité de certains minéraux riches en fer à réagir en présence d'un aimant.
- **La radioactivité** : Quelques minéraux émettent un rayonnement invisible : alpha α , bêta β ou gamma γ . On mesure la radioactivité à l'aide d'un compteur Geiger-Muller.
- **La conductivité électrique** : On peut classer les minéraux en deux groupes : les conducteurs et les non-conducteurs d'électricité.
- **Saveur** : goût salé tel que le sel gemme.
- **Odeur** : odeur âcre du soufre.
- **Fluorescence**, thermoluminescence tels la fluorine et les minéraux radioactifs.

VI- Notions de cristallographie

IV-1 Introduction

Les minéraux se rencontrent dans la nature soit à l'état amorphe, soit sous forme de cristaux (état cristallin). Nous avons :

- **Etat amorphe** : ne possède pas de structure atomique ordonnée.
- **Etat cristallin** : est caractérisé par une structure atomique ordonnée qui se répète indéfiniment et périodiquement dans les trois dimensions de l'espace et dessine un réseau structural tridimensionnel ou réseau cristallin.

IV-2 Réseau et notion de maille élémentaire

Un cristal correspond à un ensemble d'ions régulièrement répartis dans les trois directions de l'espace. Exemple : l'halite de composition **NaCl** (Fig. 5)

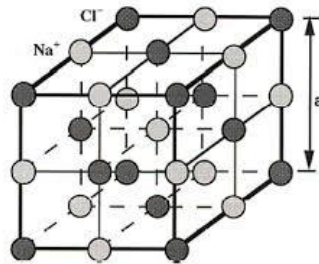


Fig. 5 : Réseaux cristallin https://fasoeducation.bf/cours_esu/secondaire/seconde/sp/chimie/reseau_cristallin_chlorure_sodium/co/grain1.html

IV-2-1 Le réseau cristallin

Dans le réseau cristallin à trois dimensions chacun des atomes se trouve situé au point d'intersection ou (nœud) des droites parallèles à Ox, Oy et Oz.

IV-2-2 Les plans réticulaires

Les plans réticulaires parallèles à xoy, yoz et zox fragmentent (coupent) l'espace en solides parallélépipédiques identiques ou **mailles** dont la juxtaposition (mises côte à côte sans laisser de vide) réalise le cristal entier.

Il existe 7 types de mailles élémentaires (Tab. II) : cubique, hexagonale, quadratique, rhomboédrique, orthorhombique, monoclinique et triclinique

Tab. II : Les sept mailles élémentaires

Paramètres		Polyèdre	Système cristallin
$a \neq b \neq c$	α, β et γ quelconques	Parallélépipède quelconque	Triclinique
$a \neq b \neq c$	$\alpha = \beta = \pi/2$ γ quelconque	Prisme droit à base parallélogramme	Monoclinique
$a \neq b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = \pi/2$	Parallélépipède rectangle	Orthorhombique
$a = b = c$	$\alpha = \beta = \gamma$ quelconques	Rhomboèdre	Rhomboédrique
$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = \gamma = \pi/2$	Prisme droit à base carrée	Quadratique
$a = b \neq c$	$\alpha = \beta = \pi/2$ $\gamma = 2\pi/3$	Prisme droit à base losange à $2\pi/3$	Hexagonal
$a = b = c$	$\alpha = \beta = \gamma = \pi/2$	Cube	Cubique

IV-3 Eléments de symétrie

IV-3-1 Le centre de symétrie C (l'inversion)

Un centre de symétrie O est tel qu'à tout point A d'une figure correspond un point A', situé sur la droite joignant A à O et à la même distance de O (Fig. 6).

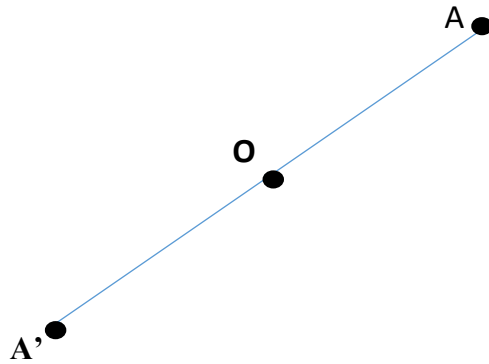


Fig. 6 : Centre de symétrie

IV-3-2 L'axe de symétrie (la rotation)

C'est une droite telle que si l'on fait tourner le cristal d'un certain angle par rapport à cet axe, il y a substitution (remplacement) mutuelle des faces.

Un axe est d'**ordre 2** si l'angle de rotation nécessaire pour l'obtention de la substitution des faces est égal à $2\pi/2 = 180^\circ$.

Cet angle serait de $2\pi/3 = 120^\circ$ pour l'axe d'**ordre 3**

Angle de $2\pi/4$ pour axe d'ordre **4** et $2\pi/6$ pour axe d'ordre **6**.

IV-3-3 Le plan de symétrie M (la réflexion ou miroir)

Un plan de symétrie ou miroir M est un plan tel qu'à tout point P d'une figure correspond un point P', situé sur la perpendiculaire de P au plan M et à égale distance de ce plan (Fig. 7).

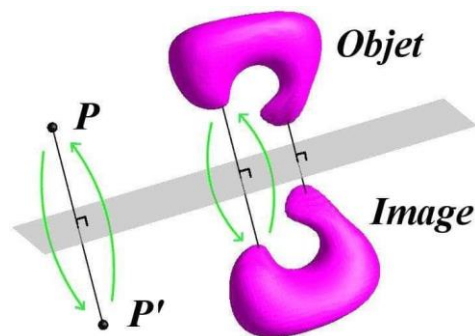
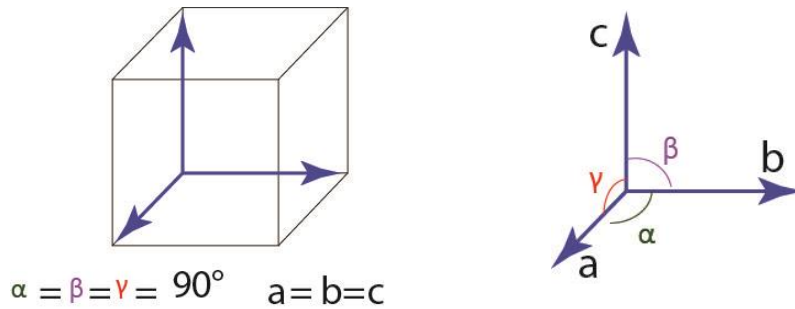


Fig. 7 : représentation d'un plan de symétrie <https://www.futura-sciences.com/sciences/dossiers/mathematiques-elegante-efficacite-symetries-1671/page/3/>

IV-4 Combinaisons des éléments de symétrie : Les sept systèmes cristallins

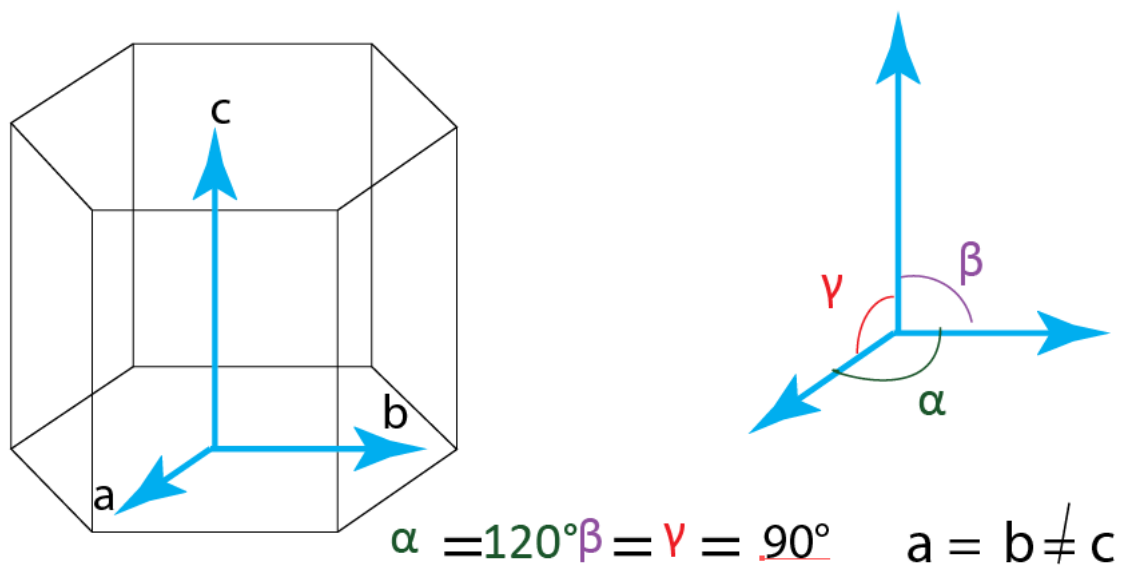
On définit ainsi les 7 systèmes cristallins auxquels se rattachent toutes les formes cristallines connues.

- **Système cubique**



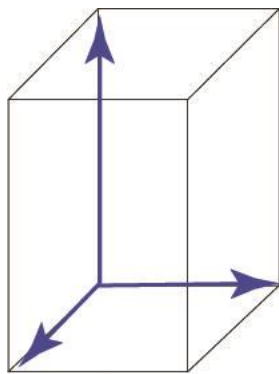
3 axes A4/3M ; 4 axes A3 ; 6 axes A2/6M ; 1 centre de symétrie

- **Système hexagonal**

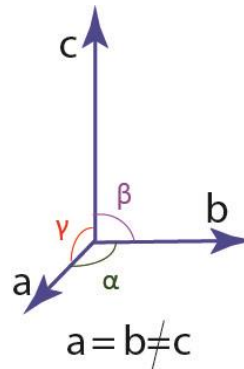


1axe A6/M ; 6axes A2/6M ; 1 centre de symétrie

- **Système quadratique**



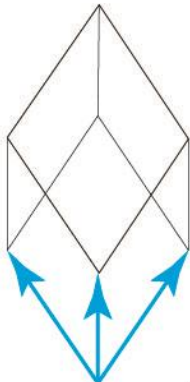
$$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$$



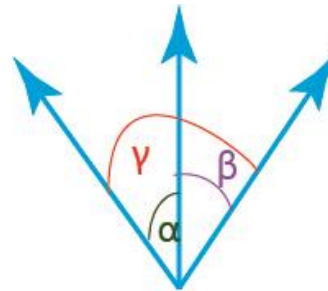
$$a = b \neq c$$

1axe A4/M ; 4A2/4M ; 1 centre de symétrie

- **Système romboédrique**

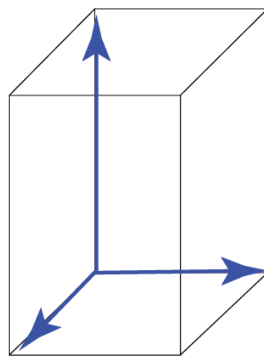


$$\alpha = \beta = \gamma \quad a = b = c$$

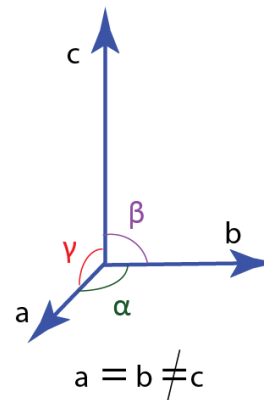


1axe A3 ; 3A2/3M ; 1 centre de symétrie

- **Système orthorhombique**



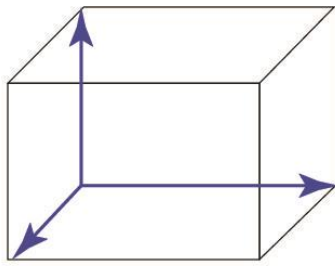
$$\alpha = \beta = \gamma = 90^\circ$$



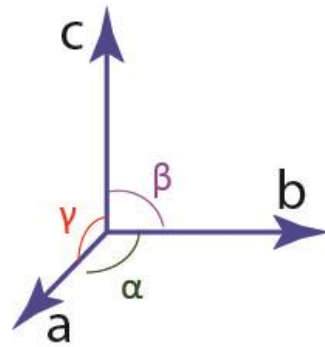
$$a = b \neq c$$

3A2/3M ; 1 centre de symétrie

- **Système monoclinique**

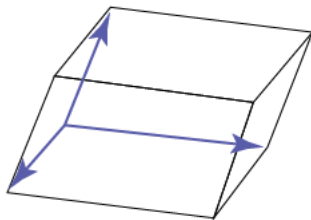


$$\gamma \neq \alpha = \beta = 90^\circ \quad a \neq b \neq c$$

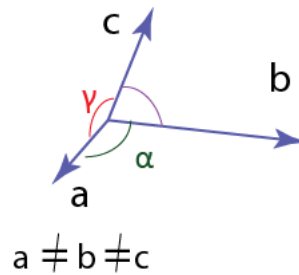


A2/M ; 1 centre de symétrie

- **Système triclinique**



$$\gamma \neq \alpha \neq \beta \neq 90^\circ$$



$$a \neq b \neq c$$

1 centre de symétrie

Chapitre II Classification des minéraux

I Les principaux minéraux constitutifs de l'écorce terrestre

Parmi tous les éléments chimiques connus à la surface de la Terre, les seuls abondants (Masson 1966) sont dans (Tab. III)

Les minéraux les plus fréquents sont les silicates et les oxydes (silicates et aluminosilicates de Fe, Ca, Na et K et oxydes de Mg et Fe).

On distingue les minéraux silicatés qui contiennent le radicale $[\text{SiO}_4]^{4-}$ et qui sont les plus abondants dans la nature et les minéraux non-silicatés, qui ne contiennent pas de silicium et qui

sont peu abondants, mais qui sont de très grande importance économique étant donné que la plupart des métaux et éléments chimiques sont extraits de ces minéraux.

Tab. III : les éléments chimiques les plus abondants à la surface de la Terre (Masson 1966)

Eléments	% en poids	% en volume
O	46.6	93.8
Si	27.7	0.8
Al	8.1	0.5
Fe	5.0	0.4
Ca	3.6	1.0
Na	2.8	1.3
K	2.6	1.8
Mg	2.1	0.3

II Les minéraux non silicatés

II-1 les éléments natifs

Un élément natif ou minéral natif est un corps simple formé d'un seul élément chimique non combiné à d'autres éléments chimiques. Ces éléments natifs sont généralement divisés en trois groupes :

- les métaux (platine, iridium, osmium, fer, zinc, étain, or, argent, cuivre, mercure, plomb, chrome, nickel)
- les éléments natifs semi-métalliques (bismuth, antimoine, arsenic, tellure, sélénium).

- Les éléments natifs non métalliques (soufre, carbone qui comprend le graphite et le diamant).

II-1-1 les métaux

Ces métaux cristallisent dans le système cubique à l'exception du mercure natif, hexagonal

- Le **fer** natif se rencontre dans les météorites,
- **L'or** se rencontre dans les filons quartzeux (Fig. 8a),
- **L'argent** est le meilleur conducteur d'électricité et de chaleur (Fig. 8b),
- **Le platine** on le trouve dans les roches de type péridotite ou serpentinite (Fig. 8c),
- **Le cuivre** s'altère en cuprite Cu_2O , azurite $\text{Cu}_3(\text{OH})_2(\text{CO}_3)_2$ et malachite (Fig. 8d) $\text{Cu}_2(\text{OH})_2\text{CO}_3$. Il est un minéral secondaire des zones d'oxydation des gîtes cuprifères.

II-1-2 Les semi-métaux

- **L'arsenic** est chimiquement très similaire au phosphore (Fig. 8e).
- **Le bismuth** est un métal blanc, cristallin et fragile avec une teinte rosâtre. Le bismuth est le plus diamagnétique de tous les métaux (Fig. 8f).
- **L'antimoine ou stibium (Sb)** a un aspect blanc argenté et cassant, il présente des propriétés intermédiaires entre celles des métaux et des non-métaux (Fig. 8g).

II-1-3 Les métalloïdes (les non métaux)

- Le **soufre** se trouve dans les fumerolles volcaniques (Fig. 8h)
- Le **carbone**, lui, se trouve sous 2 formes :

Le **diamant** : cristallisant dans le système cubique (Fig. 8i). Son poids s'exprime en carat (soit 1 carat = 0,2 g).

Le **graphite**, hexagonal, dérive de matériel organique, tel le bois, transformé en graphite par métamorphisme.

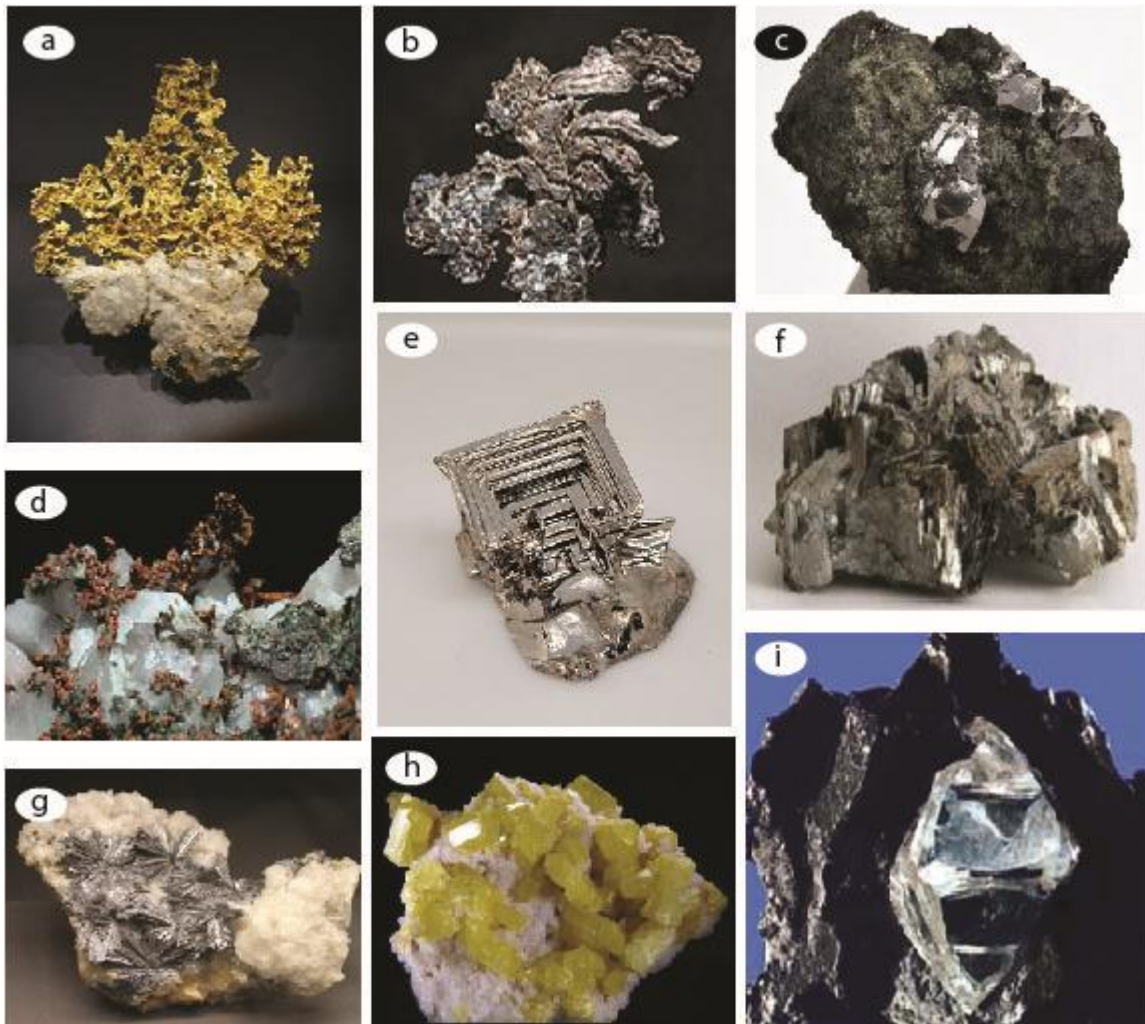


Fig. 8 :a) l'or natif ; https://fr.wikipedia.org/wiki/Or_natif; b) l'argent natif : https://fr.wikipedia.org/wiki/Argent_natif ; c) le platine natif ; <https://www.orobel.biz/information/actualite/les-petits-secret-de-lextraction-et-raffinage-du-platine> ; d) le cuivre natif ; https://fr.wikipedia.org/wiki/Cuivre_natif ; e) L'arsenic ; <https://www.santescience.fr/arsenic/> ; f) Le bismuth ; <https://www.etsy.com/fr/listing/1348857556/bismuth-78g-cristal-dargent> ; g) L'antimoine ; <https://www.futura-sciences.com/planete/dossiers/geologie-tout-savoir-antimoine-826/page/2/> ; h) Le soufre ; <http://www.chimie-analytique.wikibis.com/soufre.php> ; i) Le diamant ; <https://fr.wikipedia.org/wiki/Diamant> ;

II-2 Les Sulfures, les Sulfosels

Dans cette classe, nous citerons les minéraux suivants :

- **Pyrite et Marcassite** FeS_2 (Fig. 9a),
- **Argentite** (=Argyrose) Ag_2S ;
- **Chalcocite** Cu_2S ,
- **Cinabre** HgS (Fig. 9b),

- **Mispickel** Arsénopyrite FeAsS ,
- **Réalgar** As_4S_4 (Fig. 9c),
- **L'orpiment** As_2S_3 (Fig. 9c),
- **Blende ou sphalérite** ZnS (Fig. 9d).
- **Chalcopyrite** CuFeS_2 ,
- **Galène** PbS (Fig. 9e),
- **Molybdénite** MoS_2 ,
- **Covellite (Covelline)** CuS ,
- **Stibine** Sb_2S_3 (Fig. 9f),



Fig. 9 : a) La pyrite ; <https://en.wikipedia.org/wiki/Pyrite> ; b) Le cinabre; <https://www.le-comptoir-geologique.com/cinabre-encyclopedie.html> ; c) Le réalgar et l'orpiment; <https://www.kscrcrystals.com/realgar-and-orpiment-21-21701-p.asp> d) La sphalérite; <https://www.geoforum.fr/topic/4152-sphalerite-blende-photo-de-ce-min%C3%A9ral-et-de-ses-cristaux/> ; e) La galène <https://mineraly.fr/shop/cristaux/cristallisation/galene/2844> f) la stibine <https://lesmineraux.fr/produit/stibine-13/>

II-3 Les Oxydes et les Hydroxydes

Parmi ces éléments, nous citerons :

- **Uranitite (=Pechblende)** UO_2 ,
- **Hématite ou oligiste** Fe_2O_3 ,
- **Magnétite** Fe_3O_4 (Fig. 10a),
- **Goethite** $\text{FeO}(\text{OH})_3$ (Fig. 10b),
- **Ilménite** FeTiO_3 ,
- **Cuprite** Cu_2O ,
- **Brucite** $\text{Mg}(\text{OH})_2$,
- **Pyrolusite** MnO_2 ,
- **Rutile, Anatase, Brookite** TiO_2 (Fig. 10c),
- **Corindon** Al_2O_3 (Fig. 10d),
- **Diaspore, Boehmite** $\text{Al}_2\text{O}_3, \text{H}_2\text{O} = \text{AlO}(\text{OH})$ (Fig. 10e),
- **Cassitérite** SnO_2 principal minéral d'étain (Fig. 10f). Typiquement de haute température, liée essentiellement aux gîtes pématitiques (Fig. 10f),
- **Gibbsite** $\text{Al}(\text{OH})_3$.

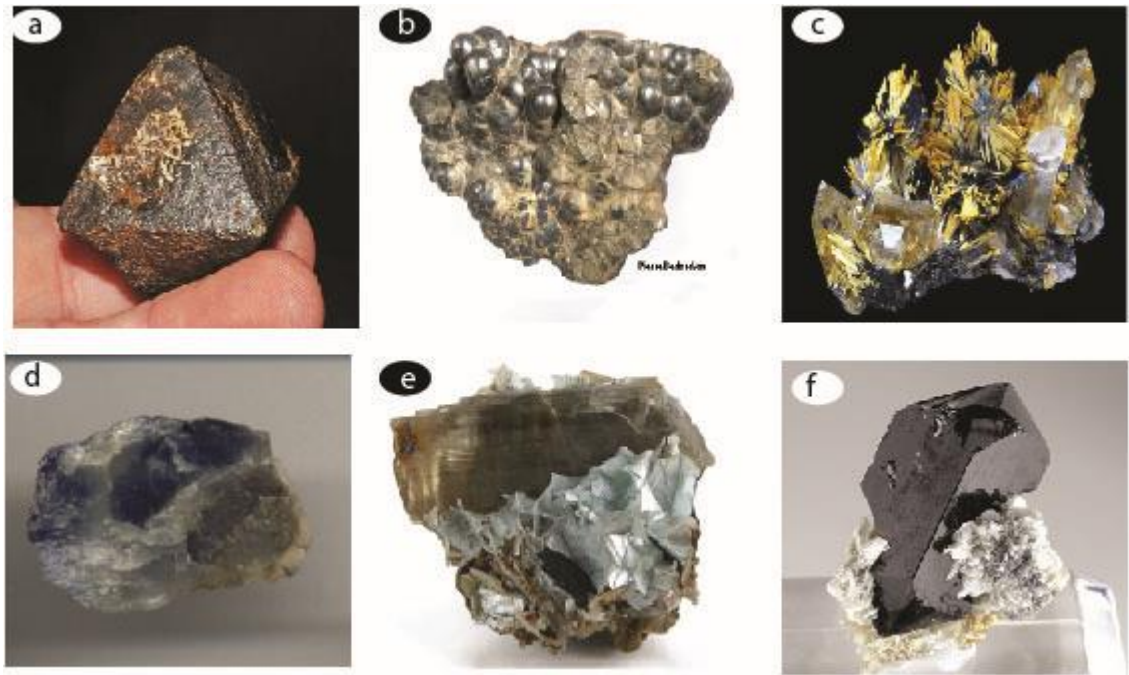
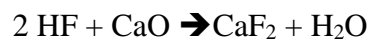


Fig. 10 : a) La magnétite ; <https://www.futura-sciences.com/planete/definitions/geologie-magnetite-11930/> b) La goethite <https://cours.polymtl.ca/PBedard/glq1100/mineraux/goethite/goethite.html> c) Le rutile <https://www.linternaute.com/science/environnement/1092016-visite-virtuelle-des-mineraux-du-museum-de-paris/1092027-rutile> d) le corindon <https://fr.wikipedia.org/wiki/Corindon> ; e) Le diaspore <https://en.wikipedia.org/wiki/Diaspore> ; f) La cassitérite ; <https://www.alamyimages.fr/la-cassiterite-est-un-mineral-d-oxyde-d-etain-echantillon-cristallise-image388008308.html>

II-4 les halogénures ou sels halogènes

La classe des halogénures rassemble 130 espèces. Les chlorures et les fluorures sont les plus abondants. Ce sont des sels des acides HCl, HF, HBr, HI

Exemples: $\text{HCl} + \text{NaOH} \rightarrow \text{NaCl} + \text{H}_2\text{O}$



- **Halite** (sel gemme) NaCl,
- **Sylvite** KCl (Fig. 11a),
- **Fluorine** (Ca F₂; Fig. 11b).

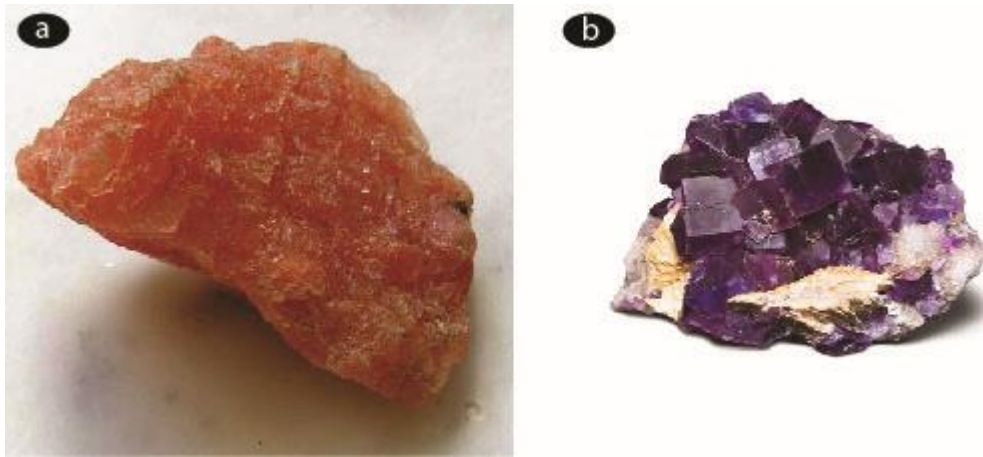


Fig.11 : a) La sylvite <https://en.wikipedia.org/wiki/Sylvite> ; b) La fluorine <https://www.mineraux.fr/pierre/pierre-fluorine/>

II-5 les carbonates

C'est un groupe très important, qui comporte plus de 60 espèces minérales, dont le plus connu est la **Calcite**, constituant principal des roches calcaires.

