

COURS DE GEOLOGIE

PARCOURS GENIE CIVIL
NIVEAU BTS
PREMIERE ANNEE

INTRODUCTION GENERALE

La géologie du grec « Gê » (terre) et « logos » (discours, parole) est une science globale qui prend en compte les systèmes complexes qui régissent l'évolution du milieu naturel à l'échelle de la planète Terre dans l'Univers. Elle étudie les parties de la Terre directement accessibles à l'observation et élabore des hypothèses qui permettent de reconstituer leur histoire et d'expliquer leur agencement. On parle aussi de géologie d'une région pour désigner l'ensemble des caractéristiques géologiques de cette région. Ce terme peut éventuellement être étendu à des activités équivalentes s'exerçant sur d'autres planètes ou sur leurs satellites. Avec la révolution scientifique, la géologie est passée du stade descriptif à un stade explicatif voir prédictif avec les capacités de modélisation.

La prise en compte des notions d'espace et de temps des équilibres géosphère-biosphère impliquent un rôle fondamental des sciences de la terre dans les domaines de l'environnement et de la santé. La géologie permet la maîtrise des interactions air-eau-sol-biosphère, la gestion des eaux souterraines (hydrogéologie) et la prévention des catastrophes naturelles.

En tant qu'ingénieur Génie Civil il est important de connaître les caractéristiques physico-chimiques et la nature du sol sur lequel vos ouvrages seront implantés (immeubles, ports, ponts, routes, ouvrages d'arts...), et celles des matériaux (sable, gravier, ciment...) qui seront utilisés dans la réalisation de ces ouvrages. La géologie est subdivisée en plusieurs branches notamment la minéralogie, la pétrographie, la stratigraphie, la géochronologie, la paléontologie, la tectonique, la géodynamique (externe et interne), l'hydrogéologie Nous donnerons un aperçu sur chaque une de ces branches tout en mettant un accent particulier sur quelques-unes de ces branches comme la minéralogie, la pétrographie, la stratigraphie et la géodynamique.

Chap₁ : **LA MINERALOGIE**

INTRODUCTION

Les minéraux constituent l'essentiel des matériaux terrestres et extra-terrestres (météorites, d'où l'on parle de cosmo minéralogie). La minéralogie a pour but de recenser, de reconnaître et de définir les propriétés et les conditions physico-chimiques d'apparition de toutes les espèces minérales.

Un **minéral** est un solide naturel, macroscopiquement homogène (présentant les mêmes propriétés dans toutes ses parties), possédant une composition chimique définie (ex. (Mg Fe) SiO₄ = olivine) et une structure atomique ordonnée (les cristaux de sel forment un cube).

En fonction de la variation des paramètres angulaires et linéaires de ces minéraux, on définit seulement 7 mailles élémentaires possibles définissant 7 systèmes de base ou solides primitifs. **Les 7 primitifs sont : le cubique, le quadratique, l'orthorhombique, l'hexagonal, le rhomboédrique, le monoclinique, et le triclinique.**

I - Critères de reconnaissance des minéraux

C'est l'ensemble des caractères toujours constants que possède chaque espèce minérale. Ces critères sont : **La forme, l'habitus (forme cristalline), la cassure, le clivage (aptitude pour un minéral ou pour une roche à se fendre facilement suivant une famille de plans parallèles bien définis), l'éclat, les macles (association de cristaux de même nature selon des lois géométriques précises liées aux éléments de symétrie du système cristallin considéré), la ténacité, la dureté, la couleur, la densité, la flexibilité, l'élasticité, la saveur, la transparence, le trait, le magnétisme et les réactions acides.**

II – Classification

On distingue deux grands groupes dans le monde minéral :

- ❖ les minéraux silicatés
- ❖ les minéraux non silicatés.

A- Les minéraux non silicatés

1 - Les éléments natifs

On appelle éléments natifs les éléments chimiques se trouvant dans la nature à l'état pur. Ce sont : **le soufre, le graphite, le diamant, l'or, l'argent.**

2- Les corps composés

- a) **Les oxydes** : l'hématite, la magnétite, le corindon, la rutile, la chromite, la Cassitérite.
- b) **Les hydroxydes** : les hydroxydes d'aluminium (gibbsite, diaspore et boehmite) et les hydroxydes de fer (goethite, limonite).
- c) **Les sulfates** : le gypse, l'anhydrite, la barytine, l'alun
- d) **Les phosphates** : apatite
- e) **Les carbonates** : la calcite (CaCO₃), la dolomite (Ca,Mg)(CO₃), la sidérose (FeCO₃), l'azurite (Cu₃(CO₃)₂ (OH)₂
- f) **Les chlorures** : l'halite = sel gemme (NaCl), la sylvine = sylvite (KCl)

- g) **Les sulfures** : la pyrite (FeS_2), la blende (ZnS), la galène (PbS), la chalcoppyrite (CuFeS_2), la marcassite (FeS_2)
- h) **Les fluorures** : la fluorine = fluorite (CaF_2), le villiaumite (NaF)

B - Les minéraux silicatés

Les minéraux silicatés sont classés en 6 familles principales que sont : **les nésosilicates, les sorosilicates, les cyclosilicates, les inosilicates, les phyllosilicates et les tectosilicates.**

1- Les nésosilicates (néso = île)

a) **Les péridots** : l'olivine ($\text{Fe,Mg}_2(\text{SiO}_4)$)

b) **Les silicates d'alumine** : l'Andalousite (Al_2SiO_5), le disthène, la sillimanite, la staurotite et le topaze.

c) **Les grenats** : formule générale $\text{Y}_2^{3+}\text{X}_3^{2+}[\text{SiO}_2]$ composé de grenats almadin ($\text{X}=\text{Fe}^{2+}$), grenats pyrope ($\text{X}=\text{Mg}^{2+}$), grenats spessartine ($\text{X}=\text{Mn}^{2+}$). Ce sont des grenats alumineux et non calciques avec toujours $\text{Y}=\text{Al}^{3+}$. Il y a également des grenats calciques ($\text{X}=\text{Ca}^{2+}$) appelés ougrandites comportant le grenat grossulaire avec $\text{Y}=\text{Al}^{3+}$, l'andradite ($\text{Y}=\text{Fe}^{3+}$), l'ouvarovite ($\text{Y}=\text{Cr}^{3+}$)

d) **autres nésosilicates** : le sphène et le zircon.

2- Les sorosilicates (soro = groupe) : Les épidotes

3- Les cyclosilicates

Ce sont : le béryl, les tourmalines, la cordiérite

4- Les inosilicates (inos = chaîne)

a) - **Chaînes simples ou inosilicates I** : chaque chaîne est isolée de la voisine par des cations. Les cristaux sont allongés suivant la direction de la chaîne : ce sont les pyroxènes

- les pyroxènes monocliniques = clinopyroxènes (Cpx) Ex. augite, diopside
- les pyroxènes orthorhombiques = orthopyroxènes (Opx) Ex. hypersthène, enstatite

b) - **Chaîne double ou rubans ou inosilicates II** : elles sont obtenues en juxtaposant deux des chaînes précédentes séparées par des cations. Ce sont les amphiboles : l'actinote, l'amiante, l'hornblende, le glaucophane, la trémolite.

5- Les phyllosilicates

Ces silicates de structure lamellaire sont constitués de couches de tétraèdres mettant en commun leurs oxygènes selon deux directions de l'espace pour former des plans, des feuillets. C'est la structure des micas et des minéraux phylliteux.

a) **Les micas** : les principaux sont : la muscovite, la biotite, et la séricite.

b) **Les argiles** : la kaolinite, les illites, les montmorillonites, les vermiculites et l'attapulgit.

c) **Autres phyllosilicates** : le talc, le chlorite, les serpentines

6 - Les tectosilicates (tectonia = cadre)

On distingue deux groupes : la silice et les tecto-aluminosilicates (feldspaths et feldspathoïdes).

a) **Le groupe de la silice** : C'est le tectosilicate dans la structure duquel tous les centres de tétraèdres sont occupés par des cations Si^{4+} ; c'est le quartz, la calcédoine, l'opale, la tridymite et la cristobalite.

b) Le groupe des feldspaths

- les feldspaths potassiques : ils sont représentés par l'orthose, le microcline et la sanidine
- les feldspaths calcosodiques ou plagioclases forment une série de minéraux dont les pôles sont représentés par : l'albite et l'anorthite. Entre les deux pôles on a l'oligoclase (30 % à 10% An), l'andésine (50% à 30% An), le labrador (70% à 50% An), la bitownite (90% à 70% An). Les plagioclases sont acides quand ils contiennent plus de 50% d'albite et ils sont basiques quand ils en contiennent moins.

c) Le groupe des feldspathoïdes

C'est un groupe sous-saturé ou à déficit de silice. Ce sont la leucite ($K(Si_2AlO_6)$), la néphéline $Na_3K(SiAlO_4)$, la sodalite ($Na_8Cl_2(SiAlO_4)$), la noséane etc.

I - QUELQUES DEFINITIONS

1- Pétrographie et Pétrologie

La pétrographie est l'étude descriptive des roches. Elle a pour but de définir les caractéristiques physiques des roches, de les nommer et de les classer. **La pétrologie** a pour objet la recherche des circonstances géologiques et des mécanismes physico-chimiques qui ont présidé à la genèse des roches.