Parmi les minéraux de ce groupe, nous citerons :

- **Malachite** $\text{Cu}_2 (\text{OH})_3 \text{CO}_3$ (Fig 12a),
- **Sidérite** Fe CO_3 (Fig. 12b),
- **Smithsonite** Zn CO_3 ,
- **Calcite** Ca CO_3 (Fig. 12c),
- **Azurite** $\text{Cu} (\text{OH})_3 (\text{CO}_2)_3$ (Fig. 12d),
- **La calcite** (CaCO_3) cristallise dans le système rhomboédrique, on la retrouve généralement dans les roches sédimentaires et les roches métamorphiques, en particulier le marbre et les skarns,
- **Aragonite** qui se rapproche de la calcite, elle cristallise dans le système Orthorhombique. Elle se trouve dans les coquilles de mollusques,
- **Dolomite** $\text{Ca Mg} (\text{CO}_3)_2$, cristallise dans le système rhomboédrique. Elle peut contenir du fer **Ankérite** ($\text{Ca}(\text{Fe},\text{Mg},\text{Mn})(\text{CO}_3)_2$) elle se trouve dans les roches sédimentaires (la dolomie), les roches métamorphiques, les marbres magnésiens et les skarns.

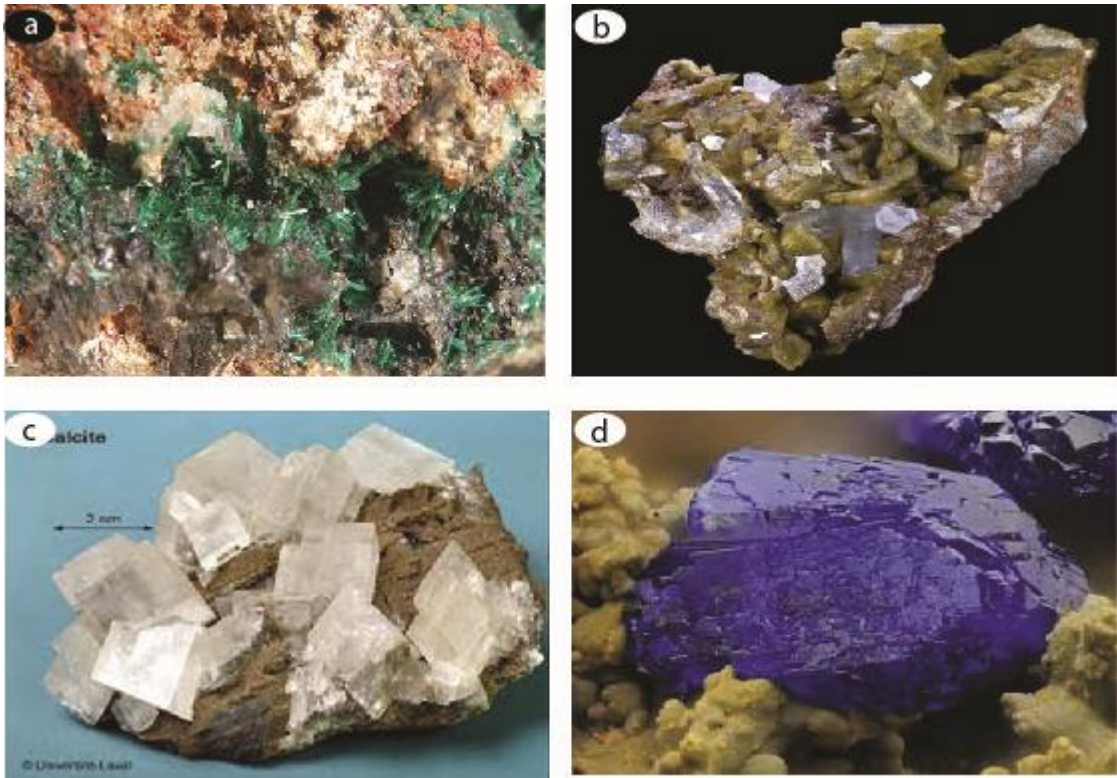


Fig. 12 : a) La malachite <https://fr.wikipedia.org/wiki/Malachite> ; b) La sidérite <https://fr.wikipedia.org/wiki/Sid%C3%A9rite> c) La calcite <http://www2.ggl.ulaval.ca/personnel/bourque/s2/calcite.html> ; d) L'azurite <https://www.mindat.org/min-447.html>

II-6 les sulfates

Ce sont des sels de l'acide sulfurique. Ils ont une couleur claire.

- **Barytine** $Ba SO_4$ (Fig. 13a),
- **Célestite** $Sr SO_4$ (Fig. 13b),
- **Anhydrite** $Ca SO_4$ (Fig. 13c),
- **Gibbsite** $(Ca SO_4) 2H_2O$,
- **Le Gypse** $CaSO_4, 2H_2O$ est le sulfate le plus important, il cristallise dans le système monoclinique (Fig. 13d),
- **Albâtre**, c'est du Gypse finement grenu.



Fig. 13 a) La barytine <https://fr.wikipedia.org/wiki/Barytine>; b) La célestite <https://br.Pinterest.com/pin/340584790540278793/> ; c) l'Anhydrite <https://www.pinterest.com/pin/anhydrite-caso4-orthorhombic-h335-g30--237142736602281845/> ; d) Le gypse <https://fr.wikipedia.org/wiki/Gypse>

II-7 Phosphates, arséniates et vanadates

II-7-1 Les phosphates

Ce groupe comprend les minéraux dont les couleurs sont brillantes et avec des formes cristallines fines. Les phosphates, où le radical anionique $(\text{PO}_4)^{3-}$, tétraèdre au sein duquel le phosphore peut être remplacé par le vanadium $(\text{VO}_4)^{3-}$ et l'arsenic $(\text{AsO}_4)^{3-}$. Les phosphates sont rares.

Exemples :

Turquoise $\text{Cu Al}_6(\text{PO}_4)_4(\text{OH})_8 \cdot 4 \text{H}_2\text{O}$ (Fig. 14a) ; **Apatite** $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)(\text{F}, \text{Cl}, \text{OH})$ (Fig. 14b); **Lazulite** $(\text{Mg}, \text{Fe}) \text{Al}_2(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_2$; **Pyromorphite** $\text{Pb}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$; **Tobernite** $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 8, 12 \text{H}_2\text{O}$.

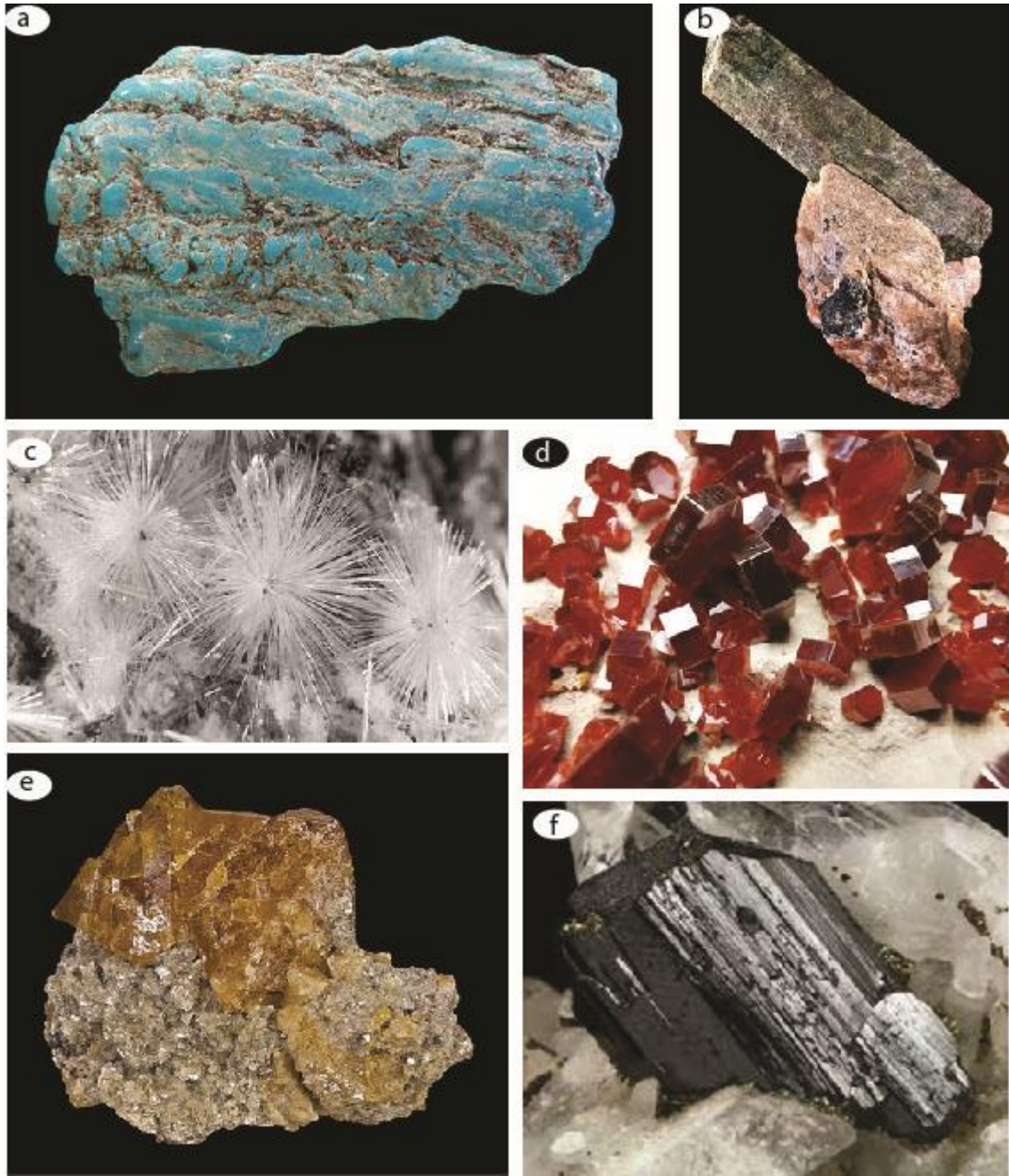


Fig. 14 : a) La turquoise ; https://fr.wikipedia.org/wiki/Turquoise_%28min%C3%A9ral%29 ;
b) L'apatite ; <https://fr.wikipedia.org/wiki/Apatite> ; c) La Picropharmacolite ; https://athena.unige.ch/athena/_mineral/images/picropharmacolite1_duranus.html ; d) La vanadinite ;
<https://rockidentifier.com/fr/wiki/Vanadinite.html> ; e) La scheelite ; <https://fr.wikipedia.org/wiki/Scheelite> ; f) La Wolframites <https://www.mindat.org/min-39780.html>

II-7-2 Les arséniates

Les arséniates contiennent de l'arsenic, du soufre et de l'oxygène (AsSO_4).

Exemples :

- **Mimétite** $\text{Pb}_5 (\text{AsO}_4)_3 \text{Cl}$,
- **Pharmacosidérite** $\text{K Fe}_4 (\text{AsO}_4) (\text{OH})_4 - 7\text{H}_2\text{O}$ (Fig. 14c),
- **Picropharmacolite** $\text{Ca}_4 \text{Mg} (\text{HAsO}_4)_2 (\text{AsO}_4)_2 - 11 \text{H}_2\text{O}$,
- **Adamite** $\text{Zn}_2 \text{As O}_4 (\text{OH})$,
- **Annabergite** $\text{Ni}_3 (\text{AsO}_4)_2 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$,
- **Chnoclase** $\text{Cu}_3 (\text{AsO}_4) (\text{OH})_3$.

II-7-3 Les vanadates

Les vanadates forment un autre groupe rare, ils contiennent du vanadium et de l'oxygène (VO_4). **Exemple:**

- **Vanadinite** $\text{Pb}_5 (\text{VO}_4)_3 \text{Cl}$ (Fig. 14d) ;
- **Carnotite** $\text{K}_2 (\text{UO}_2)_2 \text{V}_2 \cdot \text{O}_8 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$.

II-8 Les tungstates

Un tungstate est un composé chimique qui contient un oxoanion de tungstène ou qui est un oxyde mixte contenant du tungstène.

Exemple:

- **Scheelite** (CaWO_4) (Fig. 14e),
- **Wolframites** ($\text{Fe, Mn} \text{WO}_4$) (Fig. 14f).

III- les minéraux silicatés

Les minéraux silicatés représentent environ 95% de la croûte terrestre d'où leur importance pour le géologue (Fig. 15a et Fig. 15b). Le motif élémentaire de ces minéraux est le tétraèdre de silice sous forme $[\text{SiO}_4]^{4-}$ lié à des cations K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} ou Fe^{3+} , Al^{3+} ou à d'autres silicium (polymérisation dans ce dernier cas).

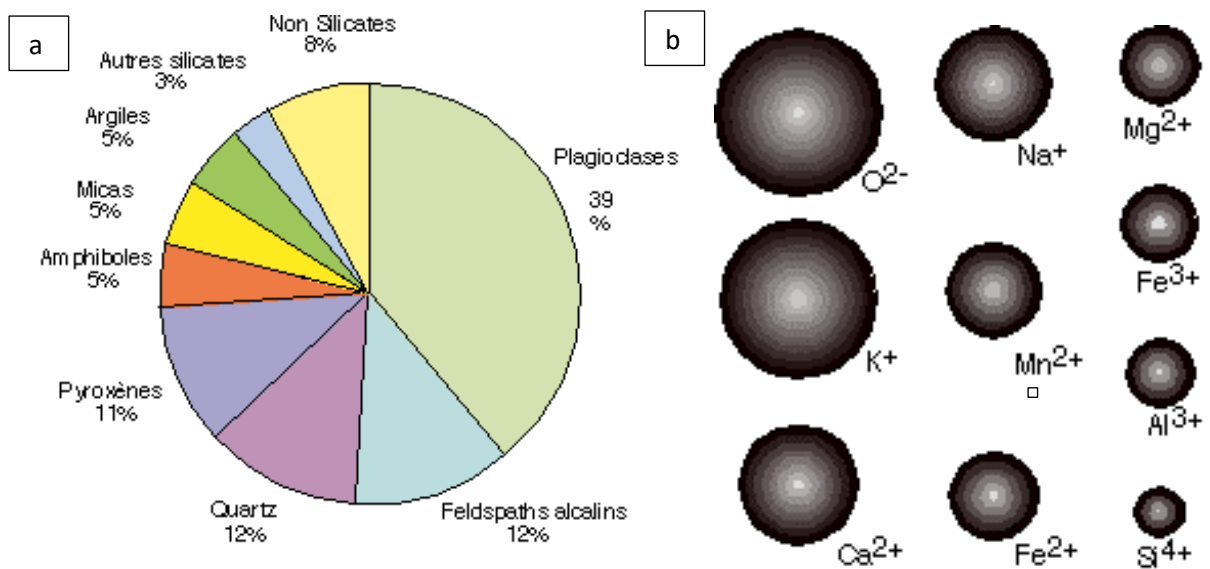


Fig. 15 : a) répartition des minéraux dans la croûte terrestre ; b) rayons ioniques de quelques ions

Les rayons ioniques ainsi que les poids moléculaires des éléments les plus abondants dans la croûte sont donnés dans Tab. IV

Tab. IV : Rayons ioniques et poids moléculaires des éléments de quelques éléments chimiques.

Éléments	O	Si	Al	Fe	Mg	Ca	Na	K
%poids	46.60	27.72	8.13	5.00	2.09	3.63	2.93	2.6
%volumique	93.8	0.9	0.5	0.4	0.3	1.0	1.3	1.8
Poids moléculaire De l'oxyde (g/mol)	8	60.09	101.96	Fe ²⁺ 71.85 Fe ³⁺ 159.70	40.31	56.08	61.99	94.20
Rayon de l'ion (Angström)	1.40	0.42	0.5	Fe ²⁺ 0.74 Fe ³⁺ 0.64	0.66	0.99	0.97	0.97

Le groupe anionique $[\text{SiO}_4]$ est constitué d'un petit atome de silicium entouré de quatre gros atomes d'oxygène qui occupent les sommets d'un tétraèdre imaginaire. On l'appelle habituellement le tétraèdre SiO_4 .

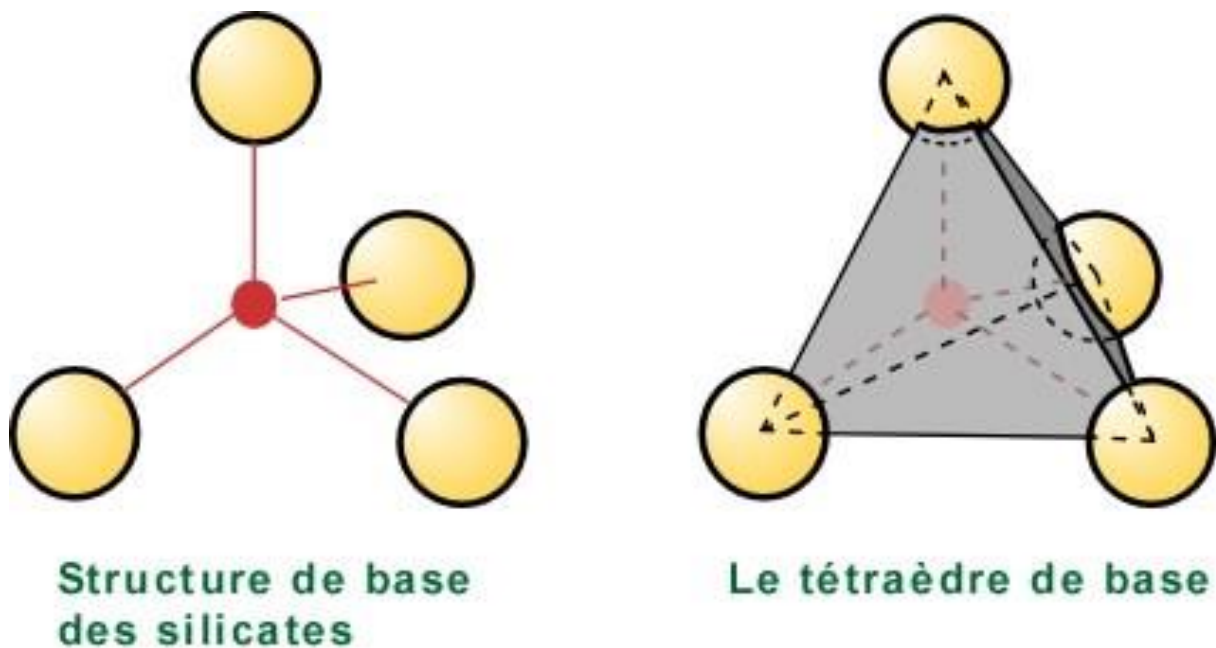


Fig. 16 : Tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$,

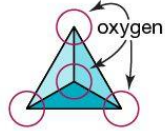
Ce groupe possède le pouvoir de constituer des polymères en mettant en commun certains atomes d'oxygène. Selon l'agencement de tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$, on distingue six sous-classes de silicates (Fig. 16):

- Famille des néosilicates et des sub-néosilicates,
- Famille des sorosilicates,
- Famille des cyclosilicates ou silicates en anneaux,
- Famille des Inosilicates,
- Famille des phyllosilicates,
- Famille des tectosilicates,

Structural linkage schemes among silicates

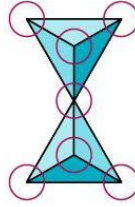
Nesosilicates

Unit composition: $(\text{SiO}_4)^{4-}$
 Example: olivine,
 $(\text{Mg, Fe})_2\text{SiO}_4$



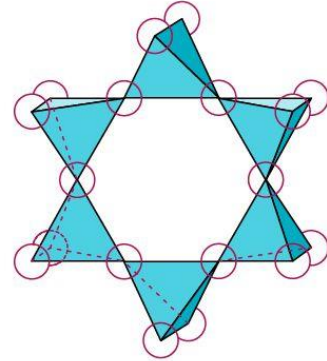
Sorosilicates

Unit composition: $(\text{Si}_2\text{O}_7)^{6-}$
 Example: hemimorphite,
 $\text{Zn}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$



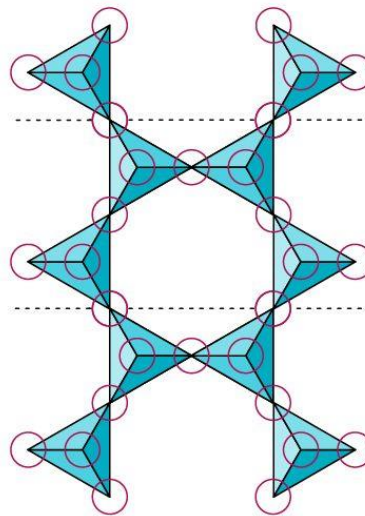
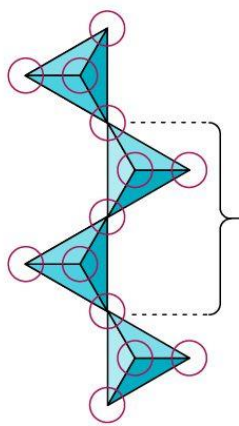
Cyclosilicates

Unit composition: $(\text{Si}_6\text{O}_{18})^{12-}$
 Example: beryl,
 $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$



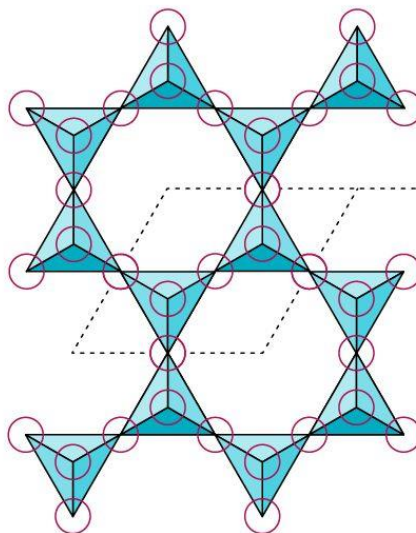
Inosilicates (single chain)

Unit composition: $(\text{Si}_2\text{O}_6)^{4-}$
 Example: pyroxene—e.g.,
 enstatite, MgSiO_3



Inosilicates (double chain)

Unit composition: $(\text{Si}_4\text{O}_{11})^{6-}$
 Example: amphibole—e.g.,
 anthophyllite, $\text{Mg}_7\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$



Phyllosilicates

Unit composition: $(\text{Si}_2\text{O}_5)^{2-}$
 Example: mica—e.g.,
 phlogopite, $\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$

Tectosilicates

Unit composition: $(\text{SiO}_2)^{4-}$
 Example: high cristobalite,
 SiO_2

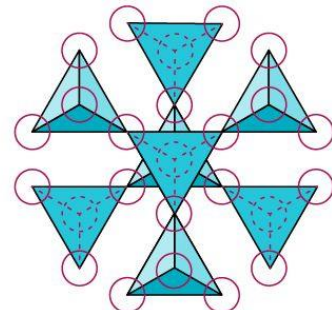


Fig. 16 : Schémas des structures des minéraux silicatés

III-1 Famille des nésosilicates et des sub-nésosilicates

III-1-1 Les nésosilicates

Les nésosilicates ou les silicates à tétraèdre isolés sont caractérisés par des îlots de tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$ indépendants et isolés les uns des autres par des cations. La formule de base est $(\text{SiO}_4)^{4-}$.

Exemple : La famille des péridots (olivine), grenats, zircon..ect.

III-1-1-1 Les péridots

Les péridots ou les olivine (Fig. 17a et 17b) sont de composition chimique $(\text{Mg,Fe})_2\text{SiO}_4$. Ils forment une solution solide continue entre un pôle Mg qui est la forstérite de formule $(\text{SiO}_4)\text{Mg}_2$ et un pôle Fe qui est la fayalite de formule $(\text{SiO}_4)\text{Fe}_2$.

Une olivine composée de 50% Fe et 50% Mg aura une formule chimique $(\text{FeMg})\text{SiO}_4$. Une olivine composée de 90% Fe et 10% Mg aura une formule chimique $(\text{Fe}_{1,8}\text{Mg}_{0,2})\text{SiO}_4$. Une olivine composée de 70% Mg et 30% Fe aura une formule chimique $(\text{Fe}_{0,6}\text{Mg}_{1,4})\text{SiO}_4$.

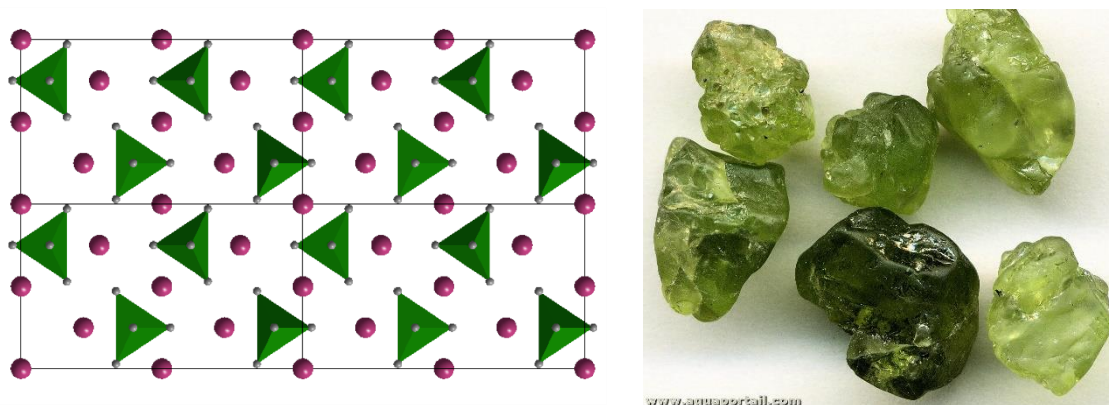
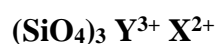


Fig. 17 : a) Structure des péridots (olivine) ; b) Cristaux d'olivine <https://www.aquaportail.com/dictionnaire/definition/15718/olivine>

III-1-1-2 Les grenats

Ils forment des solutions solides complexes de formule générale :



Avec $\text{Y}^{3+} = \text{Al}^{3+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Cr}^{3+}$ et $\text{X}^{2+} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Ca}^{2+}, \text{Mn}^{2+}$

Almandin : silicate alumino-ferreux $(\text{Fe}_3 \text{Al}_2 (\text{SiO}_4)_3)$

Andraldite : silicate ferricalcique $(\text{Ca}_3 \text{Fe}_2 (\text{SiO}_4)_3)$

Démantoïde : variété verte

Grossulaire : silicate alumino-calcique $(\text{Ca}_3 \text{Al}_2 (\text{SiO}_4)_3)$

Pyrope : $(Mg_3 Al_2 (SiO_4))$

Spessartite : silicate alumino-manganeux $(Mn_3 Al_2 (SiO_4)_3)$

Ouvarovite : silicate calci-chromeux $(Ca_3 Cr_2 (SiO_4)_3)$

Idocrase : (ou Vésuvianite) silicate hydraté de calcium de fer et de magnésium $(Ca_{10} Al_4 (Mg Fe)_2 Si_9 O_{34} (OH)_4)$

Les grenats sont des minéraux communs des roches métamorphiques (les grenatites, les pyrigarnites, les micaschistes a grenat...ect.) et plus rarement dans certaines roches magmatiques. Ainsi, nous trouvons :

- L'almandin dans les gneiss et les micaschistes,
- Le pyrope dans les péridotites et les kimberlites,
- Le grossulaire dans les skarns et les marbres,
- La spessartine dans les granites et les pegmatites granitiques,
- L'andradite dans les roches du métamorphisme de contact et dans certains marbres,
- L'ouvarovite dans les serpentinites chromifères.

III-1-1-3 Le groupe des zircons

De formule générale $XSiO_4$ ou X^{4+} peut être Zr^{4+} , Th^{4+} ou encore U^{4+} . Il cristallise dans le système quadratique. **Les zircons des granites** contiennent systématiquement U et Th qui se substituent isomorphiquement au Zr. Le rapport Th/U ou Pb/U sert à déterminer l'âge du zircon dont l'âge du granite. La thorite et l'uranothorite sont facilement hydratées sans que cela détruise la structure, on a alors la thorigummitte $(Th, U) (Si, H_4) O_4$ et la coffinite $U(Si, H_4)O_4$.

III-1-2 Les Sub-nesosilicates

III-1-2-1 Les silicates d'alumine

Ce sont des polymorphes c'est-à-dire qui ont la même composition chimique, mais qui diffèrent par leur caractère cristallographique et leur forme :

- L'andalousite cristallise dans le système orthorhombique
 - La sillimanite cristallise dans le système orthorhombique
 - Le disthène cristallise dans le système triclinique
- } Silicates d'alumine
(SiO_4) Al_2O
- **L'andalousite** apparait dans les roches métamorphiques, sous forme de gros prismes allongés.
 - **La sillimanite** caractéristique des roches métamorphiques, elle se présente sou forme de prismes aciculaires (en aiguille), ou en fibres.
 - **Le disthène** présent dans les roches métamorphiques, apparait en baguettes aplaties, à clivage parfait.

III-1-2-2 La staurolite

Elle est une espèce minérale du groupe des silicates et du sous-groupe des néosilicates, de formule $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+}, \text{Zn}^{2+}, \text{Co}^{2+})_4 \text{Al}_{18} \text{Si}_8 \text{O}_{46} (\text{OH})_2$ avec des traces : Ti, Cr, Mn, Co, Zn, Li et H₂O. Elle cristallise dans le système monoclinique.

III-1-2-3 La topaze

De formule $\text{SiO}_4 \text{Al}_2\text{O} (\text{F.OH})_2$, ce minéral se trouve dans certaines roches magmatiques notamment les pegmatites.

III-1-2-4 La chloritoïde

La formule chimique est $(\text{Fe.Mg})_2 \text{Al}_4\text{O}_2 (\text{SiO}_4)_2 (\text{OH})$, apparaît dans les roches métamorphiques.

III-2 Famille des sorosilicates

Ils sont caractérisés par la présence de groupes de deux tétraèdres, reliés par un oxygène commun, ce qui conduit au radical $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$. Cette structure est peu commune dans le monde minéral et correspond le plus souvent à des formes dites de hautes températures et hautes pressions. Un exemple est l'Akermanite qui appartient au groupe de la Mélilite de formule: $(\text{Ca}_2\text{Mg})[\text{Si}_2\text{O}_7]$. Les sorosilicates vrais sont rares, alors que les sorosilicates complexes contenant à la fois $[\text{SiO}_4]^{4-}$ et $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ sont plus fréquents. On distingue :

* Les subsorosilicates : groupe des épidotes et de l'idocrase.

* Les subsorosilicates à ions d'oxygènes supplémentaires : groupe de la lawsonite.

III-2-1 Les épidotes

Les épidotes généralement présentent à la fois des fonctions $[\text{Si}_2\text{O}_7]^{6-}$ et $[\text{SiO}_4]^{4-}$. On distingue :

- **La zoïsite** $(\text{Si}_2\text{O}_7) (\text{SiO}_4) \text{O} (\text{OH}) \text{Al}_3\text{Ca}_2$

Elle cristallise dans le système orthorhombique ou monoclinique (clino-zoïsite).

- **La pistachite** $(\text{Si}_2\text{O}_7) (\text{SiO}_4) (\text{OH}) \text{Ca}_2 \text{Fe Al}_2\text{O}$

Elle cristallise dans le système monoclinique, caractérisée par une mosaïque de couleurs vives (**manteau d'Arlequin**).

- **piémontite** $(\text{Si}_2\text{O}_7) (\text{SiO}_4) \text{O} (\text{OH}) (\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}^{2+})_3 (\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La}, \text{Y}^{3+})_2$

Elle cristallise dans le système monoclinique, cette variété contient du manganèse.

- **L'allanite ou orthite** $(\text{Si}_2\text{O}_7) (\text{SiO}_4) \text{O} (\text{OH}) (\text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+})_3 (\text{Ca}, \text{Ce}, \text{La})_2 \text{Al}_2\text{O} (\text{OH})$
- **La dissakasite-(Ce)** de formule générale $\text{Ca} (\text{Ce}, \text{La}) \text{Mg Al}_2 \text{Si}_3 \text{O}_{12}(\text{OH})$, apparaît généralement dans les marbres granulitiques.

Les épidotes se trouvent dans les roches métamorphiques de basse température mais on les rencontre aussi dans les roches éruptives acides tels que : granites, granodiorites et pegmatites. On les trouve également comme produit d'altération hydrothermale.

III-2-2 la lawsonite

De formule $\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_7 (\text{OH})_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$ avec des traces : Ti, Fe, Mn, Mg, Na, K et F. Elle apparaît dans les roches métamorphiques comme les schistes à glaucophane.

III-3 Famille des cyclosilicates ou silicates en anneaux

Les cyclosilicates sont formés de tétraèdres reliés entre eux par mise en commun d'un oxygène. Les anneaux peuvent être simples ou branchés, isolés les uns des autres ou groupés par deux. Les cyclosilicates sont classés selon le type d'anneaux, et le nombre de tétraèdres dans les anneaux. On distingue :

III-3-1 Anneaux simple de trois tétraèdres $[\text{Si}_3\text{O}_9]^{6-}$

Exemple : La **bénitoïte** est une espèce minérale du groupe des silicates sous-groupe des cyclosilicates de formule $\text{Ba Ti Si}_3 \text{O}_9$ avec des traces de sodium.

III-3-2 Anneaux simple de quatre tétraèdres $[\text{Si}_4\text{O}_{12}]^{8-}$

Exemple : la Joaquinite-(Ce), $\text{Ba}_2 \text{Na Ce}_2 \text{Fe Ti}_2 (\text{Si}_4\text{O}_8)_2 \text{O}_{10} (\text{OH}, \text{F}) \cdot \text{H}_2\text{O}$.

III-3-3 Anneaux simple de six tétraèdres $[\text{Si}_6\text{O}_{18}]^{12-}$

Exemple :

- **Le béryl** (plus connu sous le terme d'émeraude), de formule $\text{Be}_3 \text{Al}_2 \text{Si}_6\text{O}_{18}$, avec des traces de Fe, Mn, Mg, Ca, Cr, Na, Li, K, Rb, Cs, O, H et OH.
- **La tourmaline** de formule chimique $\text{Al}_6 \text{Y}_3 \text{Na} [(\text{Si}_6\text{O}_{18}) (\text{BO}_3)_3 (\text{OH}, \text{F})_4]$ avec Y=Mg, (Fe, Mn) ou (Li, Al). La tourmaline cristallise dans le système rhomboédrique.
- **La cordiérite** de formule $(\text{Mg}, \text{Fe})_2 \text{Al}_3 (\text{Si}_5\text{AlO}_{18})$ dans laquelle un tétraèdre sur 6 est occupé par 1 atome d'aluminium. La cordiérite apparaît dans les roches du métamorphisme de haute température/ basse pression (les gneiss, les granulites et les migmatites). On la trouve également dans les schistes et les cornéennes. Elle se rencontre également dans les roches ignées (pegmatites et granites).

III-3-4 Deux anneaux condensés de six tétraèdres $[\text{Si}_{12}\text{O}_{30}]^{12-}$

Exemples :

- **Milarite**, $\text{K}_2 \text{Ca}_4 \text{Al}_2 \text{Be}_4 \text{Si}_{24} \text{O}_{60} \text{H}_2\text{O}$
- **Osumilite**, $\text{K}_2 \text{Fe}^{2+}_2 \text{Al}_3 (\text{Si}, \text{Al})_{12} \text{O}_{30}$ un minéral très rare qui se rencontre également dans certaines roches volcaniques et métamorphiques
- **Roedderite**, $\text{Na}_2 \text{Mg}_5 \text{Si}_{12} \text{O}_{30}$ minéral très rare du thermométamorphisme.

III-4 Famille des Inosilicates

Les inosilicates sont caractérisés par des chaînes ouvertes de tétraèdres, on distingue les chaînes simples (pyroxène) des chaînes doubles (amphiboles et argiles fibreuses).

III-4-1 Les Inosilicates en chaîne simple

Les inosilicates à chaîne simple, peuvent avoir une période qui s'étend sur 1 tétraèdre, deux tétraèdres, trois tétraèdres, quatre tétraèdres, cinq tétraèdres ou sept tétraèdres.

III-4-1-1 les Pyroxènes de formule générale $\text{XY}(\text{SiO}_3)_2$, où X est un gros cation (Na^+ , Ca^+ , Li^+ , Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} ...) et Y un cation de taille moyenne (Mg^{2+} , Fe^{2+} , Mn^{2+} , Fe^{3+} , Al^{3+} , Cr^{3+} , Ti^{4+} ...). La structure des pyroxènes correspond à un assemblage de chaînes simples de tétraèdres $[\text{SiO}_4]^{4-}$, avec une période de chaîne de $(\text{SiO}_3)_n$. Ils apparaissent dans les roches ignées et métamorphiques et se distinguent des amphiboles par l'absence de groupes OH et par l'angle entre leurs deux familles de clivages qui sont pratiquement orthogonaux (93° ou 87°).

Les pyroxènes cristallisent généralement dans le système monoclinique (clinopyroxène), parfois orthorhombique (orthopyroxène)

On distingue :

- Clinopyroxènes ferromagnésiens et calciaux
- Clinopyroxènes sodique
- Orthopyroxène

➤ **Clinopyroxène ferromagnésien et calcique**

Les clinopyroxènes ferromagnésien et calcique cristallisent dans le système monoclinique et ne contiennent jamais plus de 50% de Calcium (Fig. 18)

- Diopside **Ca Mg (SiO₃)₂** Minéral du métamorphisme, on le rencontre notamment dans les marbres et les skarns
- Hédenbergite **Ca Fe (SiO₃)₂** Typique des roches du métamorphisme de contact comme les skarns
- Pigeonite **(Mg, Fe, Ca)₂ (SiO₃)₂** Clinopyroxène pauvre en calcium ce qui le rapproche des orthopyroxènes. On le retrouve dans les séries volcaniques tholéitiques et calco-alcalines
- Augite **(Ca, Na) (Mg, Fe, Al) [(Si, Al)O₃]₂** c'est le pyroxène le plus abondant, on le retrouve dans les roches magmatiques basique comme les gabbros, basaltes et péridotites.

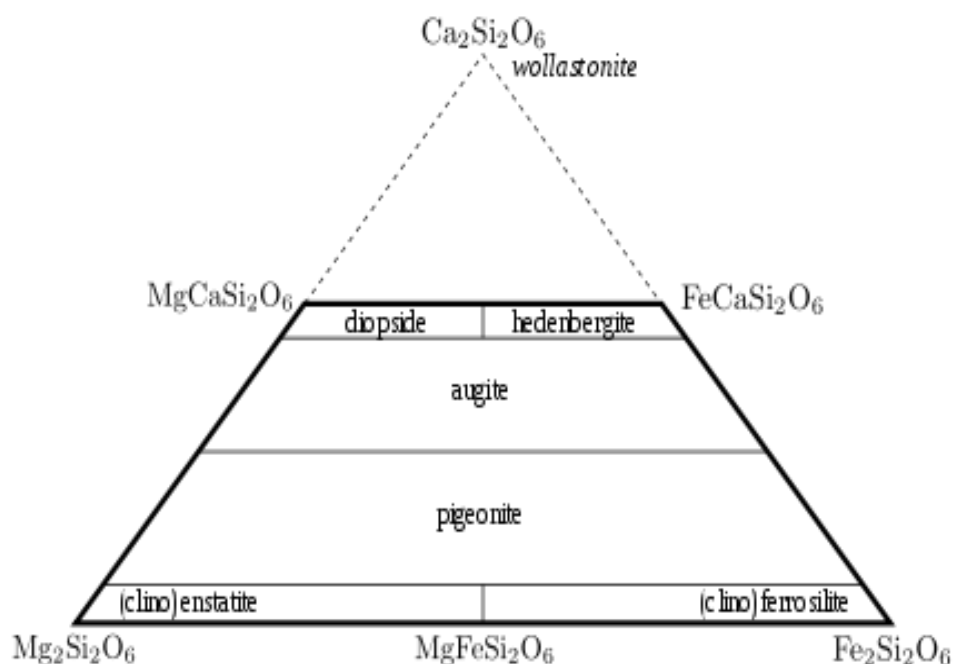


Fig. 18 : Nomenclature des clinopyroxènes ferromagnésiens et calciques.

➤ Clinopyroxène sodique

Les clinopyroxène sodique cristallisent dans le système monoclinique et se caractérisent par la présence de teneur significative en sodium (Na) dans sa composition chimique. D'après le diagramme de Nomenclature des clinopyroxènes sodiques (Fig. 19) on distingue :

- Aegirine $\text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ silicate de sodium et de fer, que l'on trouve couramment dans les roches ignées alcalines, en particulier dans les syénites et les pegmatites syénitiques.
- Jadéite $\text{NaAlSi}_2\text{O}_6$, C'est un minéral typique des roches métamorphiques de basse température et haute pression (schistes à glaucophane ou schiste bleus, éclogites),
- Omphacite $(\text{Na}, \text{Ca}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg})(\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Mg}) \text{Si}_2\text{O}_6$ Constituant majeur de l'éclogite, communément dans les kimberlite ; dans certaines ophiolites et dans les faciès schiste bleu.
- Aegirine-augite $(\text{Ca}, \text{Na})(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+})[\text{Si}_2\text{O}_6]$.

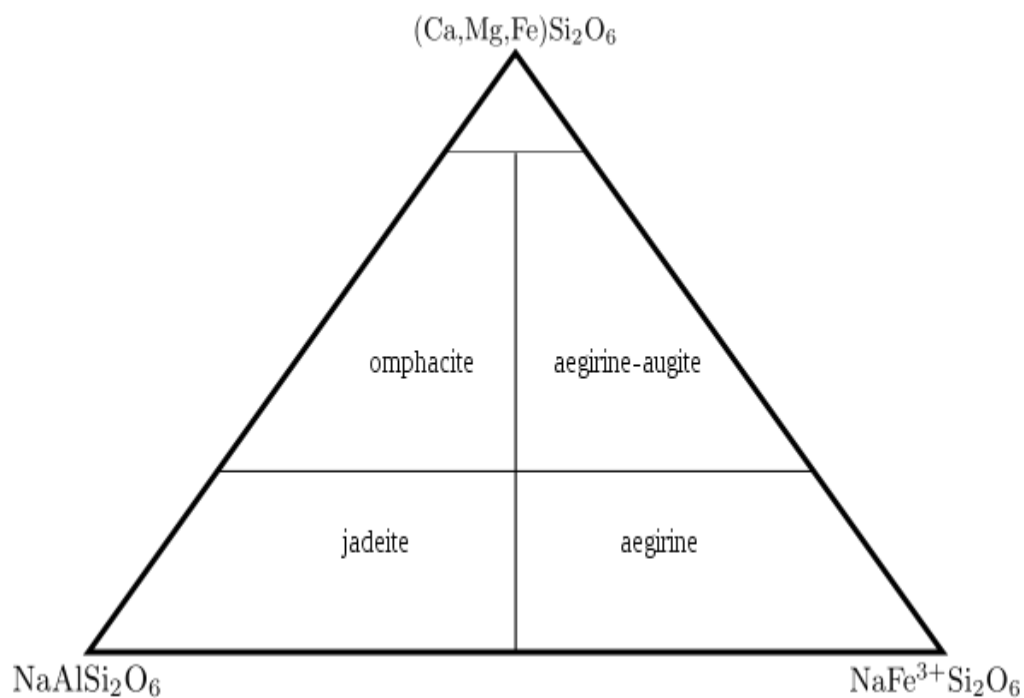


Fig. 19 : Nomenclature des clinopyroxènes sodiques.

Les intermédiaires entre l'augite et l'aegyrine constituent les augites aegyriques, ceux entre diopside ou augite et jadéite, les omphacites ou omphazites souvent chromifères.

➤ Orthopyroxène

Ce sont des minéraux allant de l'enstatite (pôle magnésien) à l'orthoferrosilite (pôle ferreux).

La formule chimique générale est $(\text{Mg,Fe})\text{SiO}_3$

Dans cette série on trouve l'hypersthène (30 à 50% de Mg) et la bronzite (10 à 30% de Mg).

III-4-1-2 Les pyroxénoïdes

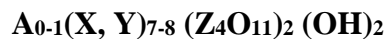
Les pyroxénoïdes sont des minéraux partageant des similarités avec les pyroxènes, aussi bien au niveau de leur structure cristalline que de leur composition chimique. Cependant, ils se distinguent par certaines propriétés et ne sont pas classés parmi les pyroxènes.

- Wollastonite CaSiO_3
- Rhodonite MnSiO_3
- Pectolite $\text{NaCa}_2(\text{Si}_3\text{O}_8)(\text{OH})$

III-4-2 Famille des inosilicates en ruban (chaîne double)

III-4-2-1 Les amphiboles

La formule générale des amphiboles est la suivante :



Avec :

A = Ca, Na, K

X = Mg, Fe, Mn

Y = Al, Fe^{3+} , Ti, Cr, Li

Z = Si, Al

Les amphiboles sont répandues dans la croûte terrestre, elles sont généralement de couleur sombre. En général, elles apparaissent dans les roches magmatiques et les roches métamorphiques.

Les amphiboles sont caractérisées par la présence groupes OH contrairement aux pyroxènes qui sont anhydres. Ils se distinguent macroscopiquement des pyroxènes par leurs clivages à 120° contrairement aux pyroxènes qui ont un clivage à 90° .

Parmi les différentes variétés d'amphiboles, on distingue

- les amphiboles ferromagnésiques.
- les amphiboles calciques.
- les amphiboles sodiques.

➤ **Les amphiboles ferromagnésiennes (orthorhombiques)**

Elles cristallisent dans le système orthorhombique car le site X renferme Fe, Mg. On distingue parmi elles :

- anthophyllite, de formule : $[(\text{Si}_4\text{O}_{11}) \text{OH}]_2 (\text{Fe}, \text{Mg})_7$,
- gédrite, de formule $(\text{Mg}, \text{Fe})_5 \text{Al}_2(\text{Si}_6 \text{Al}_2)\text{O}_{22}(\text{OH})_2$ découverte à **Gèdre**, dans l'Ardèche et dans le Rhône. La gédrite est présente dans les roches métamorphiques de moyen à haut degrés et dans les roches métamorphiques de contact.

➤ **Les amphiboles ferromagnésiennes (monocliniques)**

Ils sont présents surtout dans les roches métamorphiques, mais dans certaines roches volcaniques (dacites).

- Cummingtonite de formule $\text{Fe}_2 \text{Mg}_5 \text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$, découverte dans la région de Cunnigton aux Etats unis

➤ **Les amphiboles calciques (monocliniques)** on distingue :

- **L'actinote** : de formule générale $\text{Ca}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_5 \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$, elle se présente sous forme d'aiguille (cristaux aciculaire) de couleur vert foncé à vert claire.
- **La témolite (amiante d'amphibole)** de formule générale $\text{Ca}_2 \text{Mg}_5 \text{Si}_8\text{O}_{22} (\text{OH})_2$, elle est incolore, on la rencontre généralement dans les roches métamorphiques.
- **La hornblende** de formule $(\text{Ca}, \text{Na})_{2-3}(\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Al})_5 \text{Si}_6 (\text{Al}, \text{Si})_2 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$, en fonction de la couleur on distingue : la hornblende verte et la hornblende brune (riche en fer).
- **La pargasite** : de formule $\text{Na Ca}_2 \text{Mg}_4 \text{Al} (\text{Al}_2 \text{Si}_6\text{O}_{22}) (\text{OH})_2$, généralement rencontrée dans les marbres

➤ **Les amphiboles sodiques monocliniques**

Elles contiennent du sodium mais pas de calcium, on distingue :

- **Glaucophane** de formule $\text{Na}_2 (\text{Mg}, \text{Fe})_3 \text{Al}_2 \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})_2$. De couleur bleu, il se trouve généralement dans les roches métamorphiques caractérisées par des hautes pressions et basses températures,
- **Riébéckite** de formule $\text{Na}_2 (\text{Fe}^{2+}, \text{Mg}^{2+})_3 \text{Fe}^{3+}_2 \text{Si}_8 \text{O}_{22} \text{OH}_2$ on la trouve dans les roches magmatiques comme le granite ;
- **Arfvedsonite** de formule $\text{NaNa}_2 (\text{Fe}_4 \text{Fe}) \text{Si}_8 \text{O}_{22} (\text{OH})$, se trouve généralement dans les roches magmatiques alcalines.

III-5 Famille des phyllosilicates

Dans les phyllosilicates chaque tétraèdre met en commun trois oxygènes, la formule de base est $(\text{Si}_2 \text{O}_5)_2$ ou $(\text{Si}_4 \text{O}_{10})_4$. Dans cette famille on compte ; les micas, le talc et les minéraux argileux.

III-5-1 Les micas

Ils apparaissent dans les roches magmatiques et métamorphiques mais on peut les retrouver également dans les roches sédimentaires. On distingue deux types de micas : (i) le mica di-octaédrique (mica blanc) de formule générale $\text{X Y}^{3+}_2 [\text{Al Si}_3 \text{O}_{10} (\text{OH}, \text{F})_2]^{7-}$; (ii) le mica tri-octaédrique (mica noir) de formule générale $\text{X Y}^{2+}_3 [\text{Al}_{1+x} \text{Si}_{3-x} \text{O}_{10} (\text{OH})_2]^{7-}$

➤ **Le mica noir** contient généralement du fer, du magnésium et du potassium, on reconnaît :

- La biotite de formule $\text{K}^+ (\text{Mg}, \text{Fe}, \text{Ti})^{2+}_3 [\text{Al}_{1+x} \text{Si}_{3-x} \text{O}_{10} \text{OH}]_2^{7-}$,
- Le phlogopite de formule $\text{K Mg}_3 \text{Al Si}_3 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$ correspond au pôle magnésien,
- La sidérophyllite de formule $\text{K Fe}^{2+}_2 \text{Al} (\text{Al}_2 \text{Si}_2) \text{O}_{10} (\text{F}, \text{OH})_2$,
- L'annite de formule chimique $\text{K Fe}^{3+}_2 \text{Al Si}_3 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$,

➤ **Le mica blanc** qui regroupe :

- La muscovite $\text{K Al}_2 (\text{Si}_3 \text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH}, \text{F})_2$,
- La paragonite $\text{Na Al}_2 (\text{Si}_3 \text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH}, \text{F})_2$,
- Chernykhite $(\text{Ba}, \text{Na}) (\text{V}, \text{Al}, \text{Mg})_2 (\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$,
- Roscoélite $\text{K} (\text{V}, \text{Al}, \text{Mg})_2 (\text{Si}, \text{Al}) \text{O}_{10} (\text{OH})_2$,
- Glauconite $(\text{K}, \text{Na}) (\text{Fe}, \text{Al}, \text{Mg})_2 (\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$,
- Céladonite $\text{K} (\text{Fe}, \text{Mg}) (\text{Fe}, \text{Al}) (\text{Si}, \text{Al})_4 \text{O}_{10} (\text{OH})_2$,

- **la kinochitanite** de formule **Ba Mg₃(Al₂, Si₂) O₁₀ (OH, F)₂** mica très rare qu'on trouve dans les marbres
- **Les micas lithinifères** exemple la **zinnwaldite** de formule **K Li Fe Al (AlSi₃) O₁₀ (OH, F)₂** avec des traces : Mn; Mg; Ti; Na; Rb; Ca; Ba; Tl; Ga; Sn; Sc; H₂O

III-5-2 Les micas durs calciques

On distingue :

- **La margarite** de formule **Ca Al₂ (Al₂ Si₂) O₁₀ (OH)₂**, elle se trouve en général dans les marbres,
- **La clintonite** de formule **Ca (Mg, Al)₃O₁₀ (OH)₂** et **Ca Al Mg₂ (OH)₂**, elle se trouve en général dans les skarns.

III-6 Les téctosilicates

Silicates dont chaque tétraèdre met en commun quatre oxygènes. Les tétraèdres forment une charpente tridimensionnelle. La formule structurale est **SiO₂**. On distingue le quartz, les feldspaths et les feldspathoïdes.

III-6-1 Le quartz (SiO₂)

Le quartz est parmi les minéraux les plus répandus, il représente environ 12 % de l'ensemble des minéraux de la croûte terrestre. Il est présent dans toutes les catégories de roches aussi bien les roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires. Le quartz possède plusieurs polymorphes qui cristallisent dans des conditions de pression et de température différentes (Fig. 20) : quartz α (polymorphe stable au-dessous de 573°C), quartz β (polymorphe stable à partir de 573°C), tridymite (à 1470°C), cristobalite (de 1470 à 1723°C), coésite (polymorphe stable à haute pression). Généralement le quartz est de couleur gris-blanc mais il existe des variétés colorées, telle l'améthyste (violet), le quartz rose, le quartz fumé, et des variétés microcristallines ou cryptocristallines, telle la calcédoine.

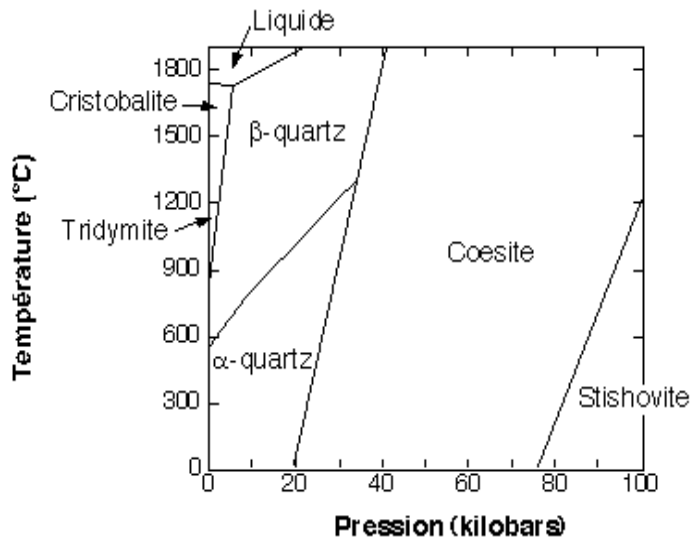


Fig. 20 : Le diagramme de phase de la silice

III-6-2 Les feldspaths

Les feldspaths sont les minéraux les plus abondants, ils constituent 51% des minéraux de la croûte terrestre. Les feldspaths sont divisés en deux groupes : les feldspaths alcalins et les feldspaths calco-sodiques (les plagioclases).

➤ Le feldspath alcalin

Il est caractérisé par des compositions entre l'albite $\text{NaSi}_3\text{AlO}_8$ et l'orthose KSi_3AlO_8 ; le feldspath potassique existe en trois polymorphes qui sont :

- **Le microcline :** caractérisé par sa macle polysynthétique, il représente le polymorphe de basse température.
- **L'orthose :** c'est le polymorphe le plus abondant, se distingue par la macle de Carlsbad appelée également macle de l'orthose. Il existe aussi bien dans les roches magmatiques que dans les roches métamorphiques et parfois même dans certaines roches sédimentaires.
- **La sanidine :** c'est la forme de haute température caractérisée par sa forme allongée et par la présence de nombreuses craquelures.

➤ **Les feldspaths calco-sodiques (Les plagioclases)**

Ils sont caractérisés par la présence de la macle polysynthétique appelée également la macle de l'albite. Les plagioclases forment une solution solide continue entre leurs deux extrêmes : l'**albite** $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ sodique, et l'**anorthite** $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$

- Albite 0 – 10% **$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$** ,
- Oligoclase 10 – 30% **$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$** ,
- Andésine 30 – 50% **$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$** ,
- Labradorite 50 – 70% **$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$** ,
- Bytownite 70 – 90% **$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$** ,
- Anorthite 90 – 100% **$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$** ,

III-6-3 Les feldspathoïdes

Chimiquement proches des feldspaths mais plus pauvre en silice, ils contiennent seulement environ les 2/3 de la silice présente dans les feldspaths alcalins. Les feldspathoïdes apparaissent dans les roches magmatiques sous-saturées en silice comme les syénites, les syénites néphéliniques et les syénites à leucite.

- La leucite KAlSi_2O_6 ,
- La néphéline $\text{Na}_3\text{KAl}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}$

III-6-4 Les scapolites

Ils forment des solutions solides entre deux pôles : La **marialite** (de formule **$\text{Na}_4\text{Al}_3\text{Si}_9\text{O}_{24}\text{CO}_3$**) et la **méionite** de formule **$\text{Ca}_4\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24}\text{CO}_3$** . Elles apparaissent généralement dans les marbres et les granulites à silicates calciques.

PARTIE II
LA PETROGRAPHIE



La croûte terrestre est formée par trois grands types de roches, le schéma (Fig. 21) présente ces trois types de roches ainsi que les processus qui conduisent à leur formation.

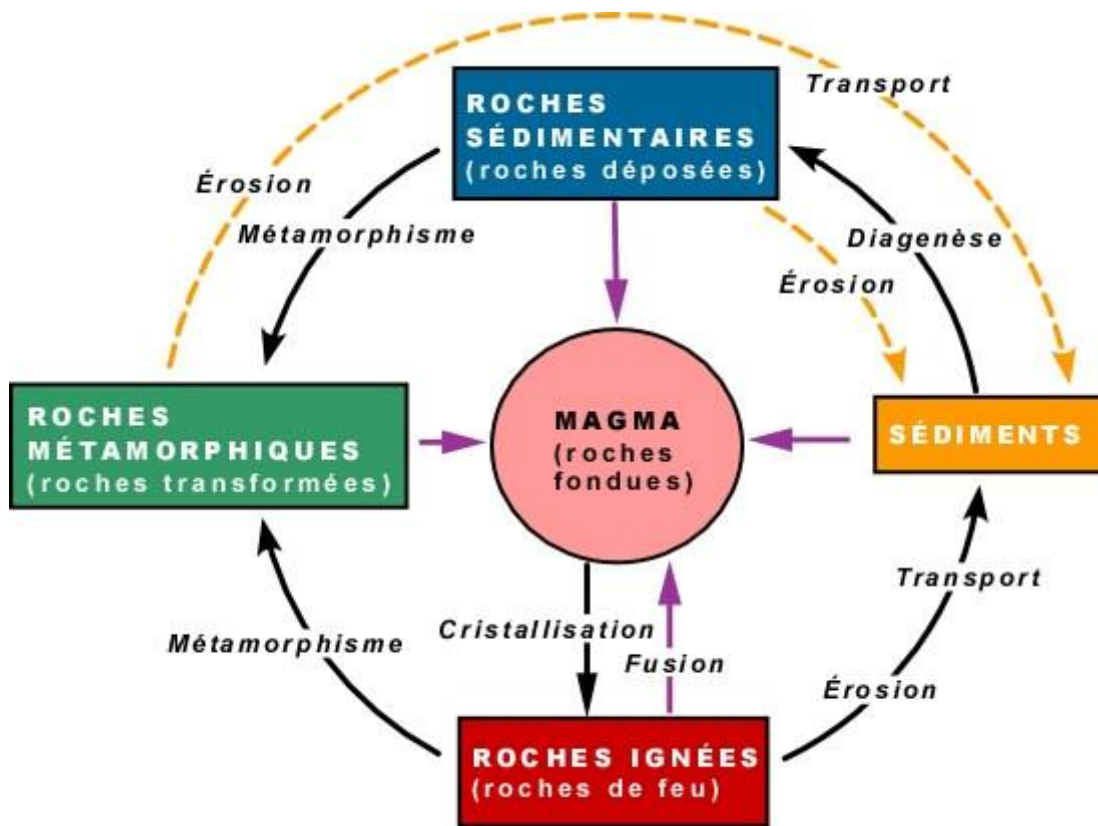


Fig. 21 : Cycle pétrogénétique

Le **magma** qu'on retrouve dans le centre du schéma (Fig. 21), constitue le point de départ et le point d'arrivée du cycle. Il est à l'origine de la formation de la croûte terrestre d'abord au niveau des dorsales océaniques, puis, par addition à la croûte déjà présente, aux niveaux des points chauds et des zones de subduction.