2- Roche

On appelle roche tout matériau constitutif de l'écorce terrestre à part l'eau et la glace, formé en général d'un assemblage naturel de minéraux de même nature (roche monominérale), ou de nature différente (roche polyminérale), et présentant une certaine homogénéité statistique. Le plus souvent dures et cohérentes, les roches peuvent être : liquides (pétrole) ou gazeuses (gaz naturels), meubles (sable) ou tendres (argiles), spongieuses et légères (tourbe).

3 - Architecture d'une roche

C'est l'ensemble des caractères se rapportant à la fois, à la forme, à la dimension et à la disposition des diverses parties constitutives. Elle regroupe :

a- le débit : c'est la manière dont les roches se fragmentent naturellement sous le choc ; il est visible en grand sur le terrain.

b- la structure : c'est la nature des irrégularités visibles au sein d'un ensemble massif. Elle définit l'aspect général de la roche.

c- la texture : elle définit la nature et le mode de répartition ou d'agencement des éléments constitutifs de la roche, la taille et la disposition naturelle des minéraux notamment essentiels. Elle est généralement déterminée au microscope (et peut être visible à l'œil nu ou à la loupe) ; elle exprime les conditions de mise en place de la roche. L'étude de la texture apporte des renseignements d'une importance capitale sur le mode de formation des roches et fournit des caractères précieux pour leurs classifications.

d - le grain : c'est l'expression de la dimension moyenne des éléments d'une roche.

4- La paragenèse

Elle désigne une association minérale d'une roche donnée résultant d'un processus géologique ou géochimique donné.

En métamorphisme, elle désigne des associations de minéraux qui sont ensembles stables dans certaines conditions de pression et de température et qui caractérisent en outre le chimisme de la roche.

Ce terme est utilisé également pour certains minerais métallifères (ex. : paragenèse à blende, pyrite, galène ou paragenèse à Zn, Fe, Pb).

5- Un terrain

C'est un ensemble de roches ; il désigne encore un ensemble d'affleurement qui fait l'objet d'études géologiques.

6- Un affleurement

C'est une partie d'un terrain visible à la surface de la terre ou cachée par une faible épaisseur de formations superficielles.

7 - Une formation

Elle désigne soit des terrains possédant des caractères communs et constituant un ensemble que l'on juge utile de distinguer (ex. : formation marno- calcaire, formation gneissique); soit un ensemble de strates (ou couches) formant une unité géologique à laquelle on associe un nom de lieu (ex. la formation de Tabligbo).

II - CLASSIFICATION DES ROCHES

D'après leur origine les roches sont classées en deux grands groupes :

- 1- **Les roches d'origine externe ou roches exogènes** qui sont formées à la surface du globe ; il s'agit des roches sédimentaires et résiduelles.
- 2 - **Les roches d'origine interne ou roches endogènes** qui se sont formées à l'intérieur du globe. Elles sont subdivisées en deux :
 - ✓ **les roches magmatiques** formées à partir de la cristallisation du magma.
 - ✓ **les roches métamorphiques** qui résultent de la transformation de roches préexistantes à l'état solide sous l'influence des facteurs physiques (pression et température) et/ou chimiques (apports magmatiques).

III - LES MINERAUX DES ROCHES

Un minéral est un matériau élémentaire de la roche. Toute roche possède une composition minéralogique bien définie exprimant la nature fondamentale du magma dont dérive la roche par cristallisation ou du matériau d'origine de la roche sédimentaire ou métamorphique. Dans une roche, on distingue deux types de minéraux :

1 -Les minéraux essentiels

Les minéraux cardinaux ou essentiels ou constituants majeurs se présentent en cristaux plus gros et plus nombreux.

2 -les minéraux accessoires ou constituants mineurs

Ils sont moins fréquents et ne servent pas dans la définition des roches mais peuvent être utilisés pour distinguer les variétés. Leur présence peut être révélateur de certains processus physico-chimiques ou de certaines particularités pétrogénétiques.

Il est important de noter qu'un minéral peut être essentiel dans une roche donnée et accessoire dans une autre.

IV- LES ROCHES SEDIMENTAIRES ET RESIDUELLES

1 - Définition

Les roches sédimentaires et résiduelles sont celles dont la matière provient directement, en totalité, de l'extérieur de l'écorce terrestre. Les facteurs qui leur donnent naissance sont : les mers, les rivières, les lacs, les glaciers les vents, etc, ou moins à faible profondeur les eaux d'infiltration. Ces roches sont ainsi dites exogènes.

Les roches exogènes plus particulièrement les roches sédimentaires, forment des couches presque toujours plus étendues en surface qu'en épaisseur. Elles sont stratifiées. Souvent, elles ne contiennent pas de minéraux visibles et parfois renferment des fossiles.

2- Processus de formation des roches exogènes

Les roches exogènes résultent de processus géodynamiques externes que sont l'altération, l'érosion, le transport et la sédimentation.

- Sous l'effet des écarts de température et d'humidité atmosphérique, et de chocs d'origines diverses (Ex. : vagues, vents chargé de particules, actions biologiques), toutes les roches à la surface du globe se fragmentent en débris plus ou moins gros ; c'est **la désagrégation mécanique**. Leurs minéraux au contact de l'eau d'infiltration se désagrègent pour donner des sols : c'est l'altération chimique. Elle libère des cations (Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Al^{3+} , Si^{4+} , Fe^{2+} , Fe^{3+} , etc.) et permet l'élaboration de minéraux dits néoformés (argiles) à côté des minéraux résiduels (quartz). Les cations mobiles (Na^+ , Ca^{2+} , K^+) s'éloignent du site d'altération par lessivage. Les cations relativement immobiles (Fe^{3+} , Al^{3+} , Ti^{4+}) et tous les minéraux résiduels peuvent s'accumuler sur place pour donner des roches résiduelles (latérites) qui peuvent être des gisements de bauxite ou des chapeaux de fer.

- **L'érosion** est l'ensemble des processus mécaniques qui désagrègent rapidement les roches en les découpant. Quand elle est intense (en terrain accidenté, sous climat aride), elle domine l'altération et empêche le développement des sols.

- L'ensemble des produits d'altération mécanique et chimique et les éléments découpés par l'érosion sont transportés par les agents de **transport** (eau, vents, glaciers) vers les milieux de sédimentation.

- **La sédimentation** conduit à l'accumulation des dépôts en strates à partir des particules et solutés transportés. Les particules solides se déposent suivant les lois de la gravité. Les solutés par contre, s'accumulent soit par des mécanismes purement physico-chimiques (précipitation), soit suite à des interventions biologiques.

Les sédiments accumulés, sous le poids des strates sus-jacents, sont **compactés et cimentés** pour donner des roches cohérentes. Cette transformation s'accompagne de phénomènes de **recristallisation** (Ex. recristallisation de l'aragonite (variété de carbonate de calcium) des coquilles en calcite, nourrissage des grains de quartz par la silice interstitielle) et de **métasomatose** (Ex. transformation de la calcite en dolomite ($\text{CO}_3(\text{Ca}, \text{Mg})$) = dolomitisation des calcaires). L'ensemble de ces phénomènes physico-chimiques par lesquels les sédiments frais sont transformés en roches cohérentes constitue **la diagenèse**.

3-Classification

Elle tient compte de la composition chimique, minéralogique et de l'origine des roches.

D'après **la composition chimique et minéralogique**, on distingue les roches siliceuses (les silexites, les radiolarites, les diatomées), les roches alumineuses (gibbsite), les roches carbonatées (les calcaires, les dolomies), les roches phosphatées (apatite sous forme de colophane), les roches ferrifères (l'hématite, la limonite, la goethite), les roches salines ou évaporites (l'halite, le gypse, sylvine et le carnallite) et les roches charbonneuses (la tourbe, la lignite, la houille, le pétrole).

D'après **leur origine ou mode de genèse** (Fig. 1), on définit les roches résiduelles restées sur place après action des phénomènes d'altération (la latérite, les bauxites), les roches détritiques issues de l'action mécanique des agents divers et essentiellement constituées de débris sélectionnés et classés de roches mères (sables, graviers...), les roches chimiques (obtenues à partir de précipitation et cristallisation de solutés chimiques) et les roches organiques ou biochimiques (produits de l'action des êtres vivants sur les solutions et colloïdes (Ex. : construction de calcaires récifaux, intervention directe des bactéries dans la formation du pétrole)).

La majorité des roches est d'origine mixte (Ex. : craie à silex), ce qui conduit souvent à l'incommodité de la classification d'après l'origine.

4-Architecture des roches exogènes

L'architecture des roches sédimentaires et des roches résiduelles est définie par le débit, la structure, la texture et le grain (**Tableau.1**).