La première étape du cycle correspond à la cristallisation du magma suite au refroidissement, ce qui va engendrer la cristallisation de minéraux silicates. C'est ce premier processus de cristallisation qui forme les **roches ignées**.

Les roches ignées (magmatiques) ainsi formées sont amenées à la surface par des mouvements tectoniques, Là où ils vont être exposés aux intempéries de la surface telle que l'eau, le vent, la glace...ect., elles s'altèrent et se désagrègent en particules de tailles variées. Ces particules vont être transportées par des agents comme l'eau, le vent,...ect., et déposées dans un bassin de sédimentation sous forme de dépôt meuble (sédiments). Les sédiments, suite à un ensemble de

processus qu'on appelle diagenèse, vont se transformer progressivement en roches sédimentaires.

Suite à un enfouissement, les roches sédimentaires peuvent être soumises à des conditions de pression et de température très élevées ce qui va engendrer leurs transformations en roches métamorphiques. Ce processus de transformation à l'état solide sous l'effet de l'augmentation de la pression et/ou de la température est appelé métamorphisme. Le métamorphisme peut affecter aussi bien les roches sédimentaires que les roches magmatiques et même les roches métamorphiques.

A noter que l'érosion des roches métamorphiques et des roches sédimentaires produit également des sédiments et pourra donc donner des roches sédimentaires.

Au niveau des **zones de subduction** (zone où une plaque tectonique s'enfonce sous une autre plaque), la plaque lithosphérique océanique s'enfonce dans l'asthénosphère, l'augmentation de la température et de la pression va provoquer la déshydratation de la lithosphère suivie d'un métamorphisme dans les conditions du faciès éclogite ensuite une fusion. Une partie du matériel fondu (fusion) va donner les magmas de zones de subduction, alors qu'une autre partie est digérée (assimilée) et recyclée dans l'asthénosphère, et peut par la suite, par fusion se transformer en magma. Le retour au magma clôture le cycle.

Chapitre I
Les roches magmatiques



<https://www.futura-sciences.com/planete/questions-reponses/volcan-volcan-difference-lave-magma-6988/>

I Introduction

Les roches magmatiques (ignées ou éruptives) : sont des roches qui proviennent de la cristallisation (refroidissement, solidification) d'un magma.

Le magma est, quant à lui, une matière fondue comme la lave, constitué d'un mélange de phase liquide (dominante), de phase solide (minéraux tôt formés) et d'une phase gazeuse (H_2O , CO_2 , HCl , SO_2 ...etc.)

Le magma est d'origine soit crustal (provient de la fusion partielle de la croûte) soit mantellique (provient de la fusion partielle de manteau).

II La cristallisation d'un magma

II-1. Le diagramme de phase

Le diagramme de phase (Fig. 22) nous permet de voir les relations qui existent entre les différents états de la matière (solide, liquide et gazeuse); Ainsi, on voit que l'eau peut exister sous trois états, solide, liquide ou gazeux (vapeur), selon les conditions de température et de pression.

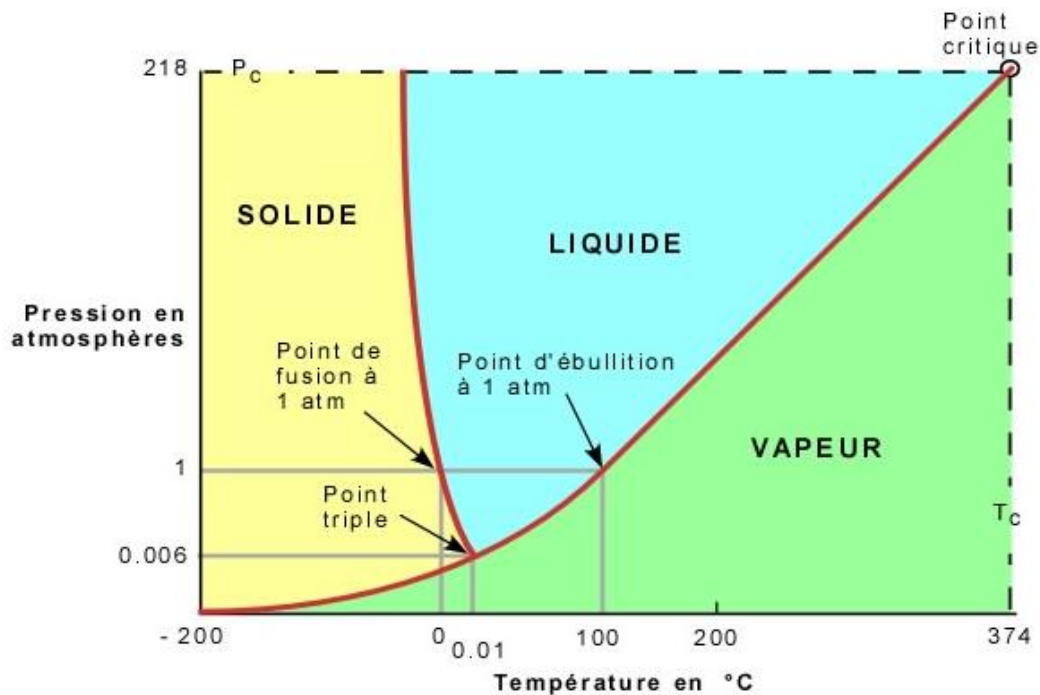


Fig.22 : Diagramme de phase (diagramme de l'eau)

A pression ambiante (1 atm.), et à des températures $> 100\text{ }^{\circ}\text{C}$ l'eau ne peut plus exister à l'état liquide mais cela devient possible pour des pressions plus élevées (cas de la cocotte-minute). Tout au long des courbes solide-liquide et liquide-vapeur, les deux phases sont en équilibre. Au point triple, les trois phases sont en équilibre. Dépassé la température critique (T_c) et la pression critique (P_c) les phases liquide et gazeuse ne peuvent plus être distinguées (Fig.22).

Des diagrammes de phases ont été construits pour plusieurs minéraux et permettent de connaître l'état de ces minéraux sous des températures et pressions variables comme c'est le cas à l'intérieur de la croûte terrestre ou du manteau. Ainsi, chaque minéral possède son point de fusion (passage du solide au liquide) qui correspond aussi à son point de cristallisation (passage du liquide au solide) à une pression donnée.

On peut construire des diagrammes de phases pour différents minéraux, ce qui va nous permettre de connaître l'état des minéraux sous des températures et pressions variables semblables à celles qui existent à l'intérieur de la croûte terrestre ou du manteau. Ainsi, chaque minéral possède son point de fusion (passage du solide au liquide) qui correspond aussi à son point de cristallisation (passage du liquide au solide) à une pression donnée.

Dans un magma à des températures supérieures à $1200\text{ }^{\circ}\text{C}$ tous les minéraux sont à l'état liquide (comme dans le manteau supérieur). Au fur et à mesure que le magma monte dans la croûte terrestre, sa pression diminue et il se refroidit progressivement. Si la pression reste constante, (donc le magma se trouve piégé) à un niveau constant dans la croûte), les minéraux cristallisent lorsqu'ils atteignent la température correspondant à leur limite solide-liquide (c'est leur température de cristallisation). Cette limite n'est pas la même pour tous les minéraux, ce qui fait que les minéraux ne cristallisent pas en même temps, ils vont apparaître en fonction de leur température de cristallisation.

La composition chimique d'un magma évolue progressivement avec la cristallisation des minéraux c'est pourquoi à partir d'un même magma on peut fabriquer une série de roches différentes qu'on dénomme série magmatique.

Au fur et à mesure que la température du magma diminue, les minéraux cristallisent en fonction de leur température de cristallisation. En effet, les premiers minéraux à cristalliser sont ceux dont la température de cristallisation est la plus élevée.

Donc le premier minéral qui cristallise c'est l'olivine ($\text{Fe, Mg})_2 \text{SiO}_4$ suivi par les pyroxènes. Progressivement les éléments comme **Fe** et **Mg** vont être épuisés dans le magma par l'olivine, le pyroxène puis par la cristallisation des amphiboles et des biotites. Avec l'abaissement progressif de la température, suivent le quartz, les feldspaths potassiques et la muscovite. C'est ce qu'on appelle une suite discontinue, on passe d'un minéral à un autre minéral différent (cette suite est contrôlée par la température).

Parallèlement à la suite discontinue, nous avons **une suite continue, celle des plagioclases**. On parle de suite continue, parce que le minéral (plagioclase) n'est pas détruit ; c'est les teneurs en calcium et sodium qui varient. A haute température, le plagioclase est calcique ($\text{Ca Al}_2 \text{Si}_2 \text{O}_8$, anorthite) et, à basse température, le plagioclase est sodique ($\text{Na Al Si}_3 \text{O}_8$, albite).

Ces deux suites de cristallisation ont été établies par Bowen, en 1928. Elles sont toujours valables dans ses grandes lignes, mais dans le détail, il y a des variations selon les conditions locales, comme par exemple les quantités d'eau ou de gaz dans les magmas.

Dans la chambre magmatique les minéraux qui cristallisent peuvent s'accumuler à la base sous l'effet de la gravité. Il s'ensuit une ségrégation, et les roches issues de la cristallisation du magma (roches ignées) auront des assemblages de minéraux différents selon qu'on est à la base, au milieu ou au sommet de la chambre magmatique. De bas en haut, on retrouve les assemblages suivants :

- Assemblage ultramafique à olivine pyroxène,
- Assemblage mafique à pyroxène amphibole,
- Assemblage intermédiaire à amphibole, biotite et quartz,
- Assemblage felsique à feldspath quartz.

Lors du refroidissement du magma, il y a deux processus importants: la cristallisation fractionnée et la fusion partielle.

II-2 La cristallisation fractionnée

La cristallisation fractionnée (comme on l'a vu précédemment), affecte la cristallisation des minéraux silicatés qui se fait suivant un ordre bien défini, selon la suite réactionnelle de Bowen (Fig. 23), et qui engendre des assemblages minéralogiques différents : ultramafiques, mafiques, intermédiaires et felsiques, qui définissent les quatre grands types de roches ignées.

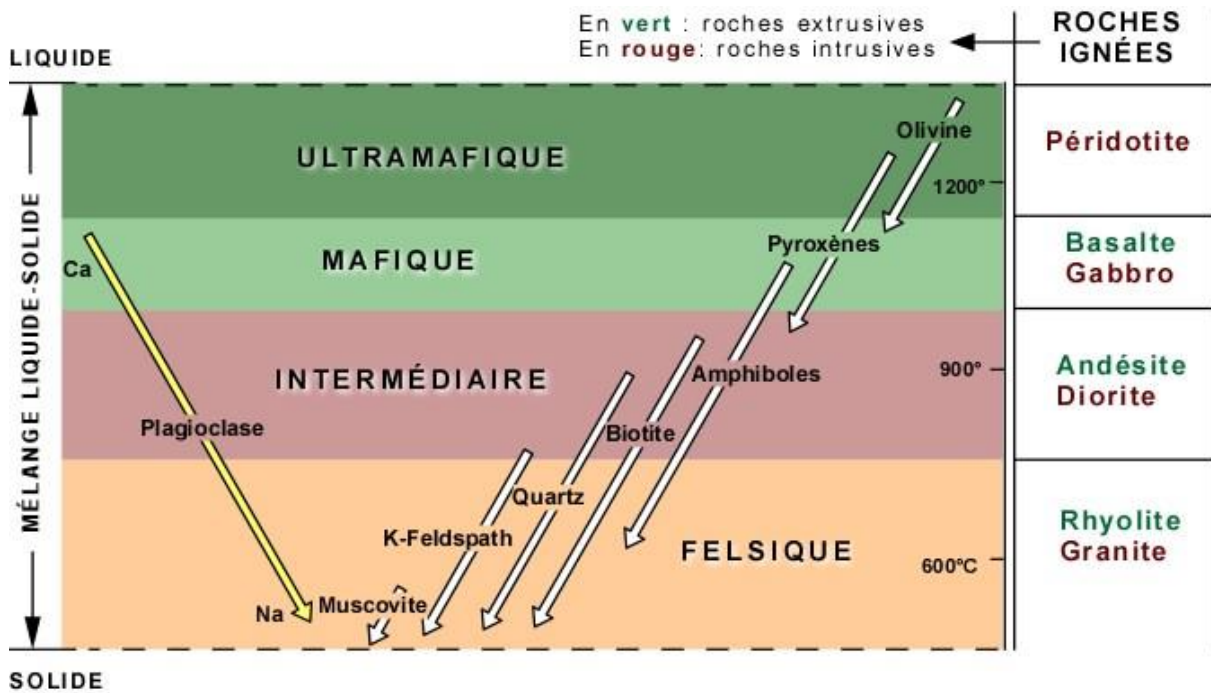


Fig. 23: Suite réactionnelle de Bowen

La figure 24, illustre la cristallisation d'un magma qui refroidit dans une chambre magmatique

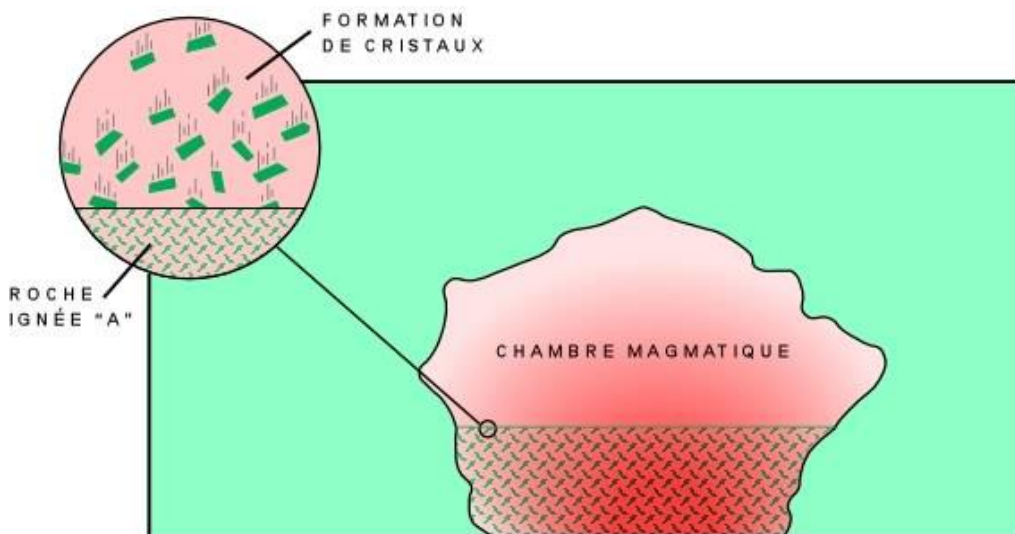


Fig. 24 : Cristallisation du magma dans une chambre magmatique

Comme cité précédemment, les minéraux n'apparaissent pas tous en même temps. Les premiers minéraux à cristalliser sont les minéraux de haute température (minéraux avec une température de cristallisation élevés), l'olivine suivit par les pyroxènes et les amphiboles. Ces minéraux qui se forment dans le magma vont s'accumuler vers la base de la chambre magmatique sous l'effet de la gravité pour former une roche riche en olivine, pyroxène et amphibole, une roche mafique, exemple : gabbro (roche ignée "A" sur le schéma). Le liquide résiduel sera donc appauvri en ces minéraux; on aura donc un magma de composition différente de sa composition initiale. Ce magma aura une composition intermédiaire.

Si ce magma est introduit dans une chambre secondaire (Fig. 25) et qu'il poursuit son refroidissement, les premiers minéraux à cristalliser seront les amphiboles, les biotites, le quartz et certains feldspaths plagioclases, on aura une roche ignée intermédiaire, exemple : diorite (roche ignée "B" sur le schéma). Si ce magma fait son chemin jusqu'à la surface, on aura des laves andésitiques. Ainsi, à partir d'un magma de composition donnée, on peut obtenir plusieurs types de roche ignée.

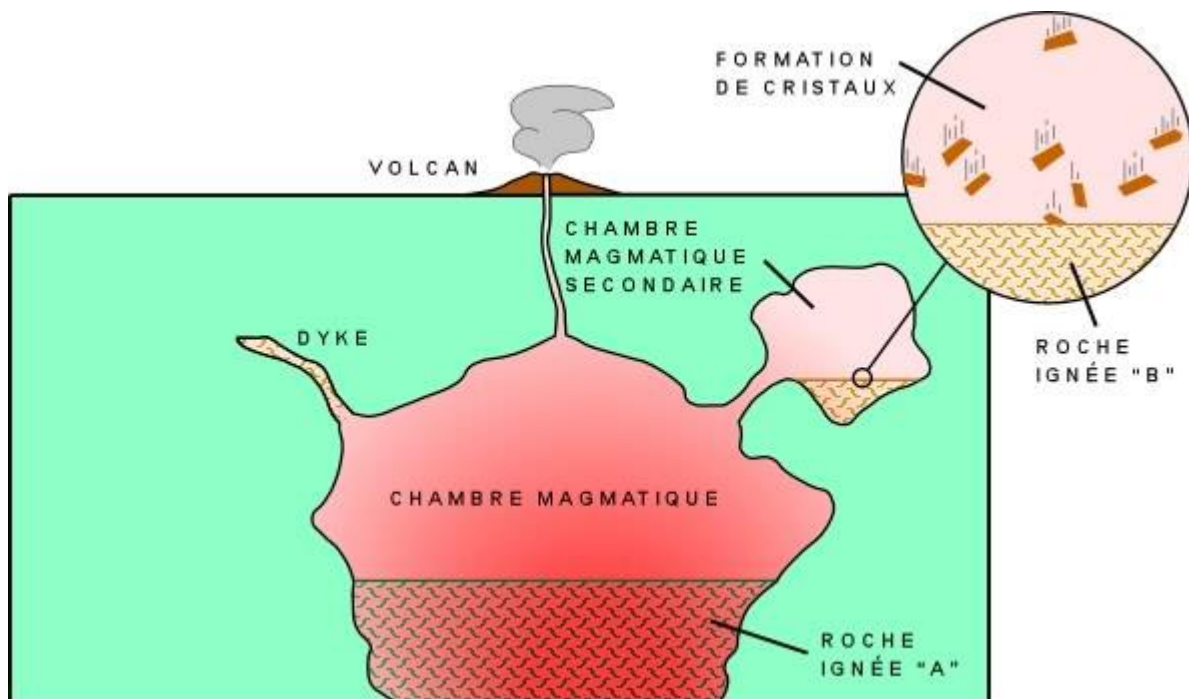


Fig. 25 : Cristallisation du magma dans une chambre magmatique secondaire

III Classification et nomenclatures des roches ignées

La classification des roches magmatiques peut prendre en compte plusieurs critères parmi lesquels, on cite :

- La texture des roches,
- La composition minéralogique,
- La composition chimique.

III-1 Les textures des roches magmatiques

La texture reflète le gisement de la roche (mode de mise en place). En effet, plus le temps de refroidissement sera long, plus les cristaux auront le temps de se développer. Ainsi les magmas qui refroidissent en profondeur, lentement, donnent des roches grenues, riches en gros cristaux. La taille et l'abondance de ces cristaux déterminent des textures différentes, on cite :

- La texture grenue,
- La texture microgrenue,
- La texture microlitique,
- La texture vitreuse (hyaline).

La texture étant liée essentiellement au mode de gisement de la roche (endogène, exogène).

- Endogène c'est-à-dire à l'intérieur de la lithosphère, ainsi le refroidissement est long et les minéraux auront le temps de se développer, on obtiendra une roche complètement cristallisée.
- Exogène c'est-à-dire à l'extérieur, le refroidissement est rapide, les minéraux n'auront pas le temps de se former et on obtiendra une roche partiellement cristallisée ou pas du tout cristallisée, de la sorte, la forme, la disposition des minéraux, la taille et l'abondance vont définir la texture d'une roche. On distingue :
 - **La texture grenue** : texture caractéristique des roches plutoniques (endogènes) donc à refroidissement long ; dans ce cas la roche est complètement cristallisée et tous les cristaux sont visibles à l'œil nu (phénocristaux). Dans cette texture on retrouve :

- **La texture équante** (grenue normale) tous les cristaux ont la même taille
- **La texture aplitique** : les cristaux sont tous petits
- **La texture porphyroïde** : il y a de gros et de petits cristaux
- **La texture pegmatitique** : il n'y a que de gros cristaux

- **La texture microgrenue** : texture caractéristique des roches filoniennes (sub-surface) où la roche est complètement cristallisée mais les cristaux ne sont visibles qu'au microscope
- **La texture microlitique** : texture caractéristique des roches volcaniques (exogènes) dont le refroidissement est rapide et la roche n'est pas entièrement cristallisée. On trouve quelques gros cristaux, des petits invisibles à l'œil nu (microlite) contenus dans un verre. Le verre correspond à la phase liquide d'un magma ayant solidifiée très rapidement.
- **La texture vitreuse (hyaline)** texture caractéristique des roches volcaniques. Pas de cristaux, la roche est entièrement constituée de verre.

III-2 Composition minéralogique

Cette classification combine la composition minéralogique et la texture (Fig. 26). Deux grands groupes se distinguent: les roches ignées **extrusives**, effusives ou volcaniques à texture phanéritique (texture à grain très fin trop petit pour être visible à l'œil nu) et les roches ignées **intrusives**, plutoniques à texture aphanitique (cristaux visibles à l'œil nu). En fonction de la composition minéralogique on distingue :

- **L'assemblage ultramafique** : représenté par **la péridotite**, roche composée de plus de 90% d'olivine, avec un peu de pyroxènes, c'est une roche peu abondante à la surface de la terre. La péridotite constitue principalement le manteau,
- **L'assemblage mafique** : représenté par des **basaltes** ou des **gabbros**, des roches qui sont riches en pyroxènes et en feldspaths plagioclases calciques, avec présence parfois de petite quantité d'olivine ou d'amphiboles,
- **L'assemblage intermédiaire** représenté par les **andésites** et les **diorites**. Roches composées d'amphiboles et de feldspaths (plagioclases) avec présence de quartz en faible quantité et de biotite,
- **L'assemblage felsique** représenté par les **rhyolites** et les **granites** dont la composition principale est le quartz, le feldspath potassique, le plagioclase et les micas (biotite et muscovite).

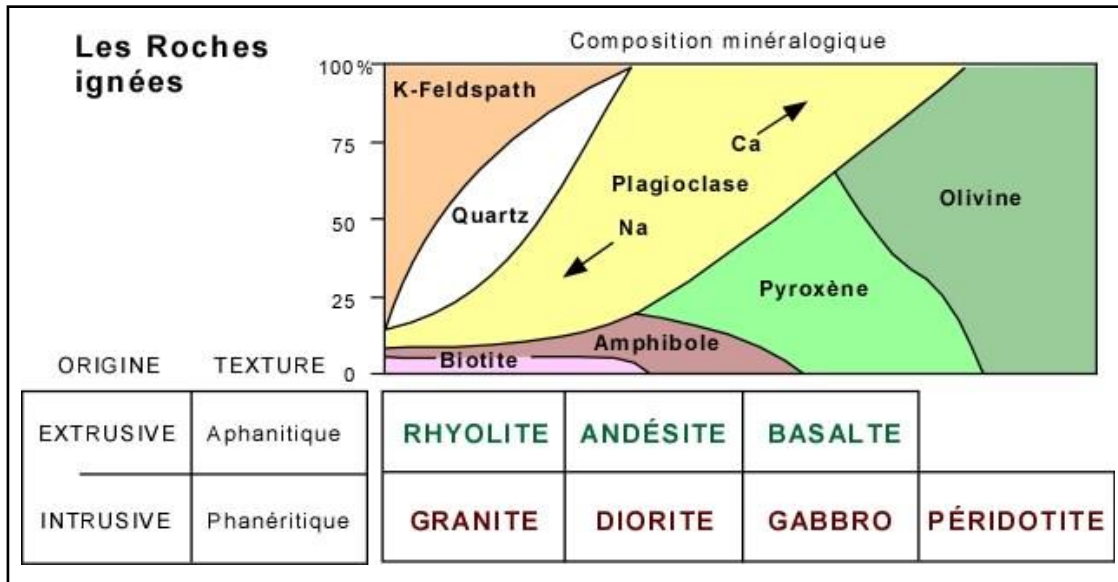


Fig. 26: Composition minéralogique des roches magmatiques

La différence entre basalte et gabbro, andésite et diorite, rhyolite et granite, se situe au niveau de la texture (c'est-à-dire de la taille et relations mutuelles entre les différents minéraux). La texture reflète le niveau (mode) de mise en place.

III-2-1 Classification simplifiée

Elle est basée sur les minéraux blancs (quartz, feldspath alcalin, plagioclase et feldspathoïde) présents dans la roche complétée par la présence des minéraux ferromagnésiens (micas, pyroxènes ; amphiboles et périclites ; Tab. V).

III-2-2 Classification internationale ou classification de Streckeisen (1974)

La classification de Streckeisen s'applique pour les roches contenant moins de 90 % de minéraux colorés (ferromagnésiens). Elle est basée sur les proportions de minéraux clairs présents dans la roche (Fig. 27)

- quartz, feldspaths alcalins et plagioclases pour les roches saturées et saturées en silice
- feldspathoïdes, feldspaths alcalins et plagioclases pour les roches déficitaires en silice ou sous-saturées.

Le pôle Q est le quartz, le pôle P pour les plagioclases, le pôle A pour les feldspaths alcalins et le pôle F pour les feldspathoïdes.

Tab. V classification simplifié des roches magmatiques

ROCHES MAGMATIQUES		Roches saturées		Roches sous-saturées	
		Avec quartz et feldspaths	Avec feldspaths, sans quartz	Avec feldspaths et feldspathoïdes	Avec feldspathoïdes seuls
Feldspaths alcalins seuls	Groupe leucocrate	GRANITES Rhyolites	SYENITES Trachytes	SYENITES NEPHELINIQUES Phonolites	IJOLITES (à néphéline) Néphélinites et MISSOURITES (à leucite) Leucitites
Feldspaths alcalins et plagioclases		GRANODIORITES Rhyodacites	MONZONITES Trachyandésites	ESSEXITES Téphrites	
Plagioclases seuls	Plagio An<50	DIORITES QUARTZIQUES Dacites	DIORITES Andésites	THERALITES Basanites	
	Plagio An>50	GABBROS QUARTZIQUES Basaltes tholéïtiques	GABBROS Basaltes		
		Groupe mélanocrate		AMPHIBOLOLITES, PYROXENOLITES, PERIDOTITES Picrites	

En majuscules : les roches à texture grenue

En minuscules : les roches à texture microlitique

Les minéraux ferromagnésiens sont généralement présents en faible proportion, souvent quelques dizaines de pour cent. La quantité de ces minéraux, qui sont généralement colorés, permet de déterminer l'Indice de Coloration (IC). En théorie, il est recommandé de ne pas utiliser cette classification lorsque l'IC dépasse 90%. Cependant, en pratique, cette classification devient moins pertinente pour des roches présentant un IC supérieur à 50-60%. Les deux triangles sont connectés par la ligne A-P (feldspaths alcalins - plagioclase). Le quartz (Q) et le feldspathoïde (F) occupent les deux sommets opposés : de ce fait, aucune roche ne peut présenter simultanément une association de quartz et de feldspathoïde.