ARCHITECTURE	ROCHES DETRITIQUES	ROCHES CHIMIQUE	D'ORIGINE ROCHES RESIDUELLES
DEBIT	<ul style="list-style-type: none"> - en bancs - en dalle - en plaquettes - en lamine 	<ul style="list-style-type: none"> -Massif -Stylolitique 	Massif
STRUCTURE	<ul style="list-style-type: none"> - Compacte - Poreuse 	<ul style="list-style-type: none"> - Compacte - Poreuse - Vacuolaire - Fausse brèche - Graveleuse - Oolithique - Concrétionnée 	<ul style="list-style-type: none"> -Caverneuse -Scoriacée -Vacuolaire -Concrétionnée
TEXTURE	<ul style="list-style-type: none"> - Microgranulaire - Granulaire <ul style="list-style-type: none"> • isométrique • hétérogranulaire • à grains jointifs • à grains non jointifs 	<ul style="list-style-type: none"> - Microgranulaire - Granulaire <ul style="list-style-type: none"> • oolithique • de recristallisation 	

Tableau 1 : Résumé de l'architecture des roches exogènes

5- Les principales roches sédimentaires détritiques

Elles sont formées de deux parties : les éléments ou grain et le ciment. D'après la forme et la taille des éléments constitutifs, on distingue plusieurs types (Fig. 2)

Classe	Noms de formation		Description des éléments	
	Meubles	Consolidés	Taille	Forme
RUDITES	Blocs Fragments Cailloux Galets (graviers) Granulés	Conglomérat Brèches Conglomérat Poudingues	> 256mm 64 – 256mm 4 – 64mm 2 - 4mm	Variable Anguleux Interm. Arrondi
ARENITES	Sands(Sables et Sablons)	Grès (Sandstone)	62,5µm – 2mm	Variable
LUTITES	Silts Argiles (Clays)	Siltites (siltstone) Argilite (shale)	3,9 - 62,5µm 0 - 3,9µm	Anguleux Anguleux

Tableau 2 : Classification granulométrique des roches détritiques

V- LES ROCHES MAGMATIQUES

A- Généralités sur les roches magmatiques

On appelle **roches magmatiques** celles qui se sont formées à la suite du refroidissement et de la cristallisation de matière fondue appelée **magma**. Ces roches sont appelées aussi roches ignées (qui signifie roches de feu) ou éruptives ou cristallines (termes consacrés par l'usage mais insuffisants). Un magma est un liquide à haute température (au moins 600°C) qui donne des roches par solidification en surface ou en profondeur. **Le magma** est un mélange de silicates en fusion plus ou moins poussée provenant du manteau supérieur. D'après leur origine, on distingue deux types de magma : **le magma palingénétique** provenant de la fusion anatectique de roches métamorphiques, et **le magma juvénile** issu de la fusion profonde du manteau supérieur. De part leur composition chimique on définit les **magmas granitiques**, acides ou saturés en silice et **les magmas basiques** sous saturés en silice. La cristallisation du magma suit les lois fondamentales de cristallisation établie à la suite des travaux de laboratoire de N. BOWEN (1928). La cristallisation ou la formation des cristaux se fait au cours du refroidissement du magma dans un intervalle de température compris entre 1500°C et 500°C. Dans un magma assez riche en silice, vont cristalliser dans l'ordre, les périclites, les pyroxènes, les amphiboles et les plagioclases calciques, ensuite les micas, les plagioclases alcalins et le quartz. Au fur et à mesure du refroidissement le magma résiduel s'appauvrit en éléments chimiques entrant dans la constitution des minéraux de haute température et il s'enrichit par conséquent en éléments qui vont entrer dans la constitution des minéraux de basse température.

B - Caractères communs des roches magmatiques

Elles sont généralement massives et non litées avec absence de fossiles. Leurs gisements sont souvent discordants ou massifs (batholites), filons ou cheminées.

C - Architecture des roches magmatiques

1-Débit

a- Roches plutoniques

On distingue essentiellement des diaclases qui sont des plans de division qui découpent le gisement. Quand les diaclases sont parallèles on parle de débit en dalle. Si elles sont entrecroisées le débit est dit en bloc.

b- Roches volcaniques

Ce sont les roches volcaniques qui seules possèdent un véritable débit qui est «congénital». On distingue le débit en lauze, le débit en prismes, le débit en coussins et le débit cordé.

2- Structure

a- Roches plutoniques : la structure est dite équante ; c'est à dire que les minéraux ne présentent pas une orientation préférentielle.

b-Roches volcaniques : elles sont de structure poreuse ou vacuolaire (présence de pores ou de vacuoles) ; ex. : ponce, andésites. L'absence de pores et de vacuoles leur confère une structure compacte (ex. : basalte, phonolite).

3- Texture

a-Roches plutoniques

La texture des roches plutoniques est dite grenue ; elle caractérise une roche entièrement cristallisée issue d'un refroidissement lent du magma et dont le grain est compris entre quelques fractions de millimètres et quelques décimètres.

Cette texture présente plusieurs variétés :

- ❖ **Texture grenue normale** : quand tous les cristaux sont tous visibles à l'œil nu et ont presque la même taille.
- ❖ **Texture grenue aplitique** : caractérisée par des cristaux très fins de taille inframillimétrique. Les roches ayant cette texture sont appelées des aplites.
- ❖ **Texture grenue pegmatitique** : caractérisée par des cristaux tous géants de taille centimétrique à métrique ; les roches ayant cette texture sont appelées des pegmatites.
- ❖ **Texture grenue pegmatitique graphique** dans laquelle le quartz et le feldspath s'interpénètrent ; le quartz dessine alors des figures cunéiformes qui ressemblent aux hiéroglyphes.
- ❖ **Texture grenue porphyroïde** : la roche est caractérisée par deux types de cristaux : de gros cristaux de feldspath appelés porphyroblastes et de petits cristaux constituant

un fond grenu normal. Les granits ainsi constitués sont appelés granites porphyroïdes. Ces porphyroblastes ont cristallisé tardivement dans le granite déjà constitué.

- ❖ **Texture microgrenue** : montre aussi deux types de cristaux, de gros cristaux et de microcristaux visibles qu'au microscope (ex. : microgranite, microgabbro).

Notons que les textures aplitique et pegmatitique se rencontrent dans les filons.

b– Roches volcaniques

La texture des roches volcaniques peut être microlitique ou vitreuse.

✓ **Texture microlitique**

Elle caractérise les roches d'épanchement ou roches à cristallisation rapide. Le refroidissement assez brusque donne naissance à des cristaux microscopiques fins allongés appelés microlites baignant dans une pâte vitreuse amorphe (ex. : Rhyolite, Basalte)

On distingue plusieurs variétés :

- ❑ **Texture microlitique aphanitique** : la roche contient uniquement des microlites flottant au sein d'une matière interstitielle appelée mésostase vitreuse
- ❑ **Texture microlitique porphyrique**: la roche présente des phénocristaux enrobés dans une pâte microlitique.
- ❑ **Texture microlitique fluidale** : les microlites sont orientés dans le même sens ; elle est due à l'écoulement de la lave.
- ❑ **Texture microlitique trachytique**; les microlites de feldspath potassique et de plagioclases sont très abondants et très serrés si bien qu'ils laissent peu de place pour la mésostase.

✓ **Texture vitreuse ou hyaline**

Le refroidissement n'a pas laissé le temps aux cristaux de se former, la roche n'est pas du tout ou très peu cristallisée ; le magma se fige en une masse de verre. Ex. : Obsidienne, Ponce.

On distingue plusieurs variétés :

- ❑ **Texture vitreuse perlitique** caractérisée par des fentes de retraits courbes qui apparaissent au cours du refroidissement, ce qui délimite des espaces sphériques ressemblant aux perles. Cette texture n'apparaît que dans les coulées sous-marines.
- ❑ **Texture vitreuse fluidale** caractérisée par un alignement de petits cristaux divers.
- ❑ **Texture vitreuse sphérolitique**: c'est une texture de dévitrification ; les verres sont métastables et les atomes ont tendance à reconstituer des réseaux cristallins. Il se forme des minéraux très petits dont certains (quartz et feldspath) se disposent selon les rayons d'une sphère.
- ❑ **Texture vitroclastique**: on observe des éclats de verre en forme de X, Y, O noyés dans une mésostase vitreuse. Ex. les ignimbrites.

D - Classification des roches magmatiques

1 – Classification génétique (selon le mode de gisement)

D'après le niveau de mise en place ou mode de gisement, les roches magmatiques sont classées en deux groupes qui sont :

- ◆ **Les roches plutoniques** qui ont pris naissance en profondeur et qui ont été amenées en surface par des soulèvements suivis d'une assez forte érosion.

- ◆ **Les roches volcaniques ou effusives** formées par refroidissement de laves épanchées en surface. Parmi ces roches volcaniques on distingue des agglomérats de débris de roches magmatiques unis par un ciment et connus sous le nom de roches pyroclastiques ou pyroclastites. Leur classification est basée :

- **Sur la taille des éléments :**

<u>Diamètre des éléments</u>	<u>Roches meubles</u>	<u>Roches cohérentes</u>
> 30mm	Blocs	Brèches
30 à 2mm	Lapillis	Tufs
< 2mm	Cendres	Cinérîtes

- **Sur le mode de genèse :**

- ✓ des brèches ignées,
- ✓ des brèches d'explosion interne (produit de cheminée : brèche de kimberlites),
- ✓ des projections aériennes (ex. bombe volcanique, ignimbrites),
- ✓ des projections sous-marines, sous-lacustres et sous-glaciaires (pépérites),
- ✓ des coulées de projections et coulées boueuses,
- ✓ des sédiments volcanodétritiques (grauwackes, et cinérîtes blanches).

Les roches volcaniques passent progressivement aux roches plutoniques par des roches de demi-profondeur qu'on subdivise en deux groupes :

- les roches hypovolcaniques proches des roches volcaniques,
- les roches périplutoniques proches des roches plutoniques.

Ces roches se présentent souvent sous forme de filons de divers types avec des textures microgrenue, aplitique et pegmatitique. C'est le cas des filons péribatholitiques représentant des produits de cristallisation des derniers résidus magmatiques riches en éléments volatiles.

2- Classification minéralogique et chimique

a-Classification minéralogique

Elle concerne les roches entièrement cristallisées. Elle tient compte du pourcentage exact des différentes sortes de minéraux calculés à partir d'un compteur de point (norme). De la norme on déduit le pourcentage de minéraux clairs (quartz, muscovite, feldspaths et feldspathoïdes) et des minéraux colorés (péridots, amphiboles, pyroxènes et biotite). Ces pourcentages permettent de distinguer les :

- | | |
|---------------------------|---------------------------|
| ➤ Roches hololeucocrates | 0 – 5% (minéraux colorés) |
| ➤ Roches leucocrates | 5 – 35% |
| ➤ Roches mésocrates | 35 – 65% |
| ➤ Roches mélanocrates | 65 – 95% |
| ➤ Roches holomélanocrates | 95 – 100% |

b- Classification chimique

Elle concerne les roches cristallisées ou non et permet de distinguer :

- ✓ Des roches acides avec plus de 65% de silice,
- ✓ Des roches neutres contenant 52 – 65% de silice,
- ✓ Des roches basiques avec moins de 52% de silice.

E - Principales roches magmatiques

1 - Famille du granite

Le granite est une roche entièrement cristallisée. Les minéraux ont une taille moyenne de 2 à 5 mm. Le granite renferme trois minéraux obligatoires : quartz, feldspath alcalin, (orthose ou microcline) plagioclase (moins abondants que les feldspaths alcalins) auxquels s'ajoutent les micas (biotite, muscovite). Quelquefois la présence d'un minéral en proportion anormalement élevée modifie l'aspect de la roche : granite à amphibole, à pyroxène, à cordiérite, à muscovite, à deux micas. Les granites à amphibole sont relativement basiques ($\text{SiO}_2 = 60\%$). Lorsque le quartz et le feldspath ont cristallisé l'un dans l'autre, donnant en section de curieuses figures rappelant les caractères cunéiformes, on a une **pegmatite graphique**. Le granite porphyrique possède de grands cristaux d'orthose (plusieurs centimètres) parmi des éléments de taille normale (quelques millimètres). Les roches de texture microgrenue sont généralement caractérisées par la présence de gros cristaux dans une pâte finement grenue (texture microgrenue porphyrique). Il s'agit en fait de roches entièrement cristallisées dont une partie des cristaux ne sont visibles qu'au microscope. Les rhyolites ont une texture microlitique et laissent apparaître des phénocristaux de quartz, d'orthose, de biotite sur un fond finement grenu et vitreux. Les phénocristaux de quartz formés à une température supérieure à 575°C sont des prismes bipyramidés souvent corrodés ou éclatés. Les phénocristaux de feldspath sont généralement représentés par la sanidine, variété d'orthose optiquement déformée (température supérieure à 800°C), d'aspect craquelé.

Les roches vitreuses ont l'aspect de verre et seule l'analyse chimique peut les rattacher à l'une ou à l'autre des grandes familles.

2 – Famille des granodiorites

Les granodiorites ont une constitution voisine de celle du granite ; leur teneur en silice peut être aussi forte que celle de bien des granites vrais, mais elles sont pauvres en silice et en potasse, et plus riches en chaux si bien qu'une amphibole et parfois un pyroxène supplantent la biotite tandis que les feldspaths calcosodiques ont remplacé l'orthose. La plupart des granites à amphibole ou à pyroxène peuvent être rapportés aux granodiorites. La microdiorite quartzifère ou estérellite a une texture microgrenue : les dacites sont des correspondants microlitiques de l'estérellite.

3 – Famille de la syénite

La syénite est une roche grenue dont les minéraux essentiels se réduisent à deux : feldspaths sodiques et amphiboles. On pourrait donc la définir comme un granite à amphibole dépourvu de quartz, mais certains gisements montrent le passage progressif syénite → syénite quartzifère → granite à amphibole.

4 – Famille de la diorite

La diorite est une roche grenue constituée essentiellement de feldspaths calcosodiques plus sodiques que calciques (albite, oligoclase, andésine) et d'amphibole, avec parfois un peu de pyroxène, à l'équilibre ou déficit de silice (moins de 60%), ne renfermant donc pas de

quartz libre. Les andésites à structure vacuolaire et à rares phénocristaux (andésine, amphibole et pyroxène) sont les équivalents microlitiques des diorites.

5 - Familles du gabbro

Le gabbro est une roche formée de feldspaths plagioclases plus calciques que sodiques (labrador, bytownite, anorthite) associés à un pyroxène. Les gabbros peuvent renfermer de l'amphibole, de l'olivine et des oxydes de fer. Equivalents microlitiques des gabbros, les basaltes sont des roches noires et denses, à rares phénocristaux de plagioclase basiques mais ceux d'augite et d'olivine sont plus fréquents donnant à certains basaltes un aspect porphyrique.

6- Famille des péridotites

Ce sont les roches magmatiques les plus noires, les plus basiques (elles sont dépourvues d'éléments blancs et les plus denses. Parmi les roches grenues on peut citer : **les pyroxénolites** presque entièrement formées de pyroxène ; **les hornblendites ou amphibolites** caractérisées par la prédominance d'hornblende verte et brune ; **les dunites**, roches ultrabasiques formées uniquement d'un péridot riche en fer (fayalite). Ces roches basiques et ultrabasiques sont associées et recèlent souvent de précieuses minéralisations (Cr, Ni, Co, Pt). Leur équivalents microlitiques sont représentés par les kimberlites qui sont des péridotites micacées contenant en particulier des phénocristaux d'olivine et parfois diamantifères.

VI- LES ROCHES METAMORPHIQUES

Lorsqu'une roche d'origine magmatique, sédimentaire ou même métamorphique est soumise à de nouvelles conditions de température et/ou de pression différentes de celles ayant présidé à sa formation, elle se transforme à l'état solide pour donner une roche métamorphique. Cette transformation se caractérise par la cristallisation de nouveaux minéraux, dits néoformés et l'acquisition de textures et structures particulières, sous l'influence des nouvelles conditions physiques et/ou chimiques.

A- Les types de métamorphisme

On distingue fondamentalement deux grands types de métamorphisme : le métamorphisme régional et le métamorphisme local (ou métamorphisme circonscrit ou métamorphisme de contact).

1- Le métamorphisme général (ou régional)

Il affecte l'ensemble des roches sur des épaisseurs et des surfaces importantes, il peut être divisé en deux types :

a- Le métamorphisme d'enfouissement

Dans un bassin sédimentaire (domaine non plissé), la base des épaisses séries sédimentaires subit un métamorphisme dit statique ou d'enfouissement, peu marqué et sans déformation.

b- Le métamorphisme régional classique

Il est géographiquement et génétiquement lié aux grandes chaînes de montagnes (orogénèse). Il est responsable de la formation des ensembles de schistes, de micaschistes et de gneiss (roches métamorphiques cristallophyllienne). Ces roches ont subi des déformations tectoniques marquées et on parle de métamorphisme général dynamothermique.

2 - Le métamorphisme local ou circonscrit

Il est d'étendue très limitée (quelques dizaines de mètres).

a- Le métamorphisme de contact

Il se développe dans des terrains sédimentaires au contact d'un massif intrusif (batholite) et de ses apophyses, et il affecte des enclaves et les terrains encaissants en formant des zones concentriques successives appelées auréoles de métamorphisme de contact. Le métamorphisme de contact est surtout lié à une élévation de température et à la durée de cette augmentation, il est de ce fait nommé métamorphisme thermique ou thermométamorphisme.

b- Le métamorphisme dynamique (ou dynamométamorphisme)

Il est lié aux contraintes qui se développent dans les grands accidents cassants où les roches acquièrent une schistosité et sont broyées plus ou moins fortement. Ex. les mylonites

c- Le métamorphisme hydrothermal

Il est lié à des circulations de fluides (eau surtout) à une température élevée, en relation avec des volcans ou des massifs plutoniques et qui d'une part réchauffent les roches traversées, et d'autres part leur apportent des éléments chimiques particuliers.

d- Le métamorphisme d'impact

Il est exceptionnel et dû à la chute de grosses météorites. C'est l'exemple du cratère d'Arizona aux USA.

B - Les facteurs du métamorphisme

Les facteurs du métamorphisme les plus importants sont :

a- La température

C'est le facteur principal et il augmente avec la profondeur (gradient géothermique), et/ou avec la mise en place de roches magmatiques. Une élévation progressive de la température facilite les réactions chimiques et diminue la viscosité des fluides, alors qu'une élévation de température brusque et intense mais de courte durée ne modifie pas profondément la structure des roches.

b- La pression

Elle augmente aussi avec la profondeur (pression générale hydrostatique), mais aussi du fait des contraintes (pressions orientées).

c- Les apports chimiques

Lorsque la composition originelle des roches a été modifiée par des apports, et les départs d'éléments, tels que Si, Al, Na, K, etc., on dit que le métamorphisme est allochimique (Ex. métamorphisme de contact ou métamorphisme hydrothermal). Si à l'échelle de l'échantillon et de la formation, la composition originelle des roches n'a pas été modifiée, excepté pour les teneurs en H_2O et CO_2 qui diminuent lorsque le métamorphisme augmente, on a un métamorphisme isochimique (ou topochemique, ou normal).