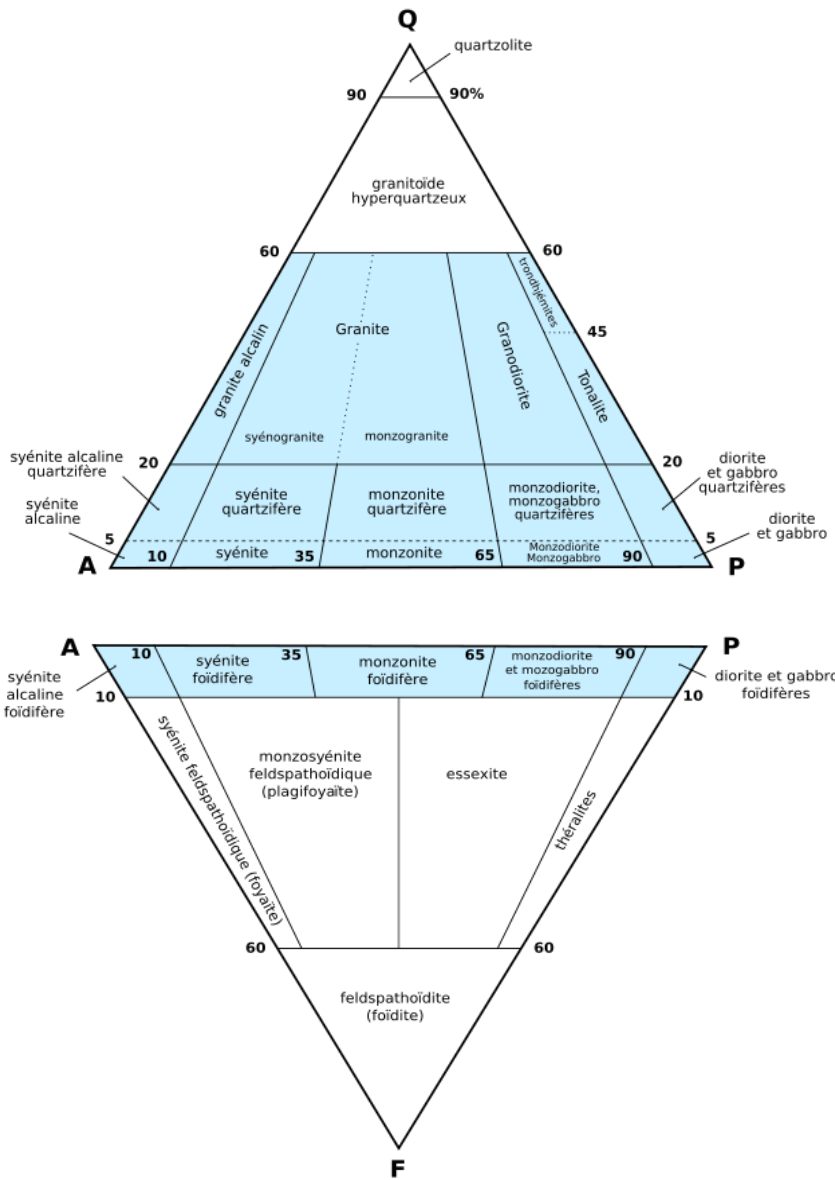


Fig. 27 : classification de Strekeisen pour les roches magmatiques

Pour les roches sans minéraux clairs ou en contenant moins de 10% (roches ultrabasiqes), la classification est basée sur les proportions d'olivine, orthopyroxène et clinopyroxène (Fig. 28)

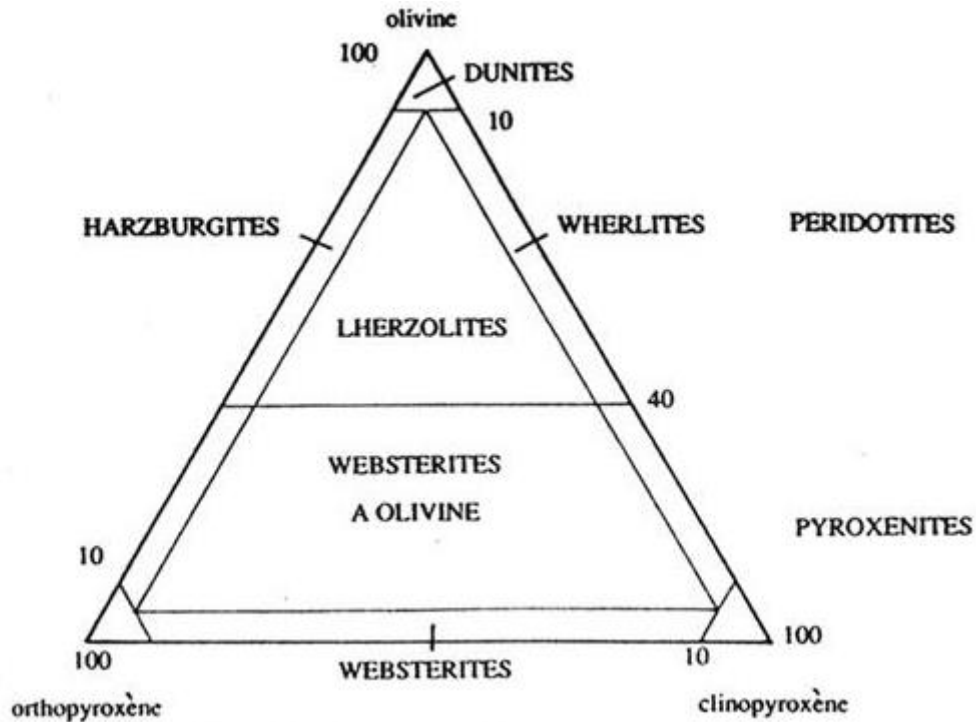


Fig. 28 : classification de Strekeisen pour les roches ultrabasiques

III-3 La classification chimique

La teneur en SiO_2 donne une idée du caractère « acide » ou « basique » d'une roche magmatique. Ainsi, il se distingue différents types de roches :

- une roche acide est saturée en silice avec $\text{SiO}_2 > 66 \text{ wt.}\%$ (weight of oxide),
- une roche intermédiaire contient entre $52 \text{ wt.}\% < \text{SiO}_2 < 66 \text{ wt.}\%$,
- une roche basiquee $45 \text{ wt.}\% < \text{SiO}_2 < 52 \text{ wt.}\%$, d'où l'absence de cristaux de quartz en général,
- une roche ultrabasique ou ultramafique $\text{SiO}_2 < 45 \text{ wt.}\%$ c'est une roche très riche en fer, magnésium et calcium. Le caractère alumineux ou alcalin d'une roche est mesuré par le rapport entre l'alumine (Al) et les alcalins majeurs (Na, K, Ca). À noter qu'il est possible de calculer une composition minéralogique fictive sur la base d'une analyse chimique, en utilisant un canevas du type **CIPW** (Normative Mineralogy Calculation). La proportion relative des minéraux ainsi estimée est la norme.

III-3-1 Classification des roches volcanique (Lebas et al. 1986)

Classification chimique des roches volcaniques basée sur le diagramme de la silice (SiO_2) en fonction de la somme des alcalins ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$).

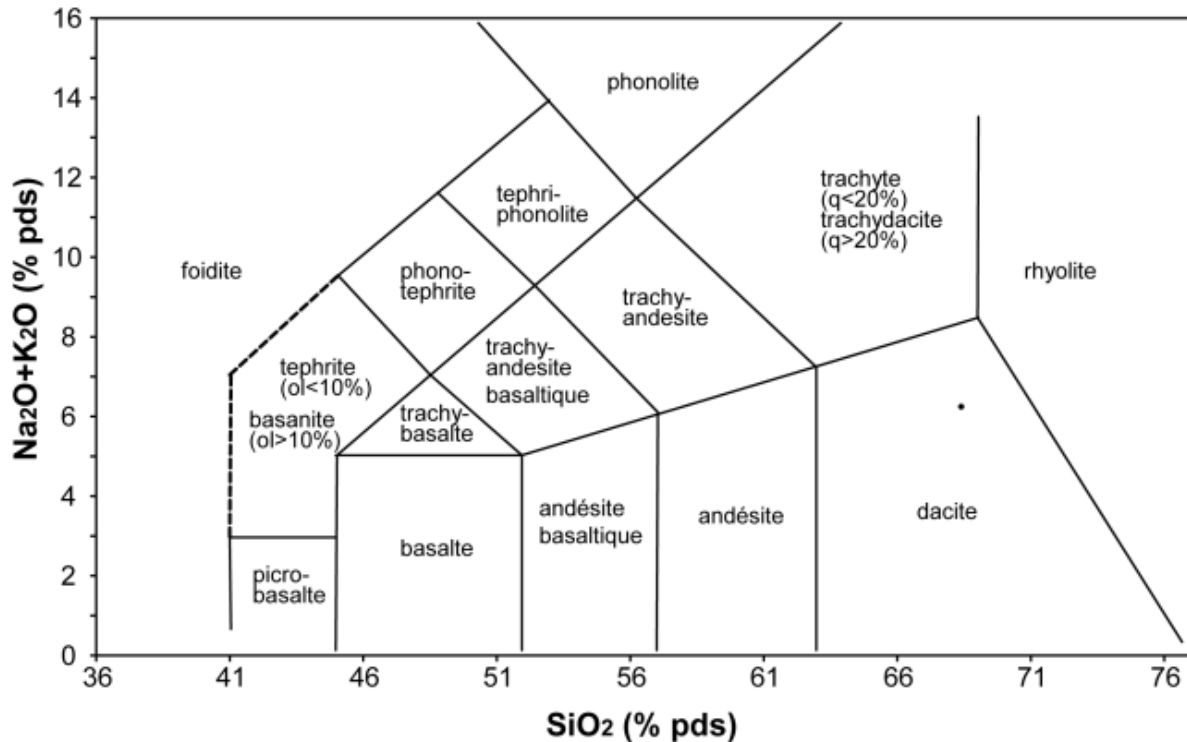


Fig. 29 : Classifications des roches volcaniques (Lebas et al., 1986)

III.4 Quelques exemples de roches ignées

- **Le basalte** est une roche volcanique (exogène), issu du refroidissement rapide du magma. C'est une roche de couleur sombre basique à texture microlitique (microlitique porphyrique) composée essentiellement de plagioclases, de pyroxènes et d'olivine. Le basalte constitue la majeure partie de la couche supérieure de la croûte océanique. Les régions sombres de la lune sont également formées de basalte. L'équivalent plutonique du basalte est le gabbro.

- **Le granite** est une magmatique plutonique (endogène), issu d'un refroidissement long à l'intérieur de la lithosphère caractérisé par une couleur claire (leucocrate) texture grenue, formé principalement de quartz, de feldspath potassique, de micas (biotite et muscovite) parfois amphibole (hornblende), magnétite, grenat, zircon et apatite. Le granite est un constituant essentiel de la croûte continentale. Son équivalent microlitique c'est la rhyolite.

- **L'andésite** est une roche magmatique volcanique de composition intermédiaire avec une texture microlitique porphyrique. Elle est formée principalement de plagioclase

intermédiaire de type oligoclase andésine, comme ferromagnésiens. Elle peut renfermer de manière occasionnelle de la biotite, de l'amphibole (hornblende) et du pyroxène. Son équivalent plutonique est **la diorite**.

Chapitre II

Les roches sédimentaires



https://fr.wikipedia.org/wiki/Roches_s%C3%A9dimentaires

Les roches sédimentaires

I Introduction

Les roches sédimentaires sont des roches exogènes c'est-à-dire formées à la surface de la Terre. Elles sont le résultat d'une sédimentation c'est-à-dire d'un dépôt de matériaux (de différentes origines) en milieu aqueux ou à la surface du globe. Elles sont très abondantes, couvrent pratiquement 75 % de la surface de la terre sous forme de couches recouvrant les roches métamorphiques et magmatiques.

Cinq processus conduisent à la formation des roches sédimentaires : l'altération, l'érosion, le transport, la sédimentation et la diagenèse (Fig. 29).

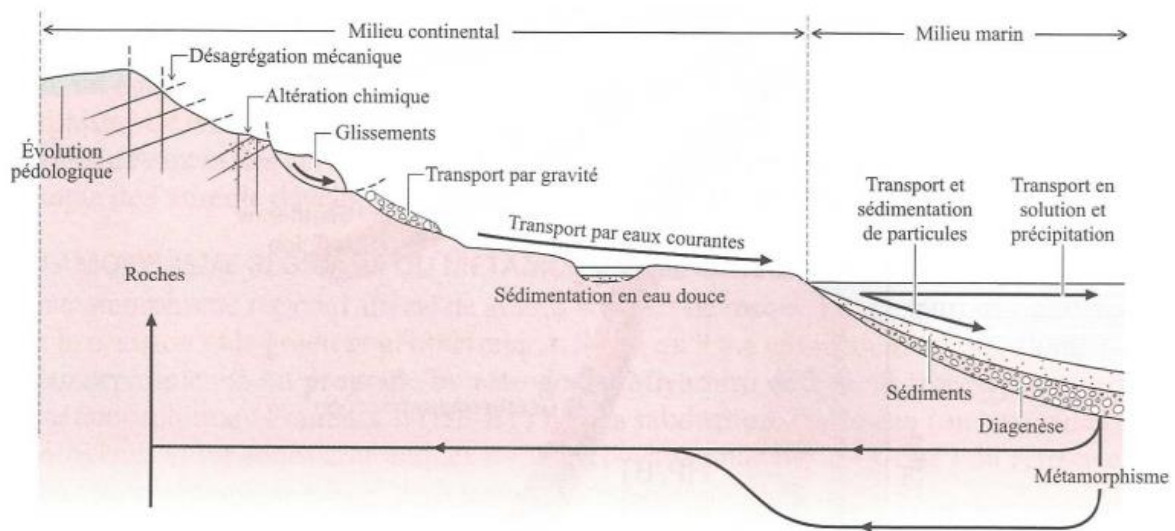


Fig. 29 : Vue d'ensemble du phénomène sédimentaire. D'après Emmanuel et al. (2007).

II- Les étapes de formation des roches sédimentaires

II-1 L'altération

C'est l'ensemble des processus physique, chimique et biologique qui aboutissent à la dégradation des roches en surface. L'altération modifie les propriétés physico-chimiques initiales et aboutit à la formation de produit d'altération.

II-1-1 l'altération physique (mécanique)

C'est la fragmentation de la roche mère en parties plus fines sans modifier les compositions minéralogiques et chimique initiales. Exemples :

- **Gélification ou cryoclastie:** alternance de dilatation et rétraction de l'eau porale sous l'effet de cycles gel/dégel
- **Thermoclastie:** alternance de dilatation et de rétraction des minéraux sous l'effet de variation de la température.
- **Abrasion:** frottement avec de l'eau, du vent de la glace ainsi qu'avec les particules qu'ils transportent.
- **Organismes végétaux :** impact des organismes vivants qui se développent sur la roche (racines).
- **Haloclastie:** effet de la pression générée par la cristallisation des sels dans la porosité. Elle se produit en bordure de mer où l'eau chargée de sels s'infiltré dans les fissures de la roche.
- **Prismation, décompression, impacts des gouttes de pluie, de la foudre, de météorite...**ect.

II-1-2 L'altération chimique

Elle consiste en une modification de la composition chimique et minéralogique de la roche mère initiale. Le principal agent de l'altération chimique est l'**eau météorique**.

Parmi les agents d'altération chimique, on distingue :

- **Hydrolyse.** Elle est due au pouvoir de dissociation de la molécule d'eau. La molécule d'eau (H_2O) peut se dissocier pour former des ions H^+ et OH^- . Ces ions peuvent ensuite se substituer à certains ions des minéraux comme le (K^+) dans les feldspaths (Fig. 30).

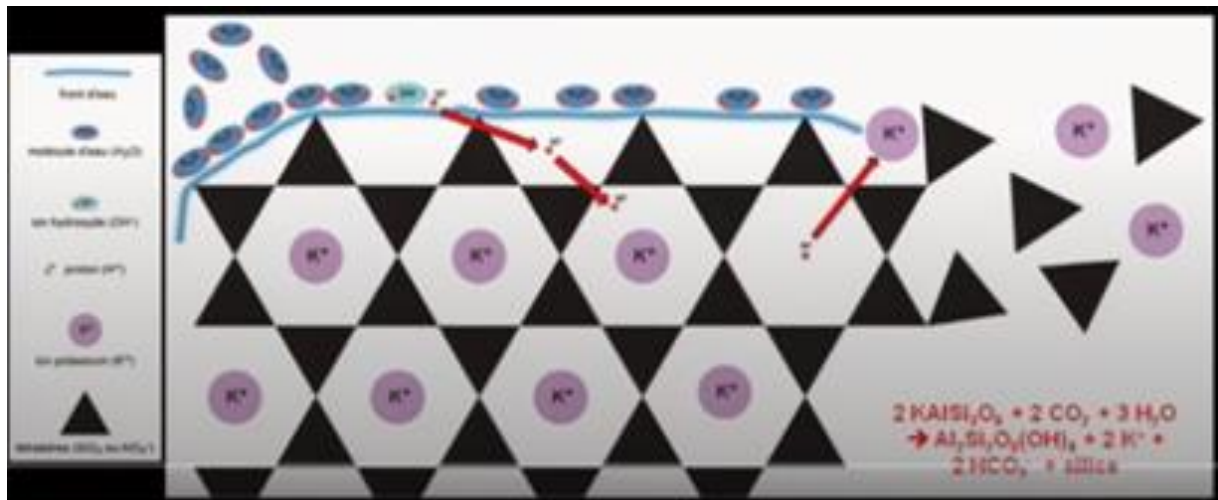


Fig. 30 : Hydrolyse du feldspath potassique

Les tétraèdres sont retenus par les ions de K^+ . A la surface de l'orthose des molécules d'eau vont se dissocier et former des protons H^+ qui ont la capacité de migrer dans les réseaux cristallins. Une fois à l'intérieur, ils vont prendre la place du K^+ , comme les protons sont de très petites tailles, ils ne peuvent pas maintenir en cohésion les tétraèdres, il va y

avoir un déchaussement des tétraèdres et le feldspath alcalin (l'orthose) va se transformer en un autre minéral comme la kaolinite.

➤ **Oxydation:** l'oxygène oxyde certain minéraux. Cas des sulfures (Fig. 31)

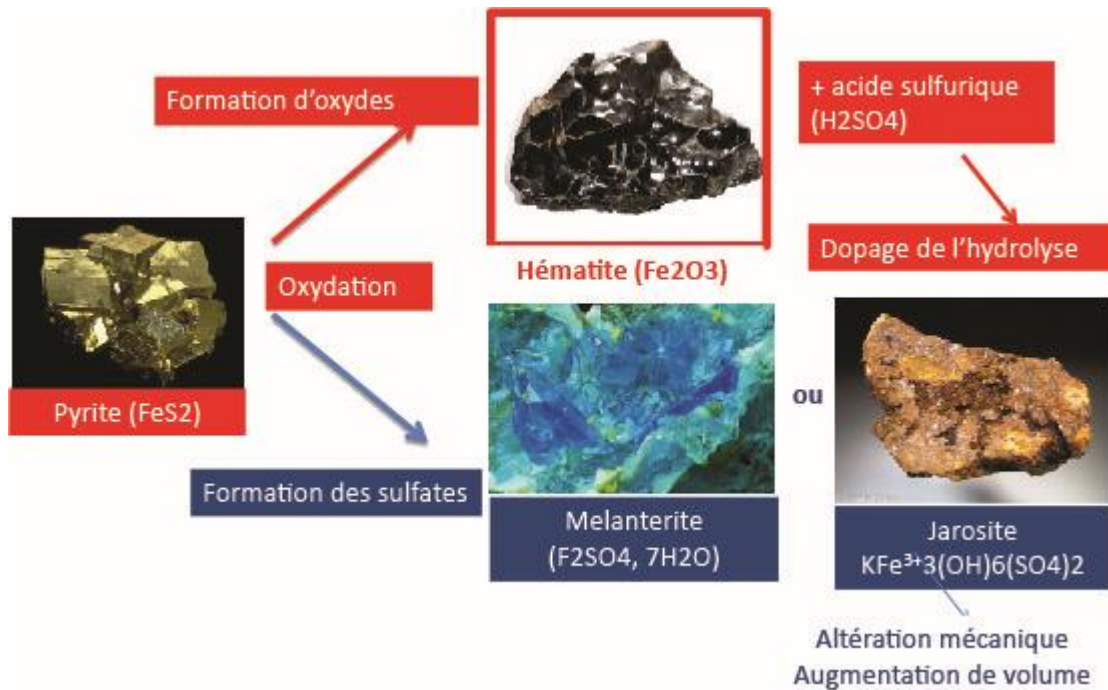


Fig. 31: Oxydation de la pyrite

➤ **L'activité biologique (bactéries, plantes, champignons):**

- Les organismes vivants vont se nourrir de sels minéraux dans les eaux de surface ce qui rend la saturation en ces éléments difficiles, le fait de ne pas atteindre la saturation en ces éléments, l'eau restera toujours agressive vis-à-vis de la roche.

- Les organismes vivants notamment les racines de plante peuvent également expulser des protons dans les eaux ce qui contribue à acidifier l'eau et à accélérer les phénomènes d'hydrolyses.

➤ **La température :** elle augmente le pouvoir de solvatation et de dissociation de l'eau ce qui va encore accélérer la dissolution par hydrolyse.

➤ **Acidité de l'eau (pH, H⁺) :** l'acidité de l'eau accélère le phénomène d'hydrolyse.

➤ **Potentiel rédox de l'eau (Eh):** capacité à oxyder ou réduire certains minéraux

Eh-: milieu oxydant; Eh + milieu réducteur

➤ **Teneur en dioxyde de carbone (CO₂):** Lorsque le CO₂ se dissout dans l'eau, il forme de l'acide carbonique (H₂CO₃), un acide faible qui se dissocie en ions bicarbonate (HCO₃⁻) et hydrogène (H⁺). Donc il va accélérer la dissolution des carbonates et l'hydrolyse des silicates.

- **Lessivage ou lixiviation:** évacuation continu des particules et des éléments solubles d'une roche par les eaux qui s'y infiltrent et s'y écoulent.

II-1-3 Les facteurs contrôlant l'altération

L'intensité de l'altération est contrôlée par:

- La nature de la roche mère (porosité, perméabilité, couleur,...)
- Le climat (température, humidité, saisonnalité, événements exceptionnels)
- Le relief (surface sujette à la météorisation, pente,..)

II-1-4 Les différents produits d'altération suivant leur mobilité

Il existe deux types de produits d'altération :

- **Produit d'altération solide :** Particules solides donc modes de transport variés,
- **Produit d'altération soluble:** Ions en solution donc transport uniquement par l'eau

II-2 L'érosion

L'érosion est la dénudation des roches mères par l'évacuation des produits d'altération de leur lieu de production.

II-2-1 Les mécanismes de l'érosion

Deux mécanismes principaux interviennent dans ce contexte

- Mise en solution des éléments solubles par les eaux de drainage,
- Arrachage des particules de leurs supports : les particules sont maintenues en place par les forces de la gravité et les frottements des particules entre elles. Le déplacement des particules se fait par les forces d'entraînement (l'eau, le vent, la glace).

Le diagramme de Hjulström (Fig. 29), clarifie le comportement des particules en fonction de leur taille et de la vitesse du courant. Il est basé sur des expériences en laboratoire afin de déterminer la vitesse minimale d'un courant nécessaire pour mobiliser des particules (vitesse critique de mise en mouvement). Plus la taille des particules est grande plus la force de la vitesse du courant doit être élevée, sauf pour les particules fines infra-millimétriques qui ont à une tendance inverse qui est dû au phénomène de floculation, les forces électrostatiques vont maintenir les particules; conséquence pour les particules les plus fines, la vitesse du courant doit être élevée comme pour les argiles

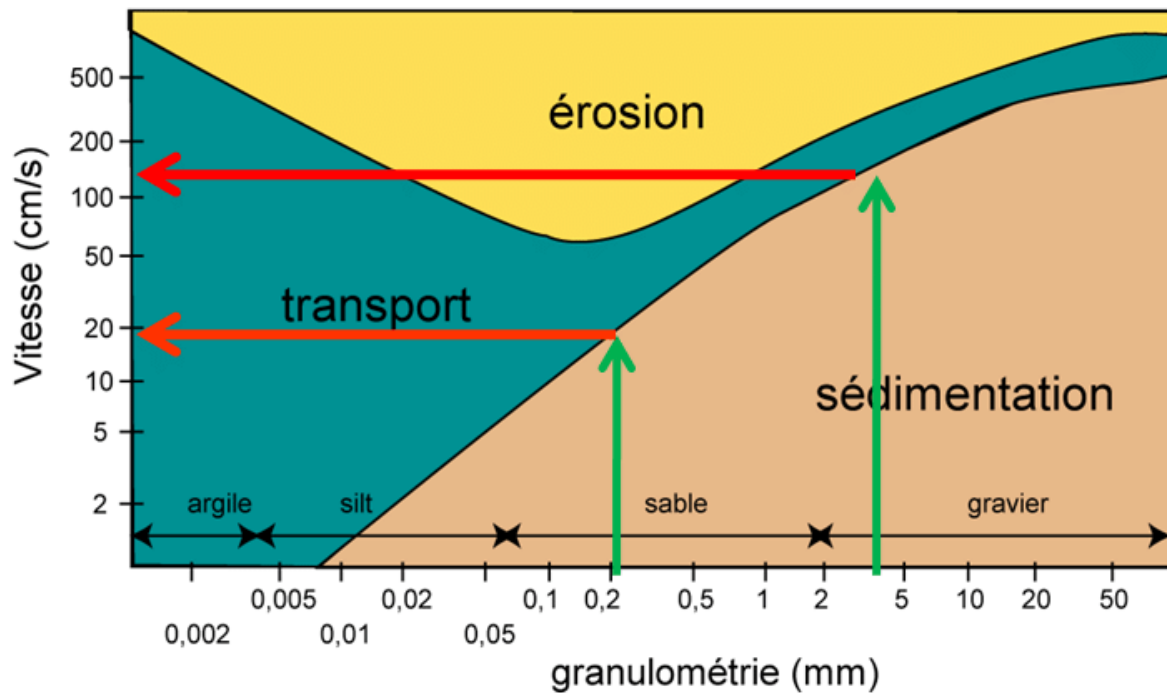


Fig.29 : Diagramme de Hjulström

II-3 Le transport

Le transport est le déplacement des produits d'altération (produits solides et dissous), de leur lieu d'érosion vers leur lieu de sédimentation. Parmi les matériaux transportés outre les produits d'altération, on retrouve des grains de pollen, des aérosols,...ect.

II-3-1 Les différents agents de transport

Le déplacement des produits résultant de l'érosion peut être réalisé par divers agents.

- **Gravité – transport gravitaires** : c'est la déstabilisation des produits d'altération (particules solides) en équilibre sur une pente sous l'effet de la gravité,
- **Glaces – transport glaciaire** : Il correspond au transport des produits d'altération (produits solides fins et grossiers) par les glaces,
- **Vent – transport éolien** : C'est le transport dans l'air des produits d'altération (produits solides fins) par le vent,
- **L'eau – transport hydrique** : Il se caractérise par le transport des produits d'altération (produits solides et dissous) par les eaux de surface.

II-3-2 Les modalités de transport

Le transport sédimentaire représente un processus complexe, caractérisé par des modalités variables en fonction du type de sédiment. Cette diversité de modalités inclut une gamme de mécanismes distincts, tels que la suspension dans l'eau, le déplacement par le vent, ou encore le glissement sur des pentes, chacun influençant la dynamique du transport de manière spécifique en fonction des propriétés et de la texture du sédiment.