Le métamorphisme étant lié à différents facteurs, ses limites sont peu tranchées. La limite inférieure, correspondant au métamorphisme le plus faible, se situe vers $T = 100$ à $200^\circ C$, et vers $P = 1$ kbar (anchizone). La limite supérieure est atteinte, par définition, lorsque débute la fusion (anatexie) à T et P élevées variables selon les cas en moyenne $T \geq 600^\circ C$ et $P \geq 3$ ou 4 kbars.

C-Architecture des roches métamorphiques

Les roches métamorphiques montrent généralement une orientation des différents minéraux ce qui leur donne une disposition en feuillets.

1 - La structure

C'est l'ensemble des hétérogénéités visibles à l'œil nu dans une roche.

a- La foliation

C'est l'alternance de lits de composition différente généralement sombre (ferromagnésiens) et clairs (quartzo-feldspathiques).

b- La schistosité

C'est une superposition de feuillets ou lits de même composition.

En résumé, on distingue :

- **la structure foliée ou rubanée** (gneiss, amphibolites)
- **la structure schisteuse ou feuilletée** (schistes, micaschistes)
- **la structure massive** (quartzites, pyroxénites, amphibolites)
- **la structure œilée ou amygdalaire** (gneiss œilés)

2 -Texture

C'est le mode d'arrangement des éléments constitutifs d'une roche, elle désigne les relations spatiales entre les minéraux. On distingue :

- **la texture granoblastique** dans laquelle le quartz et les feldspaths sont grenus et indentés, mais les micas restent disposés en lits parallèles. Ex. Gneiss
- **la texture lépidoblastique** : les minéraux phylliteux (micas et chlorite) sont particulièrement abondants. Ex. micaschistes
- **la texture nématoblastique** : les minéraux en aiguille (actinote, ...) dominant. Ex. amphibolites
- **La texture porphyroblastique** : elle est caractérisée par l'apparition de cristaux géants (feldspaths, quartz, grenats) sur un fond granoblastique ou lépidoblastique. Ex. gneiss œilés

D - Classification des roches métamorphiques

La classification et la nomenclature des roches métamorphiques sont très complexes car interviennent les caractéristiques des roches originelles et du métamorphisme (degré du métamorphisme fonction des conditions de T et de P).

1 - Selon les faciès minéraux : un faciès minéral est défini par l'association de certains minéraux (la paragenèse) caractérisant le chimisme d'une roche et le degré de métamorphisme qu'elle a subi. D'après P. ESKOLA, on distingue :

- **faciès à prehnites** (s. f. à heulandite ou à analcime + quartz ; s. f. à laumonite + quartz)
- **faciès des schistes verts** (chlorite, muscovite, amphibole (trémolite, actinote), plagioclases acides ($An < 20$: albite, oligoclase) ; biotite).
- **faciès des schistes à glaucophane – lawsonite** (= schistes bleus) avec (s. f. à pumpellytes ; s. f. à jadéite et quartz).
- **faciès des amphibolites à hornblende verte** (s. f. à épidote et albite ; s. f. à plagioclase plus basiques ($An > 20$)).
- **faciès des granulites** (orthopyroxènes, plagioclase basique et grenat (almandin-pyrope), et suivant le cas disthène ou sillimanite).
- **faciès des éclogites** (omphacite et grenat (almandin-pyrope)).
- **faciès des cornéennes** [suivant T, on a : albite et épidote ; hornblende verte ; pyroxène et grenat (glossulaire)].
- **faciès des sanidinites** (sanidine et albite).

2 - Selon les zones du métamorphisme

- **l'anchizone** : forme la transition entre diagenèse et métamorphisme.
- **l'épizone** : métam. Faible ; $T = 200$ à 500°C .
- **la mésozone** : métam. moyen, $T = 500$ à 650°C .
- **la catazone** : métam. fort : $T = 650$ à 700°C .
- **l'ultrazone** : (terme peu utilisé).

3- Selon les séquences métamorphiques

Une séquence est l'ensemble des roches métamorphiques, de degré variable, issu d'un même type de roche originelle caractérisé par une certaine composition chimique moyenne.

- **séquence arénacée** (grès et arkoses → quartzites, gneiss et leptynites),
- **séquence argileuse ou pélitique** (argile et pelites → schistes, micaschistes, gneiss, leptynites),
- **séquence calcapélitique** (marnes → micaschistes à minéraux, amphibolites, pyroxénites),
- **séquence carbonatée** (calcaires et dolomies → calcschistes, marbres, cipolin),
- **séquence granitique** (granitoïdes et laves équivalentes → protogines, gneiss, leptynites),
- **séquence basique** (diorite, gabbros et basaltes → schistes, prasinites, amphibolites, pyroxénites).

N.B : Déterminer la séquence à laquelle appartient tel gneiss ou tel autre est souvent difficile, voire impossible, et ce mode de classement n'est guère utilisé. On ajoute les préfixes **para-** ou **ortho-** pour indiquer l'origine sédimentaire ou magmatique lorsqu'on peut la déterminer.

4-Selon les séries métamorphiques

a- Série de type Barrow (ou série barrowienne)

Elle se développe si le degré géothermique est faible

b - Série de type Abukuma

Elle se développe si le degré géothermique est fort

E- Les principales roches métamorphiques

- 1- **Les schistes sériciteux, schistes chloriteux**, etc. Ce sont des roches finement schisteuses possédant un clivage et un éclat lustré. Les schistes sériciteux et les schistes chloriteux sont les faciès schisteux les plus communs. **Les prasinites** sont des schistes chloriteux épidotiques et amphibolitiques, contenant parfois de l'albite et du glaucophane. Il en existe de nombreuses variétés.
- 2- **Les micaschistes, chloritoschistes** etc. : les micaschistes sont des roches déjà fortement métamorphiques. Elles ont une schistosité bien marquée. Les minéraux phylliteux qui recouvrent leurs surfaces de foliation sont assez largement développés pour être visibles individuellement à l'œil nu. Leur éclat n'est plus lustré, mais brillant. Le quartz forme des cristaux facilement visibles à la loupe sur l'échantillon, mais le feldspath (albite ou oligoclase) reste microscopique. Ce feldspath est d'ailleurs peu abondant. Lorsque l'on veut souligner qu'il joue, dans la roche, un rôle notable, on précise que l'on a affaire à un micaschiste feldspathique.
- 3- **Les Gneiss** : Le faciès pétrographique auquel on donne le nom de gneiss est caractérisé par l'empilement de lits noirs, riches en minéraux ferromagnésiens (biotite, amphibole) et de lits blancs, riches en quartz et en feldspath. Les feldspaths sont, ici et par définition toujours bien visibles à l'œil nu. La texture est granoblastique ou œillée. Les vrais gneiss contiennent du quartz en abondance. On peut distinguer, d'après la nature du feldspath, des gneiss albitiques, orthosiques et plagioclasiques. Les plagioclases les plus fréquents sont l'oligoclase et l'andésine. Les gneiss sans quartz sont des exceptions. On les répartit en gneiss syénitiques à feldspaths alcalins et en gneiss dioritiques à plagioclase seulement.
- 4- **Les leptynites** : Les leptynites sont des roches faites de quartz et de feldspath alcalin. Elles sont très pauvres en micas ou en amphibole, mais le grenat y est fréquent. Leur structure est massive. Sur le terrain elles se débitent en bancs réguliers. **Les granulites** contiennent du grenat, de la cordiérite ou du pyroxène, parfois du disthène. Il s'agit d'une variété de leptynites, qui apparaît dans les boucliers cristallins, et correspond à un métamorphisme intense (faciès granulite).

5- **Les amphibolites et pyroxénites** : Ces roches sont constituées essentiellement par de l'amphibole ou du pyroxène, associés à des plagioclases basiques. Leur texture granoblastique ou nématoblastique.

- **Les amphibolites** se reconnaissent à leur couleur vert sombre et à leur structure massive. Elles sont faites de hornblende, verte, brune, et d'un plagioclase qui est habituellement de l'andésine. Il y a des amphibolites à grenat, à diopside. Certaines ont une texture œillée
- **Les pyroxénites** renferment du diopside et du plagioclase basique. Ce sont des roches dures, tenaces, massives, à grain fin, de teinte verdâtre claire.

6 - **Les quartzites, grenatites** : dans ce groupe nous rangerons quelques roches intéressantes du point de vue minéralogique, mais plus exceptionnelles sur le terrain.

♦ **Les quartzites** sont des roches blanches ou légèrement teintées, à éclat gras, difficiles à distinguer des quartzites sédimentaires.

♦ **Les grenatites** sont faites essentiellement de grenat. **La gondite** est un quartzite à grenat manganésifère. Par altération superficielle, elle donne naissance à des gîtes de manganèse parfois exploitables.

Par métamorphisme, les anciennes couches de charbon se sont transformées en une matière tendre, noire, traçante appelée **graphite** ou lorsqu'elle est encore plus impure, **schiste graphiteux** ou **gneiss graphiteux**.

Parmi les roches monominérales, citons encore les **épidotites**, essentiellement faites d'épidotes et les **micacites** essentiellement micacées.

Chp₃ : **LA GEODYNAMIQUE INTERNE**

Introduction générale

Elle se consacre aux conséquences induites par le mouvement des plaques à la surface de la terre (magmatisme) et à celles associées à la remontée des magmas dans le volcanisme de "point chaud"(zone hypothétique de formation de magma située au sein du manteau, à partir de laquelle la matière s'élève selon une colonne ascendante nommée panache se traduisant à la surface de la lithosphère par des manifestations volcaniques). Les contraintes imposées à la lithosphère peuvent donc engendrer des phénomènes soudains, tels que les séismes et les éruptions volcaniques. Mais à l'échelle des temps géologiques, la géodynamique interne est responsable de la surrection des chaînes de montagnes, ou inversement du creusement de larges failles (horst) comme le grand rift africain.

I- STRUCTURE DU GLOBE TERRESTRE

A - Introduction

La Terre âgée de 4,5 milliards d'années, a un intérieur inaccessible. Mais grâce aux méthodes directes (observations des structures superficielles visibles, des sondages (5 à 10 Km), des carottages) et des méthodes indirectes (la géophysique « sismologie, gravimétrie, magnétisme... », des études de météorites- astéroïdes...), on a pu établir sa structure interne.

B - La structure de la Terre

La Terre est composée de 3 enveloppes concentriques, de l'extérieur vers le centre: croûte - manteau - noyau délimitée par deux discontinuités :(1) la discontinuité de Mohorovicic (Moho) et (2) la discontinuité de Gutenberg.

1- La croûte

Elle représente **1,5%** du volume de la Terre. On distingue 2 types de croûte :

- a- la croûte continentale**, solide et épaisse en moyenne de **35 Km** (mais dont l'épaisseur peut atteindre **70 Km** sous les chaînes de montagnes) montre deux niveaux séparés sous les chaînes de montagnes par **une discontinuité chimique de Conrad (15Km)**. Elle sépare la croûte continentale supérieure granitique surmontée par endroit de roches sédimentaires, de la croûte inférieure granitique métamorphisée, déshydratée et définissant le faciès granulitique.

Coupe schématique de la croûte continentale

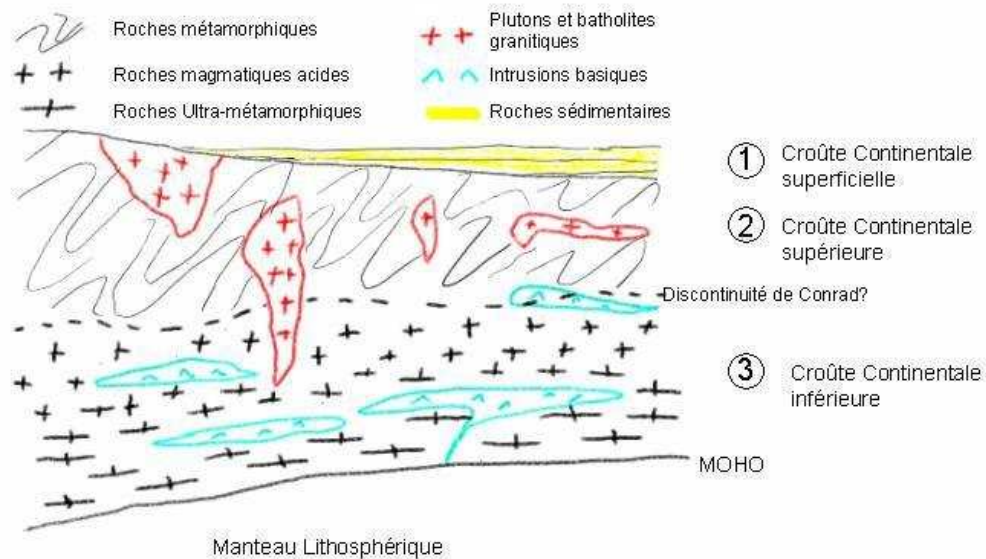


Fig.1 Coupe schématique de la croûte continentale

- b- la croûte océanique, très mince (6-8km),** moins épaisse, a une structure plus uniforme et une composition relativement homogène à travers tous les océans. Elle montre trois niveaux : la couche 1 sédimentaire, la couche 2 faite de basaltes et de filons et la couche 3 composée de gabbros et de péridotites litées. L'épaisseur de la couche sédimentaire augmente en s'éloignant de la dorsale.

Coupe schématique de la croûte océanique

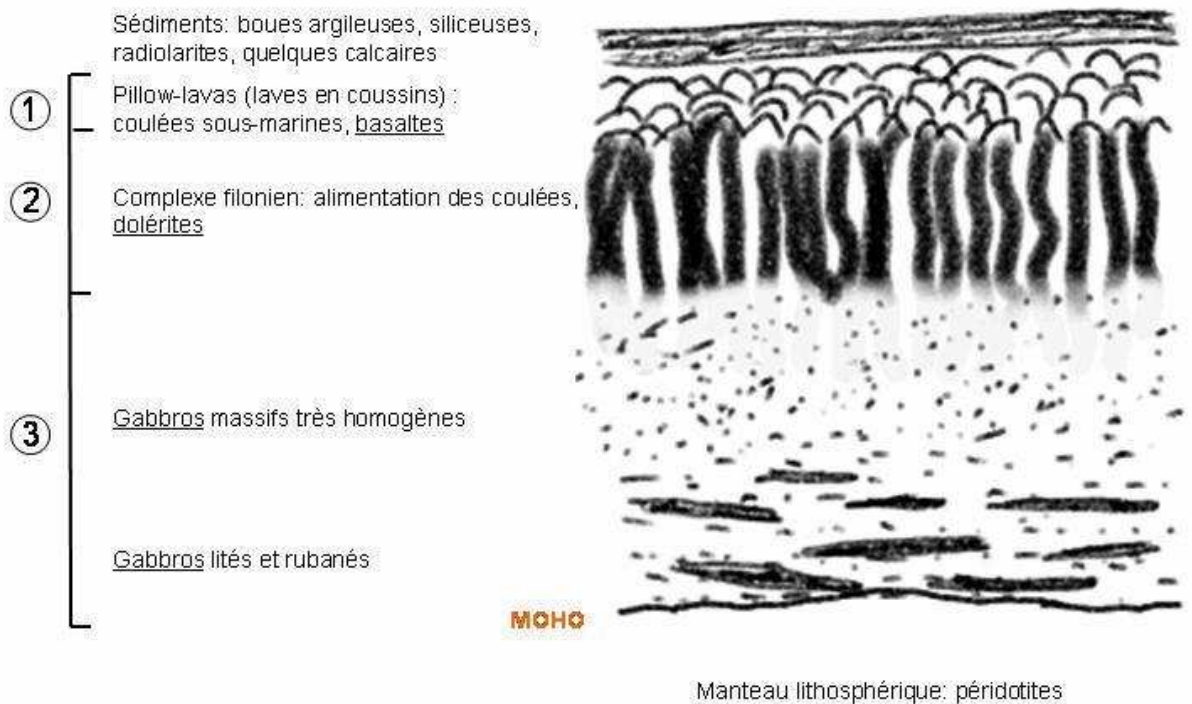


Fig.2 Coupe schématique de la croûte océanique

	Croûte continentale	Croûte océanique	Manteau
SiO ₂	60%	49%	44%
Al ₂ O ₃	15%	16%	2%
MgO	3%	7%	37%

Tableau 3 : Compositions chimiques comparées des croûtes continentales, des croûtes océaniques et du manteau.

De ce tableau, on remarque que la croûte continentale est riche en silice, alors que les teneurs en silice de la croûte océanique sont plus faibles. Ces deux croûtes sont riches en alumine (Al₂O₃), ce qui du point de vue chimique permettait de les rassembler sous le vocable de **SIAL** (terme devenu aujourd'hui obsolète).

2 - Le manteau

Il représente **82,5 %** en volume de la Terre et 74% de sa masse. Son épaisseur est de **2900 Km**. A ces profondeurs, la température est voisine de 1300°C et proche de la température de fusion des péridots. On peut distinguer au sein de ce manteau, deux unités : **le manteau**

supérieur jusqu'à 670 Km et le manteau inférieur de 670 à 2900 km. Le manteau est séparé de la croûte par une discontinuité majeure : **la discontinuité physique de Mohorovicic(MOHO).**

Du point de vue chimique le manteau est peu riche en silice ; il est par contre très riche en magnésium (MgO). Par opposition au SIAL, le manteau, est dénommé **SIMA**. Le manteau supérieur est plus visqueux que le manteau inférieur. Il est formé essentiellement de péridotites (olivine, pyroxène, grenat).

La partie superficielle de la Terre a un comportement **solide cassant**. Cette unité qui comprend la croûte (qu'elle soit continentale ou océanique) et la partie la plus superficielle du manteau supérieur est la **lithosphère**. On peut distinguer selon la nature de la croûte 2 types de lithosphères : **une lithosphère continentale** dont l'épaisseur moyenne est de l'ordre de 150 à 200 Km et **une lithosphère océanique**, plus mince (épaisseur de l'ordre de 70 Km). Sous la lithosphère se situe l'**asthénosphère**. Cette unité, constituant la partie la plus profonde du manteau supérieur, a un comportement **solide**, mais **plastique** et **ductile**, c'est à dire qu'elle peut se déformer sans se casser. Lithosphère et asthénosphère sont séparées par une zone où les vitesses des ondes sismiques P et S sont ralenties (vers 100 Km de profondeur).

Cette zone à faible vitesse, souvent dénommée **Low Velocity Zone, ou LVZ (Zone à moindre vitesse)**, s'étend de 125-140 Km jusqu'à 235 Km de profondeur. La diminution de la vitesse des ondes sismiques est attribuée à une fusion, très partielle (1%), du matériel mantellique. La lithosphère rigide est découplée de l'asthénosphère au niveau de la LVZ. L'asthénosphère est animée en son sein de courants de convection qui permettent à la **plaque lithosphérique** de glisser et de se déplacer sur l'asthénosphère, créant ainsi une dynamique lithosphérique qui est la source de la **Tectonique des Plaques**.