- **Les différents modes de transport gravitaires :** Ils se produisent en milieux continentaux (montagnes) et marins (fronts de delta, talus continental). Le déplacement est soit rapide, de quelques secondes (exemple : les avalanches), soit très long durant des siècles (lents glissements). Différents types sont identifiés en fonction de : (i) nature du matériel transporté (grains fins, boue, gros bloc) ; (ii) présence et proportion d'un lubrifiant (eau, glace, matrice) et (iii) cohésion/non cohésion du matériel érodé,
- **Les différents modes de transport éolien :** Ils sont perceptibles dans les régions dénudées planes, où les produits d'altération sont fins. Le transport se fait par: suspension, roulement, charriage, saltation et collision (Fig. 30),

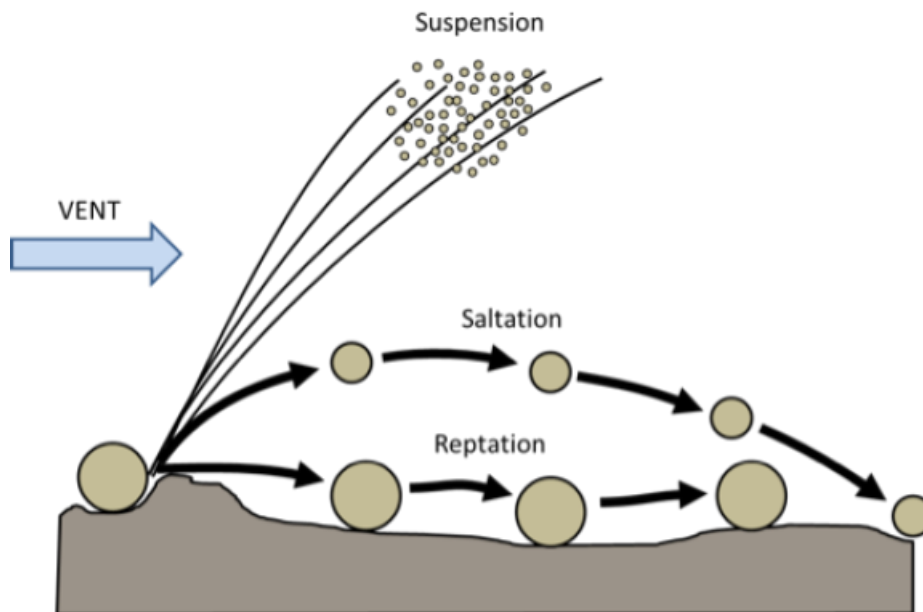


Fig. 30 : Différents modes de transport éolien https://pairform.imt-atlantique.fr/doc/17/138/441/web/co/4_2_2.html

- **Les différents modes de transport fluviatile et l'action du transport fluviatile sur les particules :** L'eau se déplace dans des chenaux, sous forme de cours d'eau (rivières,

fleuves) et la quantité et qualité du matériel transporté dépendent du relief et climat. Le transport par l'eau se fait par : suspension, roulement, charriage, saltation, collision et solution (Fig. 31),

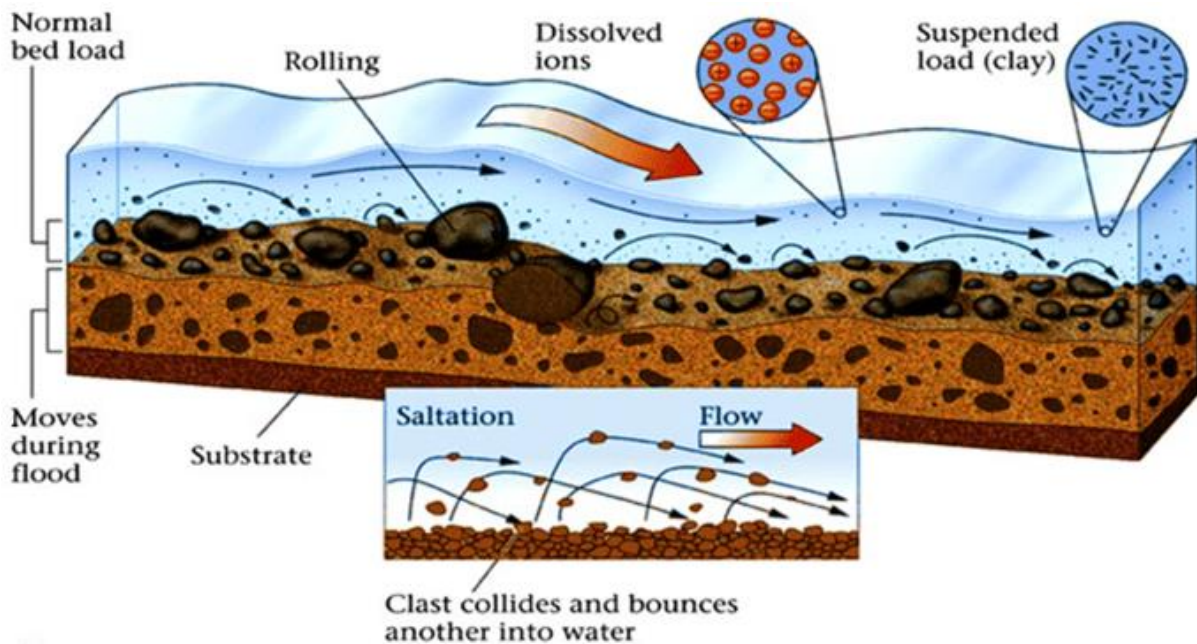


Fig. 32 : Les différents modes de transport fluvialite <https://fr.geologyscience.com/branches-de-la-geologie/sedimentologie/transport-et-ap-de-sediments/#gsc.tab=0>

- **Conséquence du transport sur les éléments:**

Le transport a plusieurs effets sur les particules sédimentaires, influençant leur taille, leur forme et leur distribution. Voici quelques-uns des principaux effets :

- **Granoclassement** : il y a une ségrégation des particules en fonction de leurs tailles de l'amont vers l'aval (Fig. 33),

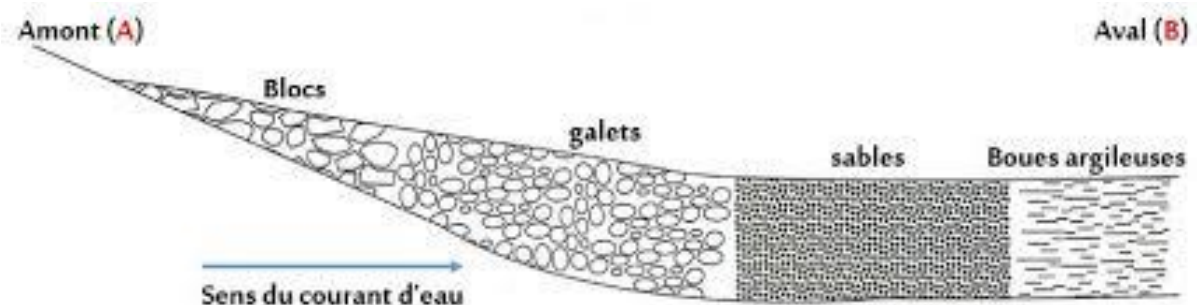


Fig. 33 : Granoclassement horizontale en milieu fluvialite

Le granoclasement horizontal est accompagné d'un granoclasement vertical (Fig. 34)

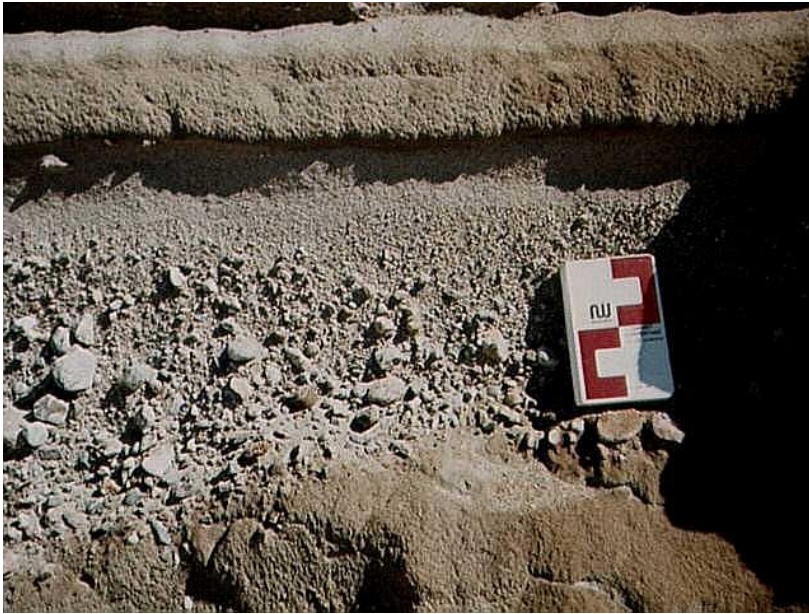


Fig. 34 : Granoclasement verticale <https://uol.de/f/5/inst/icbm/ag/mbgc/Steven/Cantley/cantley-f.htm>

- **Usure progressive des particules de l'amont vers l'aval :** Durant le transport l'altération mécanique se poursuit, chocs, usure, écrasement. La forme des grains dans la roche sédimentaire donne des informations sur le mode et la durée du transport (Fig. 35),

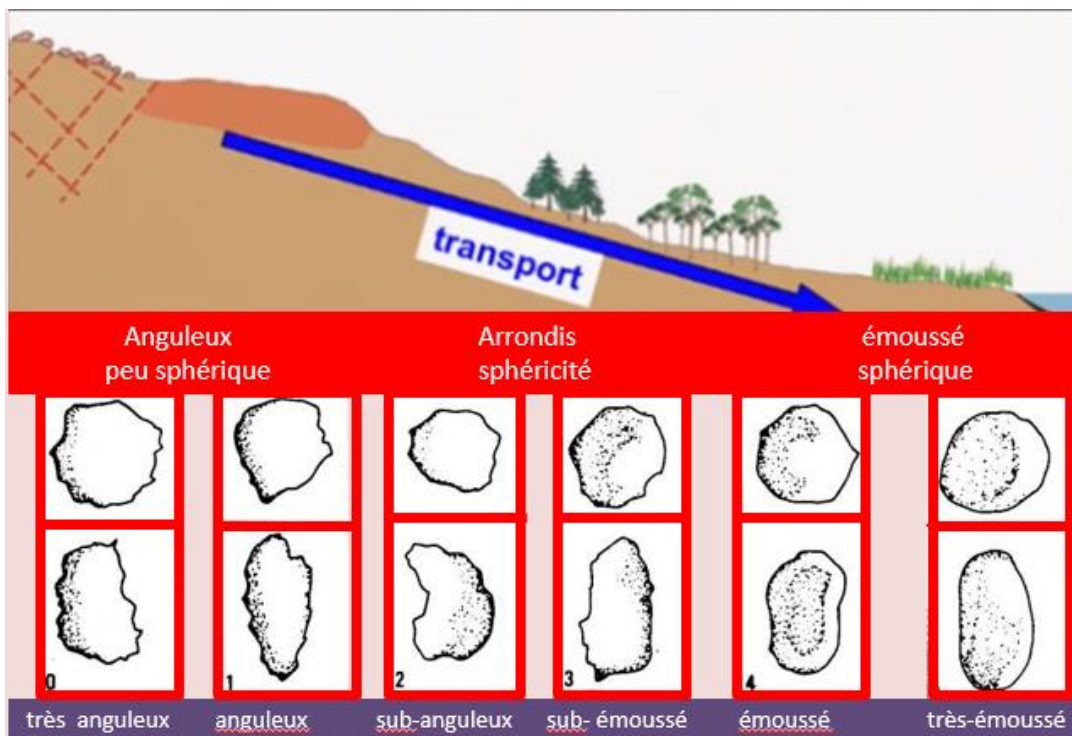


Fig. 35 : Usure progressive des particules de l'amont vers l'aval

- **Ségrégation minéralogique** : durant le transport par l'eau les minéraux résistants à l'altération sont les plus susceptibles d'arriver au bassin de sédimentation (Fig. 36),

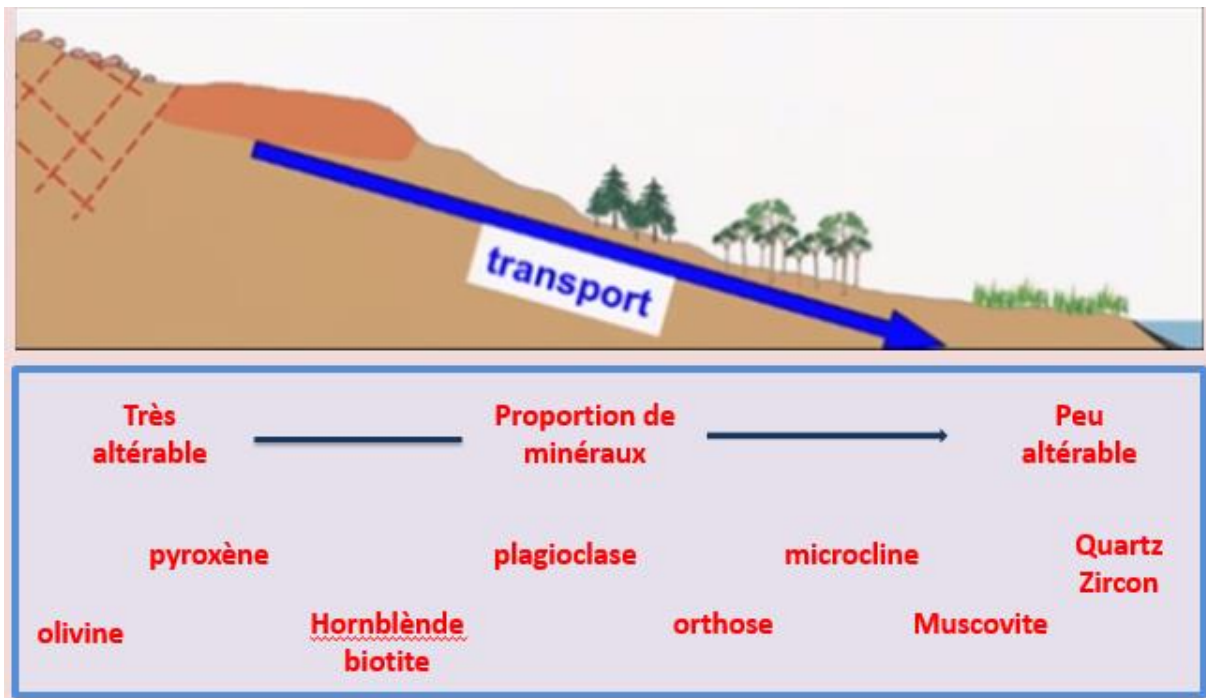


Fig. 36: Ségrégation des particules selon leur minéralogie de l'amont vers l'aval

- **Ségrégation chimique** : une ségrégation des éléments chimiques est observée de l'amont vers l'aval avec les éléments les moins mobiles comme l'aluminium vers l'amont et les plus mobiles comme le Na et le Cl vers l'aval (Fig. 37).

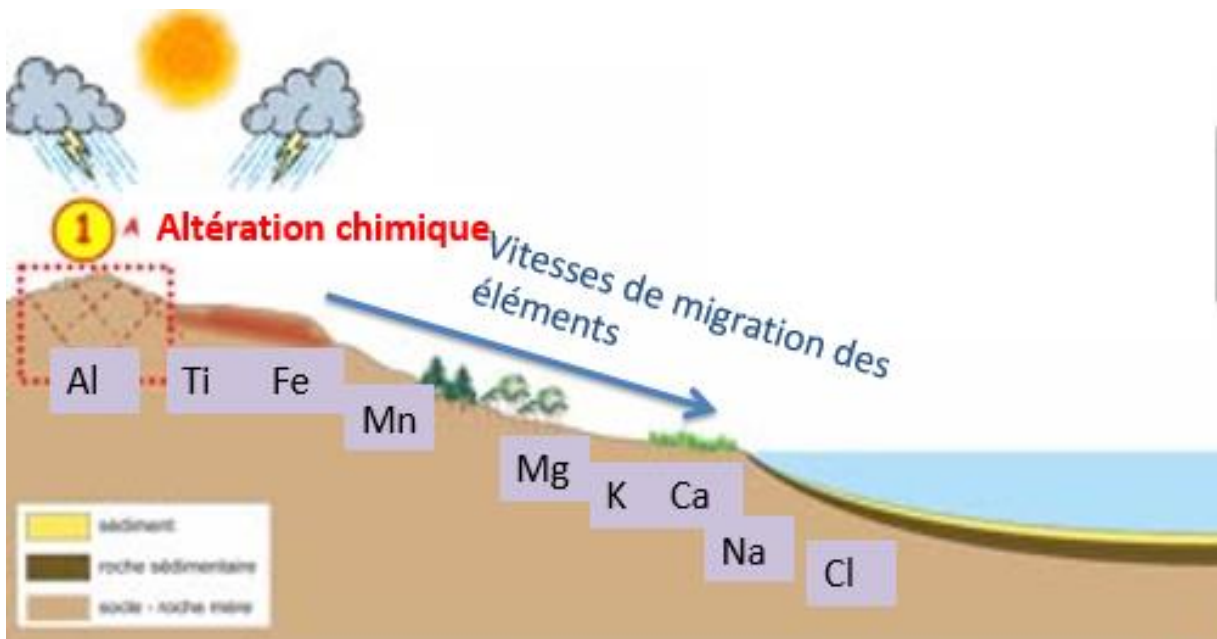


Fig. 37: Ségrégation des éléments chimiques de l'amont vers l'aval

II-3-3 Maturité texturale et minéralogique

La maturité texturale et minéralogique d'un sédiment se réfère à cératines caractéristiques texturales (taille, forme des particules) et minéralogiques (composition minérale) à la suite de processus d'altération, de transport et sédimentation.

➤ **Maturité Texturale** : La maturité texturale d'un sédiment est souvent associée à la taille, à la forme et le tri granulométrique des grains. Un sédiment mature texturalement présente des grains fins, arrondis et mieux triés, résultant souvent de processus d'abrasion et de transport long. À l'inverse, un sédiment immature contient des grains plus grossiers et moins arrondis, reflétant une altération moindre et un transport court.

➤ **Maturité Minéralogique** : La maturité minéralogique concerne la composition minérale du sédiment. Un sédiment minéralogiquement mature montre de fortes proportions de grains chimiquement stables et physiquement résistants (quartz notamment). Les minéraux altérables et fragiles disparaissent durant le transport. Un sédiment immature caractérisé par la présence de grains physico-chimiquement instables (feldspaths)

NB. Altérabilité des minéraux dépendant de l'ordre de cristallisation : les premiers minéraux formés sont les premiers à s'altérer (Fig. 37)

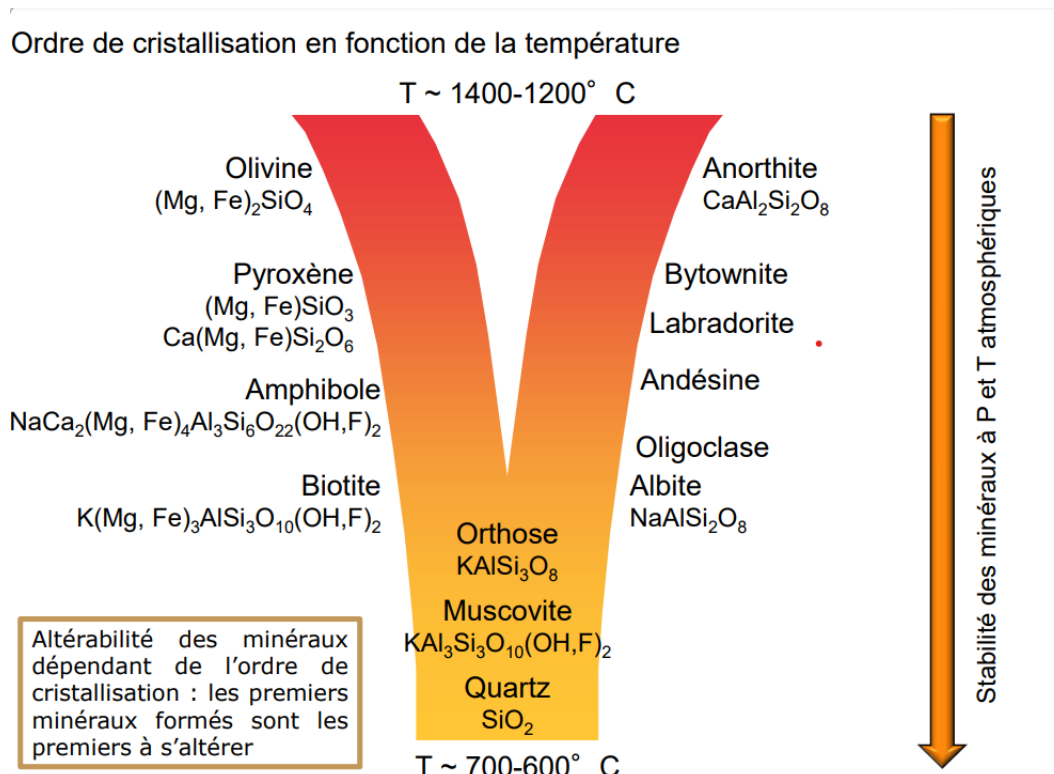


Fig. 37 : Relation entre la stabilité des minéraux et l'ordre de cristallisation

- **Cas d'un transport long :**

Un sédiment dont les particules ont subi un transport long est texturalement et minéralogiquement mature (Fig. 38).

- **Cas d'un transport court**

- Un sédiment dont les particules ont subi un transport court est texturalement et minéralogiquement immature (Fig. 38).

Transport court  **Transport long**

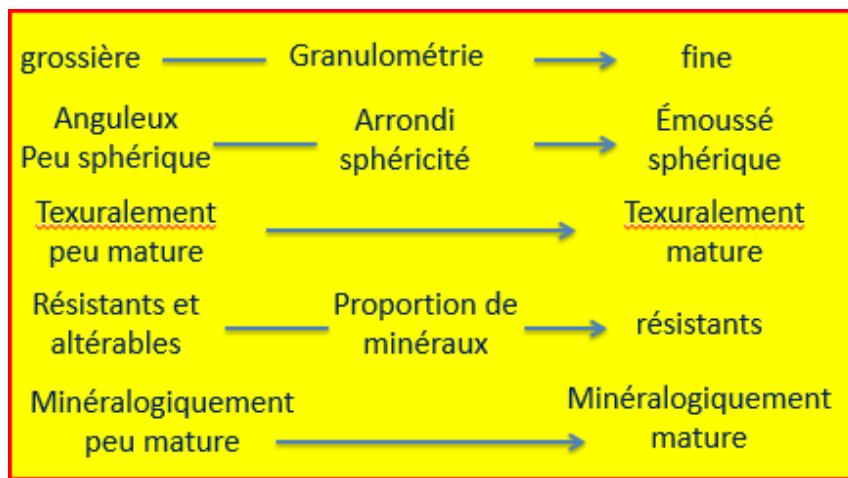


Fig. 38: Maturité texturale et minéralogique des sédiments

II-4 Sédimentation

La sédimentation est la mise en place des particules dans un milieu donné pour former un sédiment par dépôt ou par précipitation d'éléments en solution. Le dépôt se fait en couches appelées « strates ».

Un sédiment est formé par trois phases : une phase minérale, une phase liquide et une phase organique.

La phase minérale est formée de matériaux détritiques (produits d'érosion de la roche mère et des sols, débris biologiques).

La phase organique est constituée de matériaux produits in situ (précipitations minérales, éléments biologiques +/- entiers et de matière organique).

La sédimentation peut se faire en milieu continental, en milieu marin calme ou en milieu marin avec courants.

II-4-1 Sédimentation en milieu continental

Ce sont des dépôts qui sont mis en place sur les bordures des vallées et au niveau des ruptures de pente.

II-4-2 Sédimentation en milieu marin

II-4-2-1 Sédimentation en milieu calme : La décantation dépend de la taille des particules, de la densité des particules et de la forme des particules. Les grandes particules et les plus denses ont une vitesse de sédimentation rapide, les particules sous forme de paillettes ont une vitesse de sédimentation moins rapide (Fig. 39).

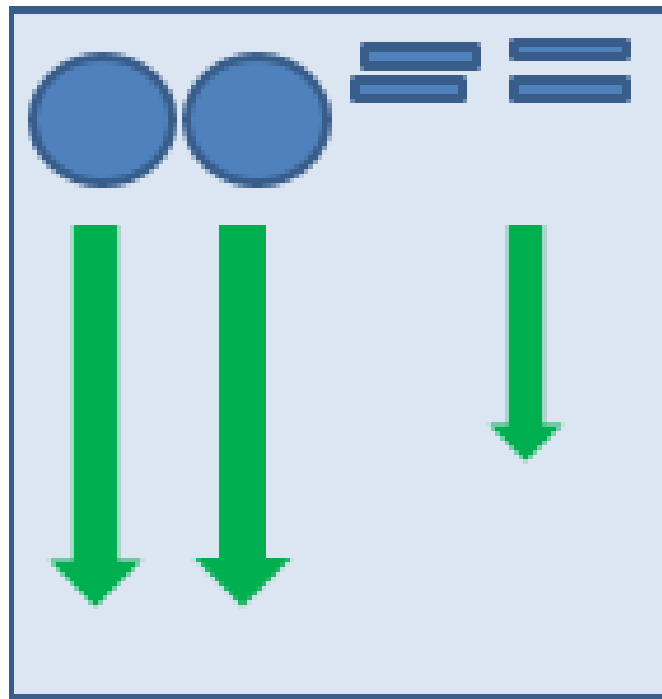
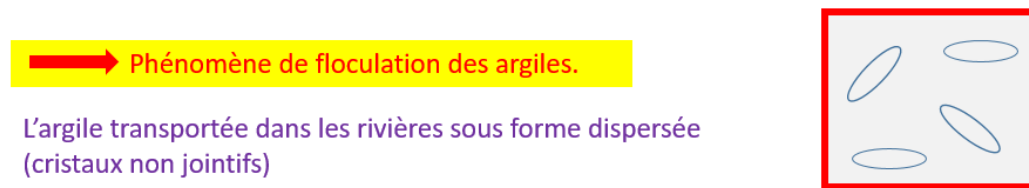
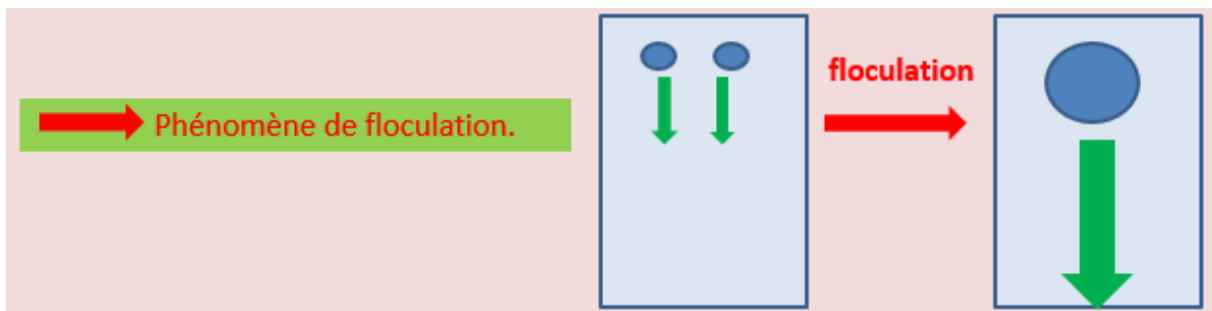


Fig. 39 : Sédimentation en milieu calme

Phénomène de floculation : le phénomène de floculation concerne les éléments fins qui normalement doivent rester plus longtemps en suspension, on voit leurs vitesses de sédimentation augmentée (Fig. 40)



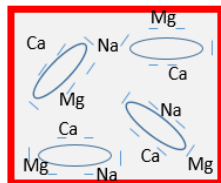
L'argile transportée dans les rivières sous forme dispersée (cristaux non jointifs)

L'argile arrive en milieu marin (eau riche en ions Ca^{++} , Na^+ , Mg^{++}) et passe sous forme floculée 'agrégats argileux).

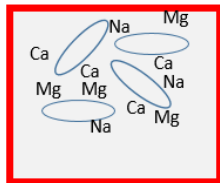
Les minéraux argileux sont chargés négativement à leur surface



Attraction de cation en surface (Ca^{++} , Na^+ , Mg^{++})



Formation de ponts cationiques entre les cristaux



Flocculation des argiles

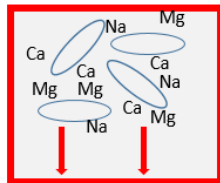


Fig. 40: Phénomène de flocculation des argiles cours de Yann Hautevelle <https://www.youtube.com/watch?v=ouCImK2JeXs>

II-4-2-2 La sédimentation en milieu aquatique avec courant : en présence de courant, on peut avoir une sédimentation comme c'est illustré dans le diagramme de Hjulström, (Fig. 39) ; plus les particules sont grandes et plus la sédimentation peut se faire en présence d'un courant de grande vitesse. (Fig. 29 ; page 73).

II-5 La diagenèse

La diagenèse est l'ensemble des transformations physiques et chimiques qui interviennent dans la transformation des sédiments en roches sédimentaires. Elle passe par plusieurs étapes (Fig. 41) :

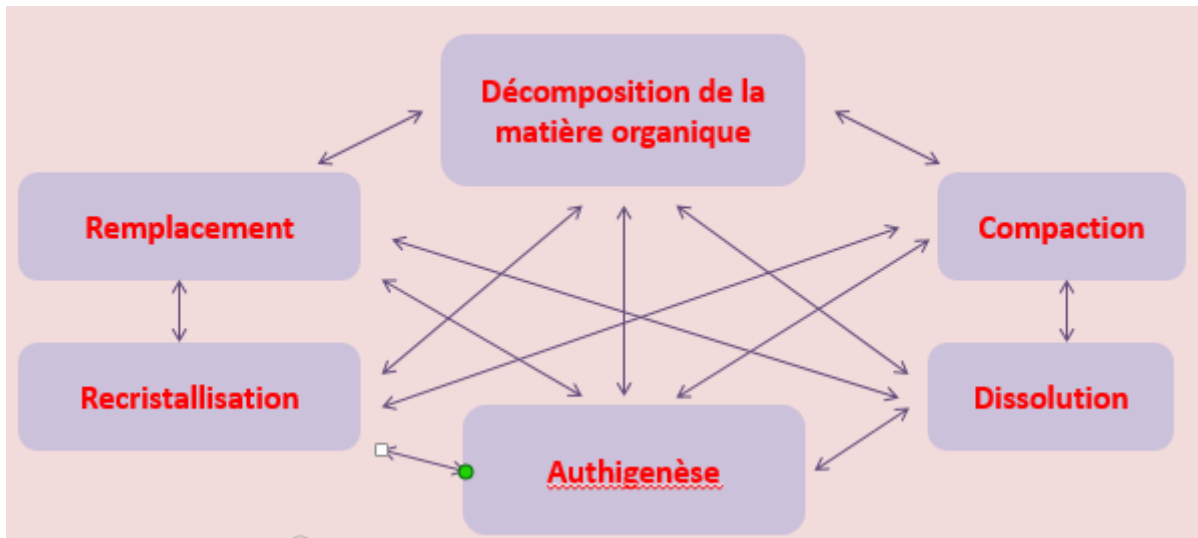


Fig. 41 : Les différentes étapes de la diagenèse

- **Décomposition de la matière organique :** la décomposition de la matière organique présente dans les sédiments se fait par oxydation et hydrolyses ou par biodégradation,
- **La compaction :** elle consiste en un tassement et une réorganisation des particules constitutives du sédiment (Fig. 42),

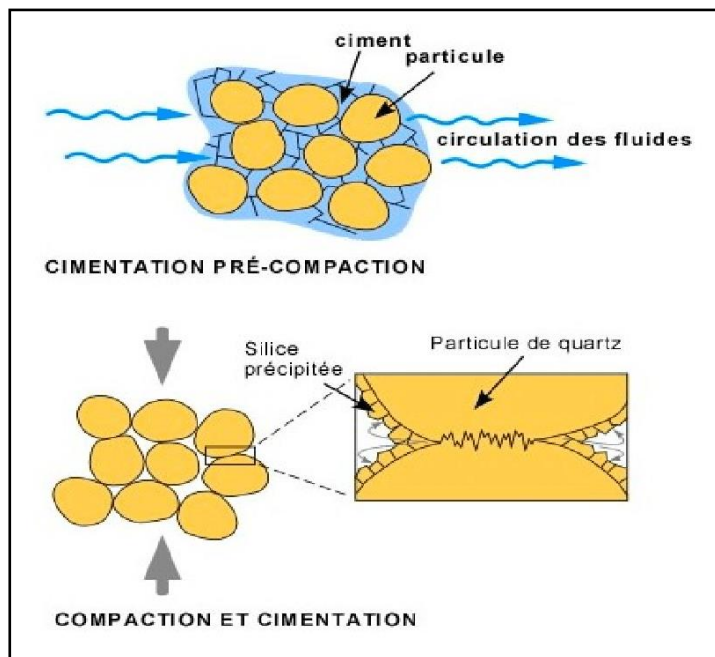


Fig. 42 : Compaction et cimentation

- **Dissolution :** la dissolution est la mise en solution partielle ou totale de certains cristaux / minéraux ou particules du sédiment suite au passage d'un fluide sous-saturé engendrant la formation d'une porosité secondaire (Fig. 43).

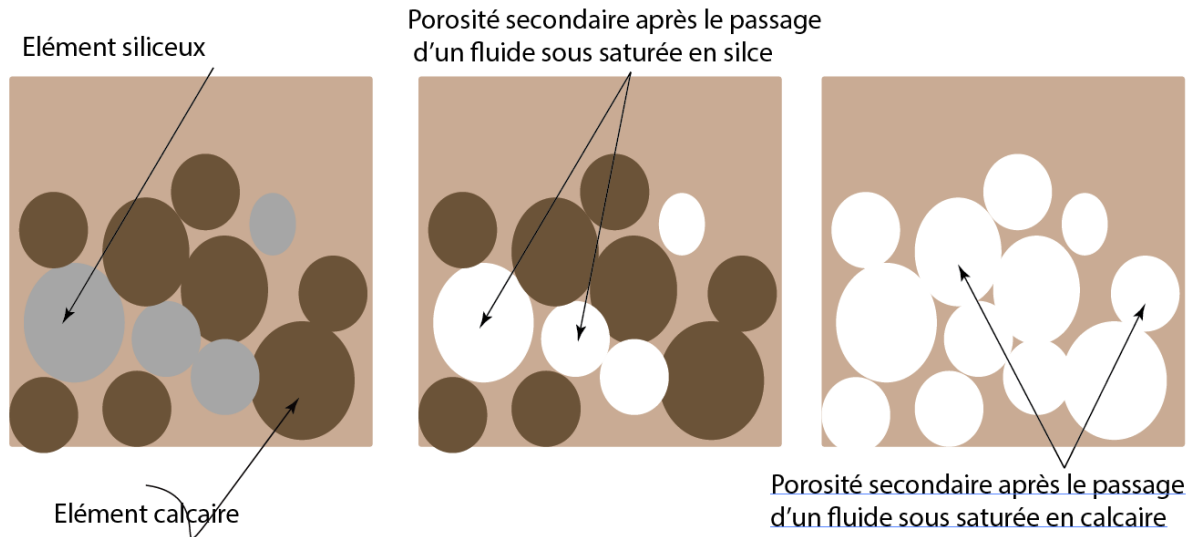


Fig. 43 : Dissolution des cristaux

La compaction peut provoquer de la dissolution partielle des particules ainsi, des sthyoliths peuvent être observés à l'échelle des particules ou d'affleurements. Les sthyoliths sont dus à la dissolution du matériel et ne provoque pas de porosité secondaire (Fig. 44).

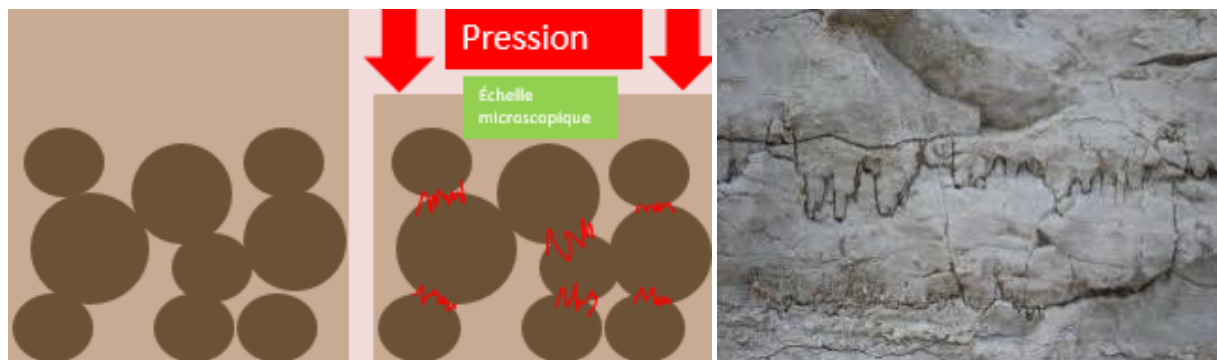


Fig. 44 : Compaction des sédiments.

➤ **Authigénèse :** Se fait suite au passage d'un fluide sursaturé en éléments comme (Mg, Ca, Si...ect.) et aboutit à l'induration du sédiment. Une précipitation minérale se produit dans la porosité du sédiment (Fig. 44). Les ciments sont très diversifiés.

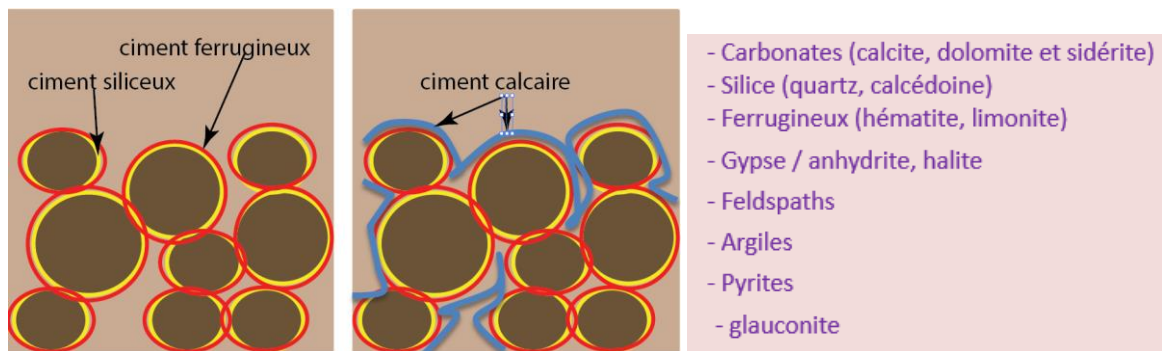


Fig. 44: Illustration du phénomène d'authigenèse

- **Recristallisation:** c'est un changement de la cristallinité d'une phase minérale pré-existante sans modifier la minéralogie.
- **Remplacement:** il est un changement de la minéralogie d'une phase minérale préexistante.

Exemple: dolomitisation des calcaires.

La dolomitisation est généralement le résultat d'un remplacement diagenétique qui survient principalement à des températures et des pressions relativement basses. Dans ce processus, les eaux souterraines, riches en magnésium, traversent le calcaire, entraînant la dissolution progressive du carbonate de calcium et la formation de dolomite par précipitation.

II-5-1 Facteurs contrôlant les phénomènes diagenétiques : l'intensité et la nature de ces transformations dépendent :

- Nature du sédiment initial
 - Composition chimique et minéralogique,
 - Granulométrie, porosité et perméabilité
- Paramètres diagenétiques
 - Chimie des fluides (eau),
 - Température, pression.

III Classification des roches sédimentaires

La classification des roches sédimentaires peut se faire selon plusieurs critères :

- L'origine des matériaux,
- Le milieu de sédimentation : roches continentales, lacustres, fluviales, marines,
- La composition chimique : roches siliceuses, carbonatées, ferrugineuses, phosphatées, salines et carbonées.

III-1 Classification d'après l'origine

On distingue trois lignées : (i) Lignée détritique, (ii) Lignée chimique et biochimique, lignée organique (Fig. 45).

III-1-1 La lignée détritique : Une roche détritique est une roche sédimentaire composée d'au moins 50 % de particules (issues de l'érosion de roches préexistantes ou d'organismes vivants). Ces particules peuvent être de nature et de taille variables : graviers, galets, blocs arrondis ou anguleux, sables, argiles, coquilles, etc. Si les débris sont issus de l'altération d'autres roches donc d'origine continentale, on parle de **roches détritiques terrigènes**. Par contre, si les débris sont formés à partir de l'accumulation des squelettes d'organismes vivants, on parle de **roches biodétritiques**. Elles sont généralement classées en fonction de la granulométrie de leurs constituants (conglomérats, grès, siltites, argilite)

III-1- 2 Lignée chimique et biochimique : Ce sont les matériaux de précipitation in situ dont la transformation résulte de processus chimiques provoqués ou non par l'activité d'organismes.

Dans la catégorie des dépôts chimiques, entrent les roches qui résultent d'une cristallisation progressive au sein d'une solution amenée à saturation par évaporation. Exemple : sel gemme, gypse qui se dépose au fond des lagunes. On retrouve également les roches sédimentaires organiques, telles que le pétrole.

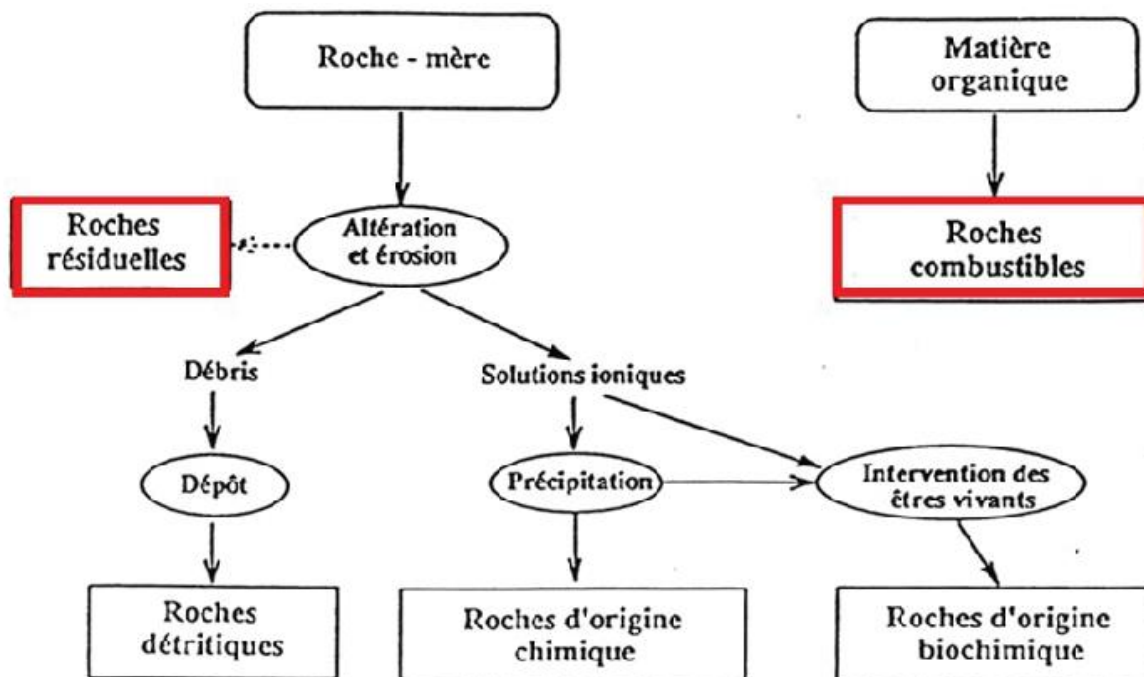


Fig. 45: Classification des roches génétiques sédimentaires <https://slideplayer.fr/slide/3035631/>

III-1- 3 Lignée organique

Les roches biogènes organiques résultent du processus de désintégration des êtres vivants après leur mort, englobant à la fois les débris végétaux et animaux. Ces matériaux organiques subissent des transformations complexes aboutissant à la formation de différentes roches

III-1-3 Nomenclature des sédiments et des roches sédimentaires

La nomenclature des sédiments et des roches sédimentaires se fait dans un premier temps en fonction de la granulométrie (taille des particules) puis complétée par la composition minéralogique.

➤ En fonction de la granulométrie : Chez les terrigènes et les allochimiques. Deux tailles sont importantes à retenir : 0,062 et 2 mm, on utilise donc la classification dimensionnelle (Wentworth, 1922 Tab VI; Udden, 1914 ; Grabau, 1904 Tab. VII). La granulométrie n'intervient pas dans le cas des orthochimiques puisqu'il s'agit de précipités chimiques et non de particules transportées.

➤ La classification est complétée par la composition minéralogique. La composition des particules des terrigènes se résume au quartz, feldspath, fragments de roches (morceaux d'anciennes roches qui ont été dégagés par l'érosion) et minéraux des argiles. Quant aux allochimiques, ce sont principalement des calcaires, ce qui est reflété par le suffixe CAL(Calcaire) dans le nom. Les particules des allochimiques sont formées en grande partie par les coquilles ou morceaux de coquilles des organismes (calcite ou aragonite). Chez les orthochimiques, le nom est essentiellement déterminé selon la composition chimique.

Exemple de classification des roches sédimentaires

III-1-3-1 Les roches détritiques

Selon la taille des éléments, on distingue du plus grossier au plus fin : les rudites (brèches et conglomérats), les arénites (grès), et les pelites (argilites).

- **Les rudites** : Ils sont constitués de débris de roches ou de minéraux, ayant un diamètre supérieur à 2 millimètres. Les rudites, ou conglomérats, présentent une grande variété en

Les Terrigènes

	Sédiment	Roche
2 mm	Gravier	CONGLOMÉRAT
0,062 mm	Sable	GRÈS grès à quartz = orthoquartzite grès à feldspath = arkose
	Boue	MUDSTONE (Shale)

Les Allochimiques (calcaires)

	Sédiment	Roche
2 mm	Gravier	CALCIRUDITE
0,062 mm	Sable	CALCARÉNITE
	Boue	CALCILUTITE

Les Orthochimiques

DOLOMIE: CaMg (CO ₃) ₂
SEL: NaCl
GYPSE: CaSO ₄ . H ₂ O
CHERT: SiO ₂

Fig. 46 : Nomenclatures des roches sédimentaires

fonction de la forme des galets et des éléments cimentés. Selon que ces galets soient anguleux ou plus ou moins arrondis, on distingue les brèches et les poudingues. **La brèche** se compose de galets anguleux à sub-anguleux liés par un ciment naturel tandis que **le poudingue** (Fig. 46a) est une roche constituée de galets plus ou moins arrondis liés par un ciment naturel. Ces galets ont été transportés sur une certaine distance, que ce soit par des rivières ou sur le littoral.

- **Les arénites** Les arénites sont des meubles ou consolidées, dont les éléments ont une granulométrie comprise entre 63 µm et 2 mm. On distingue : (i) **Les sables** : roches meubles formées de minéraux isolés et surtout de quartz. (ii) **Les grès** (Fig. 46b) : roches consolidées qui correspondent à des sables liés par un ciment naturel. En fonction de la nature de leurs grains détritiques et du type de leur ciment, nous obtenons des grès ferrugineux, des grès calcaires, des grès siliceux.....etc.

- **Les pélites** : elle englobe toutes les roches sédimentaires à grains fins < 63 µm, notamment les argiles et les marnes (mélange d'argile et de calcaire)

III-1-3-2 Les roches d'origine chimique et biochimique

On distingue :

- **Les roches carbonatées** elles se forment à la faveur des précipitations physico-chimiques ou biochimiques et représentent, environ 20 % de l'ensemble des sédiments. **Exemple :** Les tufs et les travertins calcaires, Les stalactites et stalagmites, Les calcaires oolithiques, Les calcaires à nummulites (Fig. 46c) etc.

- **Les roches siliceuses** c'est des roches d'origine organique ou chimique, non détritiques, le quartz n'est plus présent. À la place, on trouve de l'opale, voire éventuellement de la calcédoine, qui joue le rôle le plus important. **Exemple :** Le **silex** (constitué d'opale et de calcédoine teintée par de l'oxyde de fer) **Les diatomites** (composées de restes de diatomées, algues microscopiques).

- **Les roches ferrifères** elles sont très riches en fer, généralement des sédiments marins épicontinentaux et elles sont surtout abondantes à certaines époques notamment au précambrien.

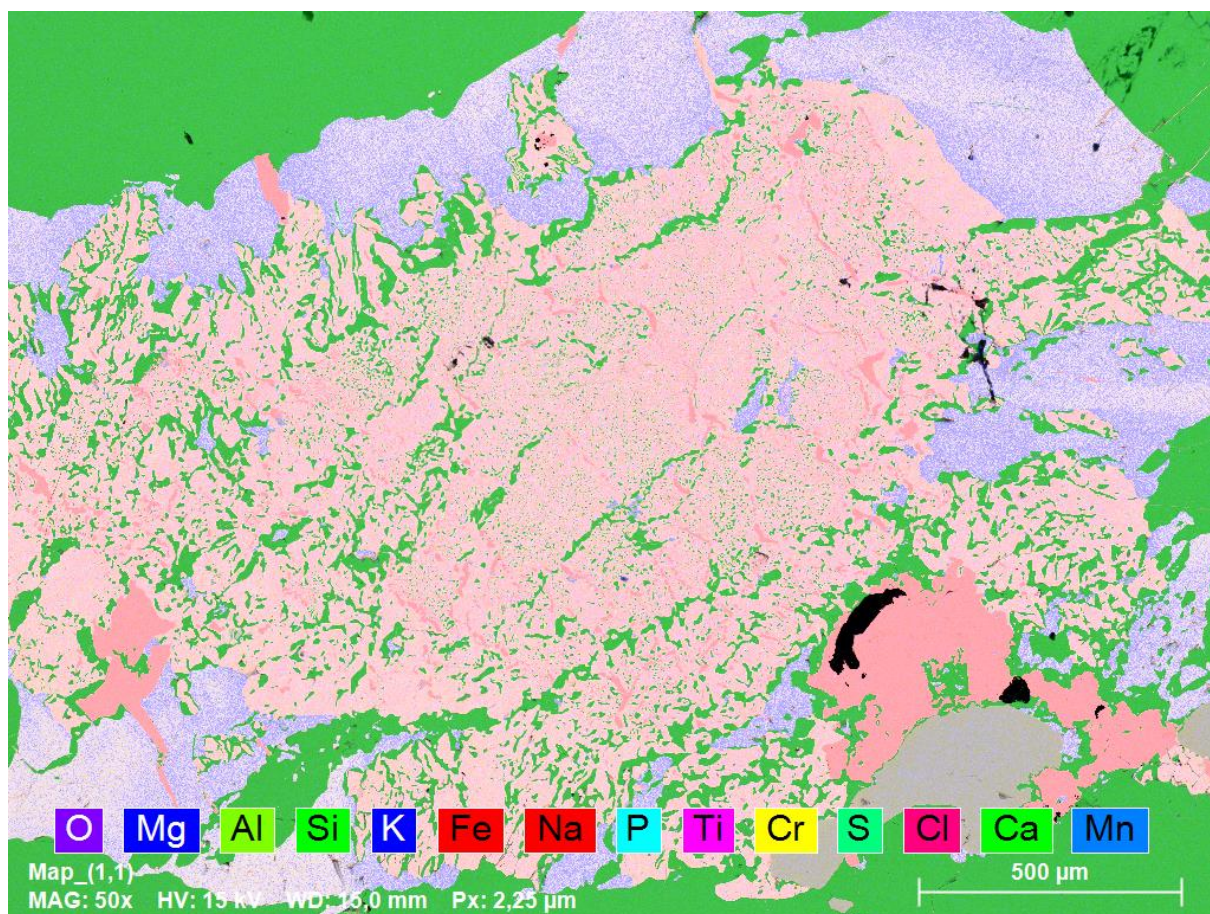
III-1-3-3 Les roches à biogènes organiques issues de la désintégration des êtres vivants après leur mort (végétaux et animaux). **Exemple :** La houille, Le pétrole, le charbon (Fig. 46d), Les roches phosphatées.... etc.



Fig. 46 : (a) Poudingue <https://www.maxicours.com/se/cours/la-diversite-des-roches-sedimentaires-detritiques/> ; (b) grès <https://fr.geologyscience.com/roches/gr%C3%A8s/> ; (c) calcaire à nummulite <http://www.defiphoto.com/photos/Calcaire-a-Nummulites-perforatus-8499.html> ; (d) charbon <https://www.sirenergies.com/article/histoire-du-charbon/>

Chapitre III

Les roches métamorphiques



Les roches métamorphiques

I Introduction

Les roches métamorphiques sont le résultat de la transformation de roches (ignées ou sédimentaires) sous l'effet de température T et/ou de pressions P élevées. Ainsi le métamorphisme se définit comme étant l'ensemble des transformations minéralogiques, structurales et chimiques, qui s'effectue à l'état solide, sous l'effet de variations des conditions physico-chimiques (pression, température).

Une roche métamorphique se forme à l'état solide à partir d'une autre roche, magmatique, sédimentaire ou métamorphique (roche originelle = protolithe)

- origine magmatique → roche orthodérivée
- origine sédimentaire → roche paradérivée
- origine métamorphiques → roches poly-métamorphiques

Ainsi une roche métamorphique est le résultat de transformations minéralogiques, structurales et rarement chimiques d'une roche pré-existante (ou protolithe ; Fig. 47), suite aux perturbations des conditions de stabilité des minéraux originels.

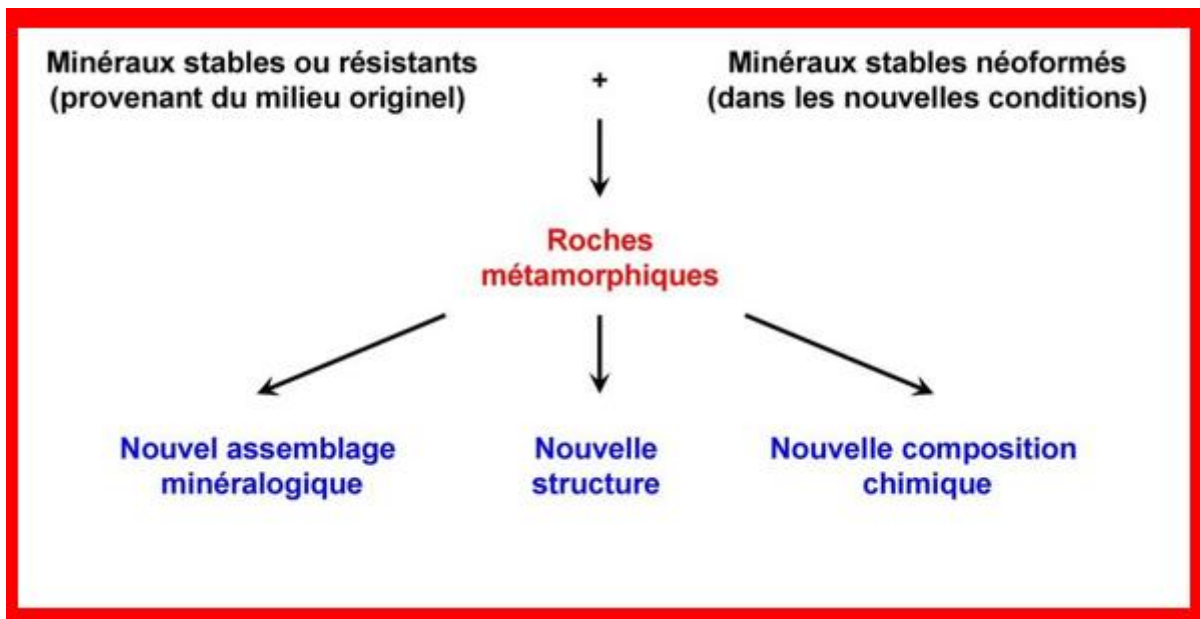


Fig. 47 : les transformations observées dans une roche métamorphique

II Les facteurs du métamorphisme

Il existe quatre facteurs principaux : la température, la pression, le temps et la composition chimique.

II-1 La température

La température est le principal facteur du métamorphisme, les perturbations des flux thermiques peuvent avoir plusieurs origines. En effet, nous avons l'origine :

- **Tectonique** : provoquée par la friction entre deux plaques,
- **Hydrothermale** : causée par une circulation de fluide,
- **Magmatique** : engendrée par la mise en place d'un corps magmatique

Le gradient thermique c'est l'augmentation de la température en fonction de la profondeur (Fig. 48).

- un gradient normal est de $30\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{Km}$ de profondeur (croûte continentale),
- un gradient élevé est de $50\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{Km}$ (zone tectonique active),
- un gradient faible est de $6\text{ }^{\circ}\text{C} / \text{Km}$ (anciens boucliers continentaux)

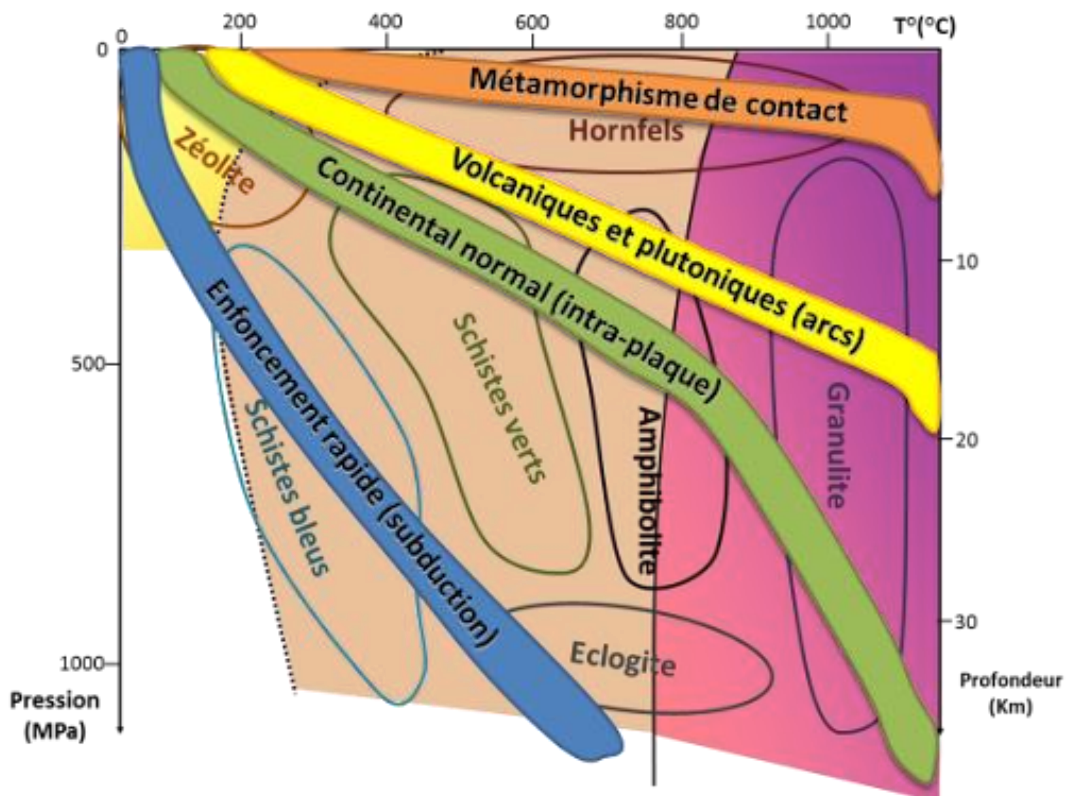


Fig. 48 : Différents gradient thermiques

II-2 La pression

Il existe trois types de pression

- **La pression lithostatique (PL)**, cette pression est exercée sur une roche par les roches qui l'entourent, elle dépend de la densité des roches et de la profondeur à laquelle elle s'exerce, elle est isotrope car elle est homogène dans toutes les directions de l'espace donc elle n'engendre pas de déformation,

- **Les contraintes tectoniques (CT)**, cette contrainte est pratiquée sur la roche par l'action des forces tectoniques, liée au chevauchement et aux processus orogéniques. Elle est dite anisotrope, car elle n'est pas homogène dans toutes les directions de l'espace, elle est orientée, ainsi elle engendre des déformations et l'apparition de nouvelles structures à différentes échelles,

- **La pression des fluides (PF)**, cette pression est déployée au sein des pores des roches par les fluides. Elle dépend de la présence des fluides, H₂O et CO₂, présents dans les interstices et libérés lors des réactions chimiques de déshydratation ou décarbonatation, elle favorise la circulation des fluides et les échanges de la matière.

L'action combinée de ces trois pressions engendre les transformations :

PF + PL → Transformations minéralogiques et chimiques,

PL → Transformations minéralogiques,

CT + PL → Transformations minéralogiques et structurales

II-3 La composition chimique

Pendant le métamorphisme, la composition chimique peut rester inchangée à l'exception des teneurs en H₂O et CO₂ comme elle peut être sensiblement modifiée par rapport aux éléments chimiques Si, Al, Ca, Mg, Na, K,...ect. Nous avons :

- **Les transformations isochimiques - système fermé** : la composition chimique globale de la roche n'est pas modifiée, la roche subit uniquement des transformations minéralogiques et structurales, dans ce cas le protholite et facilement retrouvé,

- **Les transformations allochimiques ou métasomatiques - système ouvert** : La composition globale de la roche est sensiblement modifiée, la roche subit des transformations minéralogiques, structurales et chimiques.