Dans l'enveloppe asthénosphérique, on note des discontinuités marquant un réarrangement minéralogique de l'olivine. Sous l'effet de la pression et de la température, l'olivine, constituant de base du manteau, change de forme minéralogique. Vers 400-410km de profondeur, on note une zone de transition où l'olivine acquiert une structure plus dense, nommée **structure spinelle**. Puis vers 660-670 Km, la structure spinelle passe à la **structure pérovskite** encore plus dense. C'est cette zone de transition qui sépare le manteau supérieur du manteau inférieur.

Le manteau est le siège de courants de convection qui transfèrent la majeure partie de l'énergie calorifique du noyau de la Terre vers la surface. Ces courants provoquent la dérive des continents mais leurs caractéristiques précises (vitesse, amplitude, localisation) sont encore mal connues.

3 - Le Noyau

Il représente **16% en volume** du globe terrestre. Il est séparé du manteau par la **discontinuité physique de Gutenberg** se manifestant par un ralentissement des vitesses des ondes sismiques traduisant un changement de composition par rapport au manteau. **Le noyau, contrairement à la croûte et au manteau n'est pas silicaté (ou très peu silicaté).** On distingue deux ensembles: le noyau externe et le noyau interne.

a- Le noyau externe

Sa profondeur va de 2900km à 5150 Km. Il a un comportement liquide et est composé principalement de fer (environ 80%), de nickel, de sulfures et un peu de silicium. Sa viscosité est proche de celle de l'eau, sa température moyenne atteint 4000°C et sa densité 10. Des écoulements de fer liquide peuvent y engendrer des courants électriques qui donnent naissance à des champs magnétiques. Le noyau externe est donc à l'origine du champ magnétique terrestre.

b - Le noyau interne (ou Graine)

Il a un comportement solide (Ni+Fe) et de par sa composition était dénommé NIFE (pour Nickel et Fer) (terme obsolète). Il est essentiellement métallique et constitué par sédimentation progressive du noyau externe. La pression le maintient dans un état solide malgré une température supérieure à 5000°C et une densité d'environ 13.

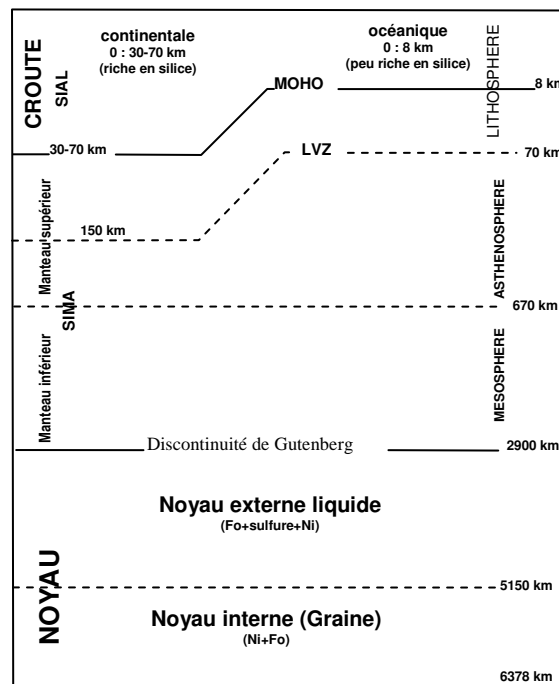


Fig. 3: Structure du globe terrestre

C- Méthodes d'investigations indirectes de la structure profonde de la Terre

Il s'agit de méthodes géophysiques telles que la sismologie, la gravimétrie et le magnétisme terrestre, qui sont les moyens indirects les plus efficaces pour le sondage *in situ* de notre planète.

1- La sismologie

La sismologie est l'étude de la propagation des ondes sismiques dans le globe terrestre. La sismogénèse étudie les mécanismes provoquant les tremblements de terre. La sismotectonique est une discipline qui étudie les rapports entre les séismes et la tectonique.

Un **séisme** est un tremblement de terre ; il correspond à un ébranlement brutal du sol. La cause de la plupart des tremblements de terre est liée aux mouvements soudains le long des failles dans la Terre. On appelle **faille**, une fracture ou une cassure dans la lithosphère, le long de laquelle on observe un déplacement relatif des deux blocs ou compartiments.

L'énergie brusquement dégagée le long de ces failles cause des séismes. Par conséquent, les foyers sismiques trouveront leur source que dans la lithosphère, jamais dans l'asthénosphère qui est plastique. On appelle **foyer** ou **hypocentre** le lieu précis où se produit le mouvement initial. L'**épicentre** est le point situé en surface immédiatement au-dessus du foyer. Lorsqu'un séisme est déclenché, un front d'ondes sismiques se propage dans la croûte terrestre.

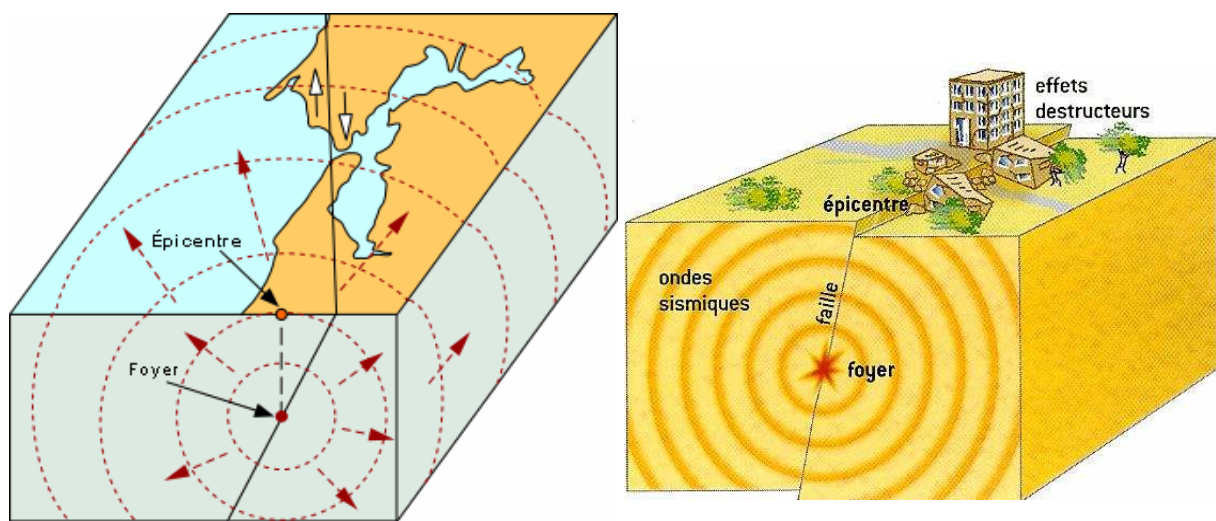


Fig. 4: Foyer et épicentre d'un séisme

Ces ondes sont enregistrées par des détecteurs des mouvements du sol, des sismomètres (ou sismographes). Les ondes sismiques sont des ondes élastiques qui se propagent dans toutes les directions. On distingue les ondes de volume qui traversent la terre et les ondes de surface qui se propagent parallèlement à sa surface. Ces différents types d'ondes se succèdent sur des sismogrammes

a- Les ondes de volume

Les ondes de volume appartiennent à deux catégories :

- * **les ondes P ou ondes primaires** : ce sont des ondes de compression ou ondes longitudinales qui se propagent dans tous les milieux;

- * **les ondes S ou ondes secondaires** : ondes de cisaillement ou ondes transversales; elles ne se propagent que dans les solides.

b- Les ondes de surface

Elles sont moins rapides que les ondes de volume, et sont de deux types:

* **les ondes de Love** : ce sont des ondes de cisaillement. Elles sont la cause principale des destructions et des dégâts provoqués aux édifices ;

* **les ondes de Rayleigh** : enregistrées sur les trois composantes des sismomètres ; ce sont les moins rapides et leurs vibrations durent plusieurs minutes.

Les tremblements de terre sont évalués selon deux échelles : **échelles macrosismiques d'intensité** d'une part, et **l'échelle de magnitude de Richter** d'autre part. * **L'exemple du séisme de Sumatra** qui a eu lieu au large des côtes de l'île de Sumatra en Indonésie le 26 décembre 2004 à 00h58'49''TU.

2 - La gravimétrie

La gravimétrie consiste à mesurer, étudier et analyser les variations dans l'espace et dans le temps le champ de la pesanteur de la Terre. Elle se définit aussi comme l'étude de la répartition des masses en profondeur à partir du champ de la pesanteur terrestre. Elle permet d'en déduire la répartition dans le sous-sol, les différentes formations géologiques caractérisées par leur densité.

Pour la sismologie, la forme du Globe terrestre est sphérique. Les données gravimétriques permettent de déduire que la forme de la Terre est un ellipsoïde.

3 - Le magnétisme terrestre

La Terre, comme certaines autres planètes du système solaire, se caractérise par l'existence d'un champ magnétique, qui s'est maintenu dans le temps et a permis le développement de la vie en protégeant la Terre des radiations ionisantes comme la couche d'ozone. Les conséquences géologiques de ce champ magnétique sont considérables du fait de la fossilisation du champ magnétique terrestre par certaines roches. Le magnétisme terrestre est un phénomène très intéressant et fort complexe à interpréter.