II-4 Le temps

Le facteur temps est très important, il faut que les conditions physico-chimiques changent durablement dans le temps pour que les transformations minéralogiques et structurales aient lieu.

Note : Lorsque la pression et la température augmentent → le métamorphisme est prograde

Lorsque la pression et la température baissent → le métamorphisme est rétrograde

III Les différents types de métamorphisme

On distinguera plusieurs types de métamorphisme : métamorphisme de contact, de choc ou d'impact, métamorphisme régional ou général et le métamorphisme hydrothermal (Fig. 49)

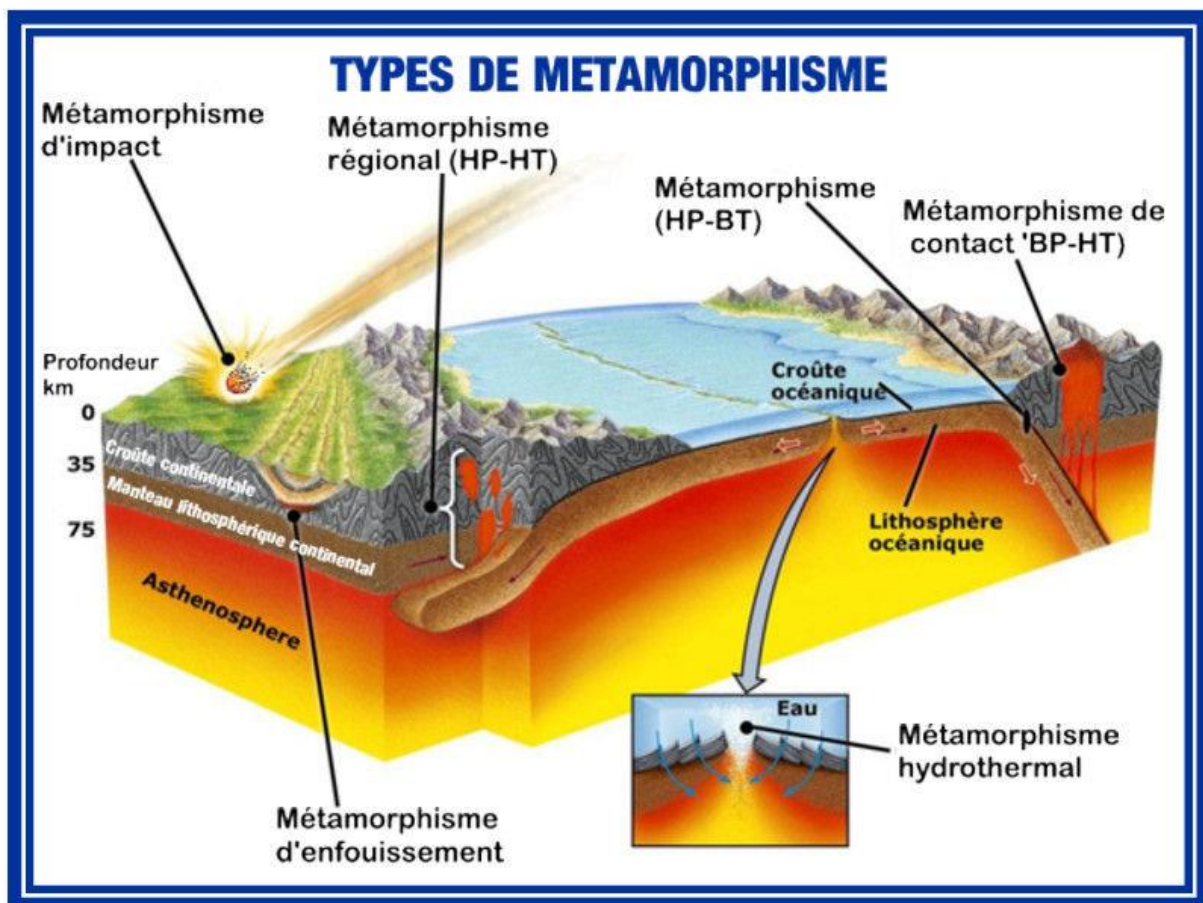


Fig. 49 : Différents types de métamorphisme

Dans ce qui suit, nous nous intéresserons principalement aux deux grands types de métamorphismes : le métamorphisme de contact, et métamorphisme régional ou général.

III.-1 Le métamorphisme de contact (thermique)

Il se manifeste au contact d'intrusions magmatiques (Fig. 50).

- Les transformations liées aux intrusions magmatiques sont limitées dans l'espace (quelques mètres à quelques kilomètres),
- L'absence d'orientation des minéraux est observée dans la roche en raison de l'absence de contraintes orientées,
- La transformation minéralogique est importante,
- La transformation chimique très probable.

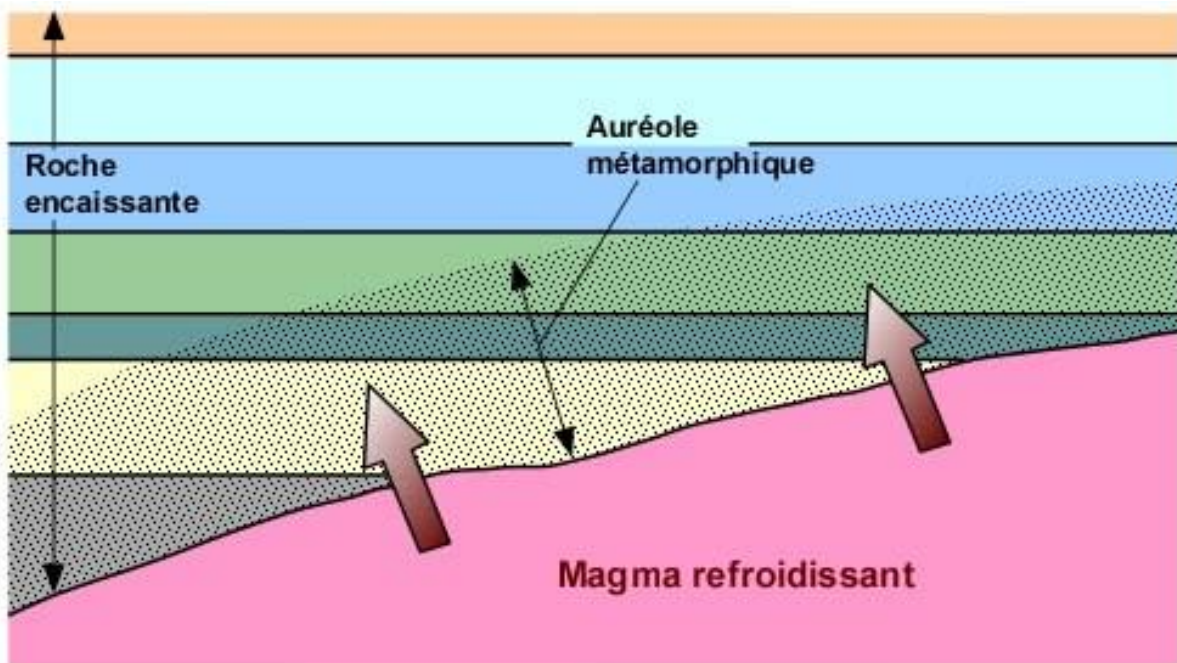


Fig. 50 : Le métamorphisme de contact

La nature des transformations et leurs intensités dépendent de :

- La nature du pluton,
- La distance par rapport au pluton,
- La nature des roches originelles

III-2 Le métamorphisme général, régional (dynamo-thermique)

Il est caractérisé par des températures élevées et de fortes pressions. Il se développe sur de grandes étendues, contrairement au métamorphisme de contact.

Le métamorphisme régional est liées à :

- l'enfouissement par subsidence,
- l'empilement d'unités tectoniques,
- La subduction de la croûte océanique,
- La collision continent-continent

Les transformations liées au métamorphisme régional sont de trois types : (i) transformations structurales (déformation), (ii) transformation minéralogiques et (iii) les transformations chimiques sont possibles mais limitées.

III-2-1 Transformations structurales: Elle est matérialisée par présence de schistosité et/ou foliation (Fig. 51) :

- La schistosité se développe à peu près perpendiculairement à la direction de compression et elle accompagne l'aplatissement de la roche,
- La foliation se manifeste par une alternance de lits clairs (quartz, feldspaths) et de lits sombres (micas, amphiboles). Comme pour la schistosité, la foliation se développe perpendiculairement à la direction de la pression.



SCHISTOSITÉ



FOLIATION

Fig. 51 : La déformation (schistosité et foliation)

III-2-2 Transformations minéralogiques Le métamorphisme régional est caractérisé par l'apparition des minéraux du métamorphisme suite aux rections métamorphiques

III-2-2-1 Les minéraux du métamorphisme : le tableau suivant (Tab. VI) résume les différents minéraux caractéristiques du métamorphisme.

Tab. VI : tableau résumant les minéraux caractéristiques des roches magmatiques et des roches métamorphiques

Les minéraux des roches magmatiques	Les minéraux des roches métamorphiques
<ul style="list-style-type: none"> - Le quartz - Le feldspath alcalin - Le plagioclase - Les micas (biotite, muscovite) 	<ul style="list-style-type: none"> - Les phyllosilicates (chlorite, phengite) - Les silicates Fe-Mg (staurotide, grenat, cordièrite, chloritoïde... ect.) - Les silicates d'alumine pure (sillimanite, andalousite, disthène)

Parmi les minéraux les plus importants du métamorphisme, on distingue :

- **Les silicates d'alumine (SiAl_2O_5)**, il existe trois polymorphes : la sillimanite, l'andalousite et le disthène (Kyanite), Chacun des trois polymorphes possède son propre domaine de stabilité dans le diagramme P-T (pression-température ; Fig. 52) et ne se développe que sous les conditions P-T correspondantes,

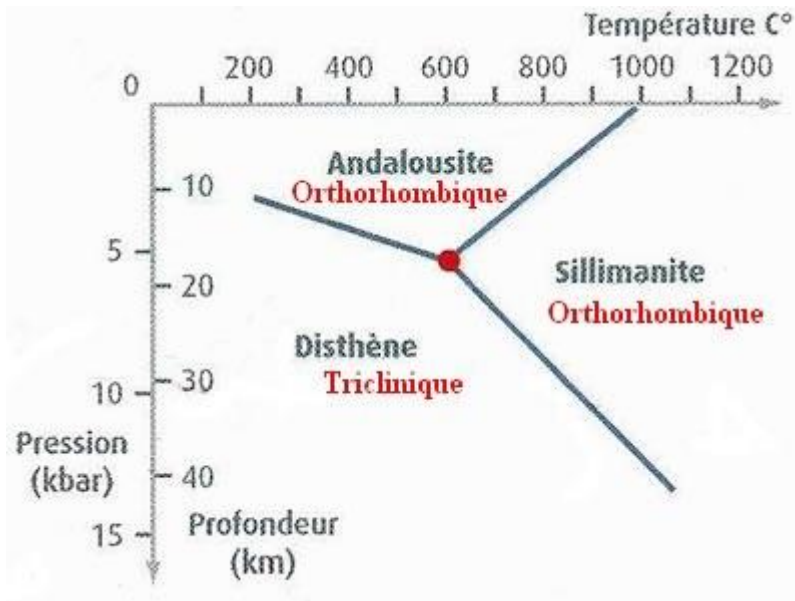


Fig. 52 : Diagramme P-T montrant les domaines de stabilité des phases sillimanite, disthène (cyanite) et andalousite.

- **Les grenats ($\text{SiO}_4)_3(\text{M}_3+2\text{M}_2+3)$** , ils cristallisent dans le système cubique (Fig. 53), souvent apparaît sous forme de sections ± arrondies de couleur brun à brun rouge, translucide à éclat gras. Ils présentent une cassure conchoïdale rarement visible,

Grenat



Fig. 53 : Cristaux de grenats dans un micaschiste

- **Les phyllosilicates** sont présent dans les roches métamorphiques comme les micaschistes et les métapélites, on distingue :
 - Phengites (séricite) (>250 °C),
 - Muscovite/biotite (>520 °C),
 - Muscovite $[\text{Si}_3 \text{Al}] \text{O}_{10} \text{Al}_2 (\text{OH})_2 \text{K}$,
 - Biotite $[\text{Si}_3 \text{Al}] \text{O}_{10} (\text{Fe}, \text{Mg})_3 (\text{OH})_2 \text{K}$,
 - Chlorite (> 250 °C): Paillettes, couleur verdâtre de la roche $[\text{Si}_3\text{Al}] \text{O}_{10} (\text{Fe}, \text{Mg}, \text{Al})_6 (\text{OH})_8$

III-2-2-2 Les réactions métamorphiques le métamorphisme se caractérise par :

- La disparition de minéraux instables si P et T varient

Etat stable → Etat instable → Etat stable

- L'apparition de minéraux stables, caractéristiques des nouvelles conditions (P, T),
- la présence de minéraux originels

Il existe plusieurs types de réactions minéralogiques :

➤ **Transformation polymorphique**, il y a apparition d'un nouveau minéral de composition identique mais de structure cristalline différente.

Phase A → Phase B

Exemple : Silicates d'alumine (Fig. 54) où le disthène (Al_2SiO_5) → sillimanite (Al_2SiO_5)

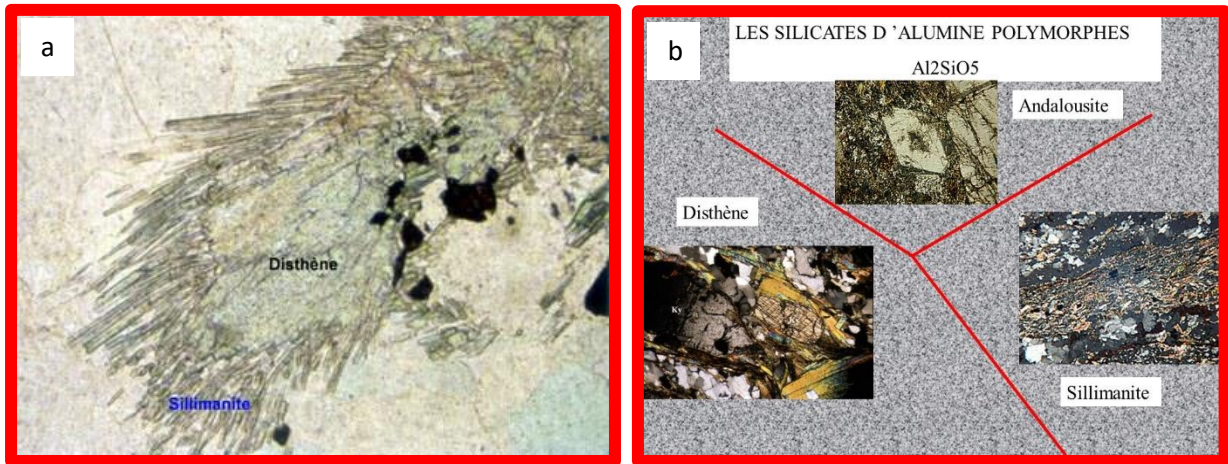


Fig. 54 (a) photo au en lumière polarisée analysée montrant la croissance de la sillimanite en fibre autour de la sillimanite suivant la réaction : disthène → sillimanite ; (b) photo montrant les domaines de stabilité des trois silicates d’alumine sillimanite, andalousite et disthène

- **Réaction entre plusieurs minéraux (sans fluide)** nous avons plusieurs cas :
 - **Minéral A → Minéral B + Minéral C**

Dans ce cas un minéral se déstabilise pour donner deux minéraux différents

Exemple : scapolite → 3 anorthite + calcite ; la scapolite (minéral primaire) se déstabilisent en donnant une couronne d’anorthite (minéral secondaire) plus calcite secondaire (Fig. 55)

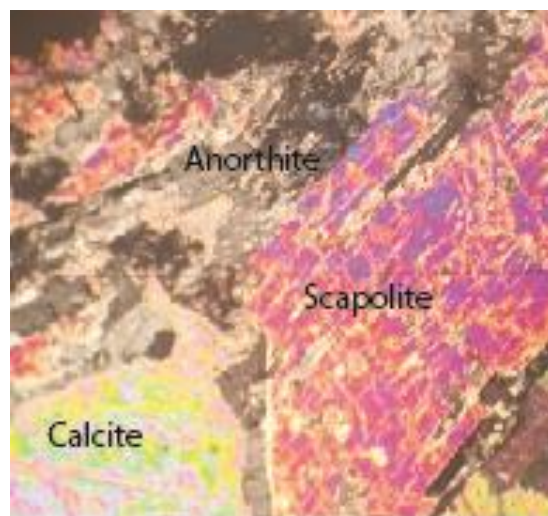
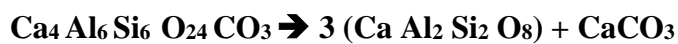
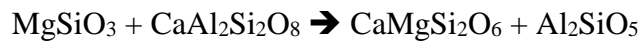


Fig. 55 : photo en lumière polarisée analysée montrant une couronne d’anorthite autour de la scapolite suivant la réaction scapolite → 3anorthite + calcite

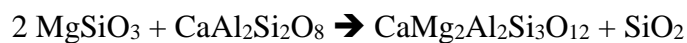
- **Minéral A + Minéral B → Minéral C + Minéral D** dans cas les deux minéraux primaire A et B se déstabilisent pour donner deux minéraux secondaires C et D

Exemple :

Enstatite + Anorthite → Diopside + Silicate d'alumine.



2 Enstatite + Anorthite → Grenat + Quartz



➤ **Réaction entre plusieurs minéraux (avec apport et/ou production de fluide)**

Déstabilisation de deux minéraux primaire pour donner deux minéraux secondaire, en présence de fluide

Exemple :



Exemple : 2forstérite + 4calcite + 10 CO₂ → 9diopside + dolomite ; la forstérite (minéral primaire) s'entoure d'une couronne de diopside (minéral secondaire) plus de la dolomite (minéral secondaire) la séparent ainsi de la calcite (minéral primaire ; Fig. 56) cette réaction se fait avec apport de CO₂

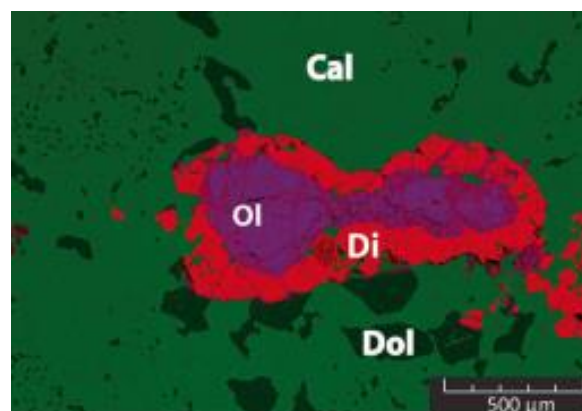


Fig. 56 : photo en lumière polarisée analysée montrant une couronne de diopside autour de la forstérite suivant la réaction $2\text{forstérite} + 4\text{calcite} + 10 \text{CO}_2 \rightarrow 9\text{diopside} + \text{dolomite}$

III-2-3 Transformations chimiques: le métamorphisme se caractérise par :

- une redistribution des oxydes présents dans la roche,
- la disparition progressive des fluides (H_2O & CO_2), donc des minéraux hydroxylés,

Des échanges d'éléments chimiques grâce aux déplacements de fluides entre la roche et l'extérieur (métasomatose).

IV Les textures des roches métamorphiques

La texture d'une roche métamorphique résulte de recristallisations liées aux réactions minéralogiques, mais aussi à de simples réarrangements texturaux, sans modification de l'assemblage minéralogique. On y observe fréquemment des foliations et linéations.

Le développement des textures est contrôlé par le régime de contraintes et par la nature des minéraux des roches. On distingue :

- **La texture granoblastiques :** C'est une texture sans orientation des minéraux. La roche est formée de minéraux en granules,
- **La texture lépidoblastique :** est une caractéristique des roches très riches en minéraux phylliteux (chlorites et micas à habitus aplati) disposés parallèlement à la schistosité.

V Les faciès métamorphiques

Un faciès métamorphique désigne un ensemble de roches présentant un assemblage minéralogique stable dans les mêmes conditions de pression et de température qu'on appelle **paragenèse** (Eskola 1915). Aux différents faciès est associé un champ d'intervalle de conditions de température et de pression donné caractérisant un degré de métamorphisme. La Figure 57 résume les différents faciès métamorphique avec leurs champs de stabilités.

Les faciès principaux sont caractérisés comme suit :

- **Le faciès à zéolites :** ($T \sim 300^\circ C$, $P \sim 3 \text{ Kbar}$), ce faciès représente une transition entre le domaine de la diagenèse et le métamorphisme,
- **Le faciès à prehnite et à pumpellyite :** les températures sont légèrement supérieures à celles correspondant au faciès à zéolites. Il est caractérisé par la présence d'association minéral comme prehnite + quartz et pumpellyite + quartz avec ou sans épidote,

- **Le faciès des schistes verts** : ($T = 400 - 500 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 4 - 7 \text{ Kbar}$), Ce faciès est caractérisé par la présence de chlorite, épidote qui sont des minéraux verdâtres, d'où la couleur verte de ces schistes. En plus, on peut avoir de l'albite, et parfois l'actinote,

- **Le faciès des schistes bleu** : (à **glaucophane**, $T = 400 - 500 \text{ }^\circ\text{C}$), il se distingue par la présence d'une amphibole sodique, le glaucophane. Il est typique des **zones de subduction** et est marqué par la présence de minéraux de haute pression et de basse température. Les minéraux typiques de ce faciès sont le **glaucophane**, le pyroxène sodique, la lawsonite, plus rarement l'aragonite,

- **Le faciès des amphibolites** ($T = 400 - 750 \text{ }^\circ\text{C}$), ce faciès est caractérisé par l'absence de chlorite ainsi que par l'association de la hornblende (amphibole) et d'un plagioclase riche en anorthite les roches basiques,

- **Le faciès des granulites** ($T = 750 - 1050 \text{ }^\circ\text{C}$, $P = 4-12 \text{ Kbar}$), ce faciès est caractérisé par la présence d'association minéralogique comme orthopyroxène + plagioclase, sapherine + quartz et des grenats de la série almandin-pyrope. On trouve également du feldspath potassique, du disthène, de la sillimanite, de la cordiérite,

- **Le faciès des éclogites** : Il est caractérisé par une déshydratation progressive des roches car les minéraux néoformés sont de plus en plus pauvres en eau (durant la subduction, on observe la séquence suivante : **schistes verts** => **schistes bleus** => **éclogites** ; dans ce faciès on observe des associations comme omphacite (clinopyroxène riche en jadéite) + grenat (almandin-pyrope-grossulaire). La coésite (forme de silice très rare) peut également être observée,

- **Faciès des cornéennes** : ce faciès est caractéristique des roches présentes dans les auréoles de métamorphisme de contact,

- **Faciès des sandinistes** : il est caractérisé par la présence d'une série continue de feldspaths mixtes sodi-potassiques comme La sanidine (silice de haute température).

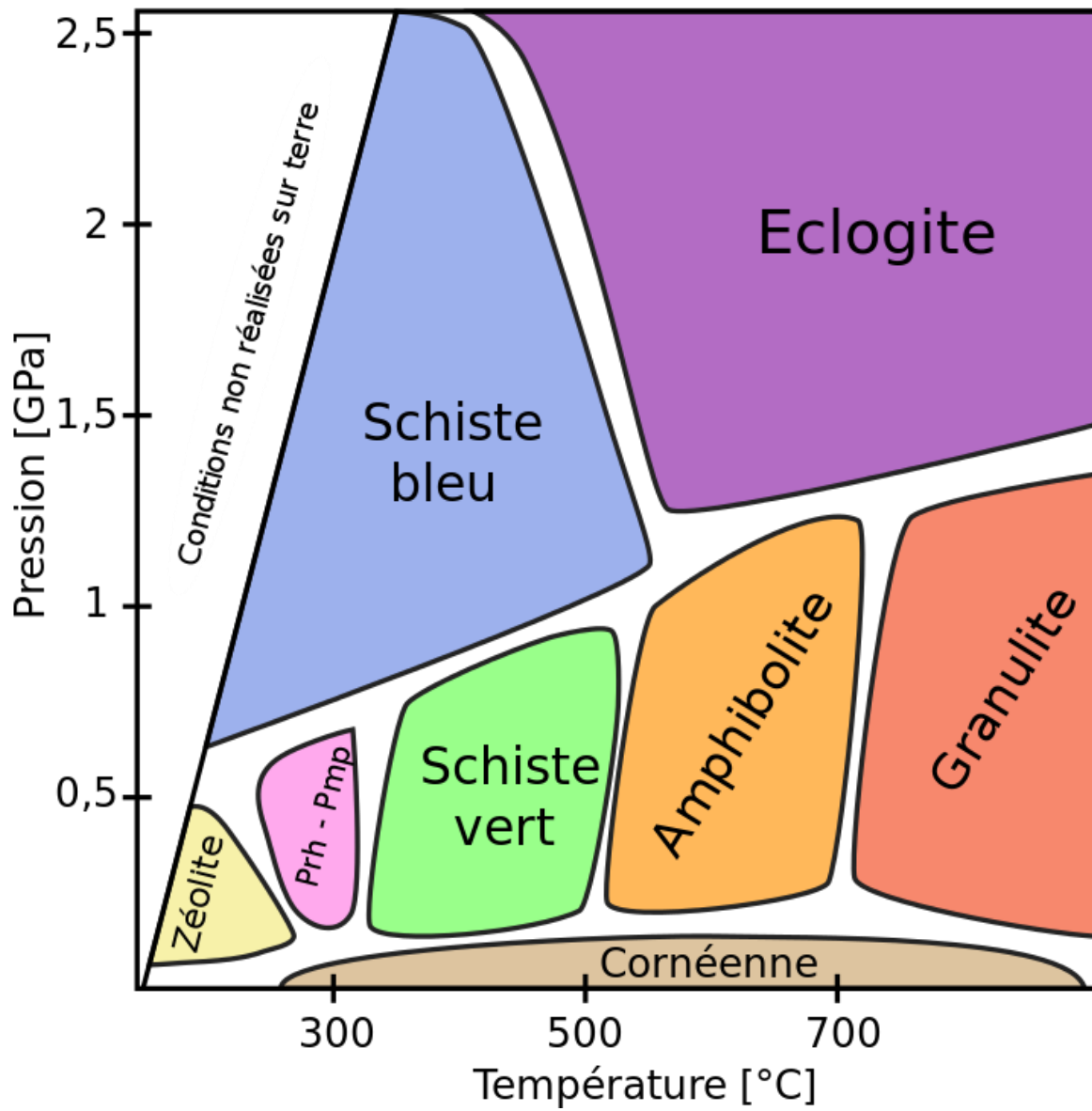


Fig. 57 : Diagramme P-T présentant les principaux faciès métamorphiques

REFERENCES

- Aubouin, J.** Précis de géologie. Ed. Bordas 1993.
- Chamley H.** Bases de la sédimentologie. 2e éd. Dunod, Paris, 2000.
- Cipriani N.** Minéraux et roches Recherche, classification, utilisation éd. Gründ 1997
- Cojan I. & Renard M.** Sédimentologie. 2e éd. Dunod, Paris, 2006.
- Emmanuel, L. & Rafélis M.D.E., Pasco, A.** Maxi Fiches Géologie. éd. Dunod, Paris, 2007.
- Eskola, P.** Om sambandet mellan kemisk och mineralogisk sammansättning hos Orijarvi-traktens metamorfe bergarter [On the relations between the chemical and mineralogical composition in the metamorphic rocks of the Orijarvi region]. Bulletin de la Commission géologique de Finlande, 44, p. 109-145. 1915.
- Floc'h J-P.** Le métamorphisme général. CRDP Limoges 1986.
- Foucault A. & Raoult J-F.** « Dictionnaire de Géologie » (4e édition) éd : Masson, 1995.
- Hebert R.** Guide de pétrologie descriptive. Nathan, Paris, 1998.
- Grabau A.W.** On the classification of sedimentary rocks, American Geologist, 33, p. 228-247. 1904
- Kornprobst J.** Métamorphisme et roches métamorphiques. 3e éd. Dunod, Paris, 2001.
- Nicollet C. & Nicollet M.** Les roches métamorphiques : des traceurs de l'évolution de la lithosphère dans l'espace et dans le temps. Bulletin de l'APBG n° 2, 1996.
- Pomerol C. & Lagabrielle Y.** Eléments de Géologie. éd. Dunod, Paris, 2005.
- Pomerol C. & Maurice Renard M.** «Eléments de géologie» (11e édition), Coll. Enseignement des Sciences de la Terre - éd : Masson, 1997.
- Rousseau, J-J. & Alain Gibaud A.** Cristallographie géométrique et radiocristallographie - 3ème éd. Dunod, Paris, 2007
- Schumann W.** « Guide des Pierres et Minéraux » (1e édition), éd. Delachaux & Niestlé. , 2000.
- Udden J.A.** Mechanical composition of clastic sediments. Geological Society of America Bulletin, 25, p. 655 – 744. 1914.
- Wentworth C.K.** A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30, p. 377 – 394. 1922.