Le champ magnétique terrestre a deux composantes :

* **le champ principal**, produit par le noyau liquide, représente 99% du champ total ; il est induit par les courants électriques qui circulent dans le noyau de la Terre, composé presque essentiellement de fer liquide.

* **le champ superficiel**, produit par l'aimantation des roches de la croûte.

La structure de la Terre ainsi présentée donne une image statique de notre astre. Or la terre est une planète active, vivante. Cette activité de la Terre se traduit, entre autre, par des tremblements de terre (ou séismes), du volcanisme, la formation de chaînes de montagnes (dénommées orogènes). Cette activité de la terre s'intègre dans un schéma dynamique de notre planète.

II - DE LA DERIVE DES CONTINENTS A L'EXPANSION OCEANIQUE

A- La dérive des continents

1- Le concept de la "dérive des continents"

Alfred Wegener (1880 - 1930), météorologiste allemand, publia en 1912 dans un traité, la théorie de la dérive des continents, dans lequel il supposait que la croûte continentale (alors appelée *sial*) "flottait" sur une couche sous-jacente dénommée *sima*.

2 - Les arguments en faveur de la "dérive des continents"

La théorie de Wegener sur la dérive des continents bouleverse les idées de son temps ; cependant les arguments en sa faveur sont très précis.

a- Des preuves morphologiques

Les continents, de part et d'autre de l'Atlantique (Afrique et Amérique du Sud), ont des formes complémentaires ; ils pouvaient s'emboîter les uns les autres tel un puzzle. On peut envisager que jadis ces deux continents n'en formaient qu'un seul et que progressivement ils se sont éloignés l'un de l'autre, l'un (l'Amérique du Sud) migrant vers l'ouest, l'autre (l'Afrique) dérivant vers l'est. D'une façon plus générale, on peut envisager qu'à une certaine époque géologique la majeure partie des continents ne formait qu'un continent unique (**Fig.5**) qui s'est ensuite fracturé et morcelé en plusieurs unités qui se sont séparés au cours des temps géologiques.

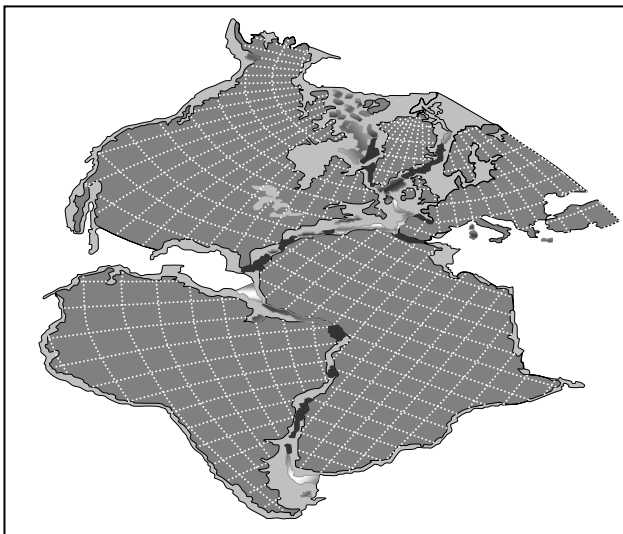


Fig. 5 : Ajustement des continents

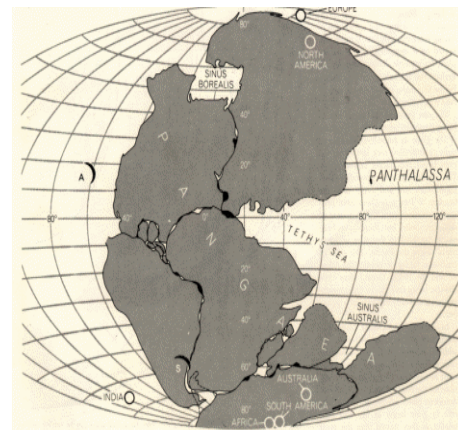


Fig.6 : Epoque début Triasique

b- Arguments géologiques

Plusieurs données géologiques sont en faveur d'une dérive des continents. Par exemple, on connaît des formations glaciaires âgées de 250 millions d'années qui se retrouvent aujourd'hui sur différents continents (Afrique, Amérique du Sud, Australie, Inde) suggérant qu'à cette époque tous ces continents étaient réunis dans un seul et même ensemble très proches les uns des autres.

c - Arguments magnétiques

L'essentiel du champ magnétique terrestre serait produit par une dynamo auto-excitée par rotation du globe, fonctionnant grâce à des déplacements de matière conductrice se produisant dans le noyau liquide.

3 - Modèles de dérive des continents

Les nombreuses études géologiques faisant appel à diverses méthodes géologiques (stratigraphie, sédimentologie, volcanisme, géophysique, paléontologie, paléomagnétisme etc...) permettent de modéliser la "dérive des continents" au cours des temps géologiques. D'une façon schématique on peut résumer cette dérive des continents depuis 240 Ma jusqu'à 65 Ma. Jusqu'à l'époque triasique (240 Ma.), il n'existait qu'un continent (**la Pangée**), un océan (**la Panthalassa**) et une mer (**la Téthys**) qui est l'ancêtre de notre **Méditerranée actuelle**. **A la fin du Trias (il y a 180 Ma.)**, la Pangée s'est fracturé et deux continents sont apparus: **la Laurasia au nord (ancêtre de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie)** et le **Gondwana au sud (ancêtre de l'Amérique du Sud et de l'Afrique)**. A la même époque, l'Inde se détache de l'Afrique, ainsi que l'Antarctique et l'Australie. **A la fin du Jurassique (il y a 135 Ma.)**, la Laurasia se fracture laissant place à l'ouverture de l'Atlantique Nord. La Téthys se ferme. Le Gondwana se fissure et débute la séparation de l'Amérique du Sud et de l'Afrique. Inde, Antarctique et Australie continuent à migrer et se détacher.

Au Crétacé (il y a 65 Ma.), Amérique du Sud et Afrique se sont largement séparés, laissant place à l'ouverture de l'Atlantique Sud. Inde, Antarctique et Australie continuent leur dérive. La Téthys se ferme de plus en plus.

Le scénario se perpétue jusqu'à nos jours pour aboutir à la géographie que nous connaissons actuellement.

III - L'expansion océanique

Jusqu'à la fin de la seconde guerre mondiale, les connaissances des océans sont restées sommaires. On ne savait que peu de choses sur les fonds océaniques, leur morphologie, leur nature, leur épaisseur. Les études des océans, menées essentiellement après les années 1950, furent essentielles quant à la compréhension de la géodynamique interne de la terre.

A - Connaissance des océans

Sur les 510 000 000 de Km² de surface du globe, les océans représentent près de 70%. La connaissance des océans fut progressivement acquises grâce à de nombreuses missions océanographiques faisant appel à des navires océanographiques, tel **l'Atalante**, ou à des sous-marins, tel le **Nautille**. Ces navires ont permis d'établir une carte topographique des fonds marins. Ces études montrèrent que les fonds océaniques étaient morphologiquement diversifiés comme le montre ce schéma de la **Figure 7**.

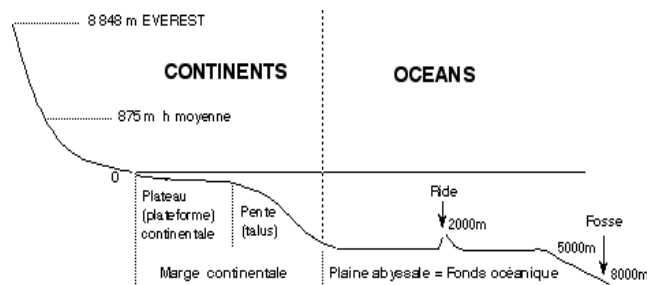


Fig.7 Morphologie des unités continentales et océaniques

On y reconnaît :

- * un **plateau** (ou plate-forme) **continental**, à pente infime (1m/Km), composé de sédiments d'érosion des continents. Les **plates-formes** continentales représentent 10% de la surface des océans.

- * **une pente** (ou **talus continental**) à pente forte (5% de pente en moyenne, parfois 30 à 40%). Elle constitue 15% de la superficie des océans.

- * **les plaines abyssales**, dont la profondeur moyenne est de l'ordre de 5 000 m ; elles constituent la majeure partie des océans. Elles sont relativement planes, tapissées de sédiments plus ou moins épais. Parfois se dressent des reliefs positifs, dénommés **sea-mounts** (montagnes sous-marines).

- * **des rides océaniques ou dorsales** qui parcourent tous les océans sur une distance de plus de 60 000 Km et dont le sommet se situe à environ - 2 000m de profondeur.

- * **des fosses océaniques**, profondes de plus de 6 000 m, la plus profonde étant près des îles Mariannes dans le Pacifique (- 11 000 m)

- * **des fractures transverses**, dénommées **failles transformantes**, perpendiculaires aux dorsales et qui les décalent horizontalement.

B - Accrétion océanique et expansion océanique

La genèse de la croûte océanique et sa dynamique furent élaborées progressivement à partir des années 1960. L'écartement de deux plaques peut être compensé de deux manières : soit par un **amincissement de la lithosphère** localisé sous un rift continental, soit par la **création à l'axe des dorsales de nouvelle lithosphère aux dépens de l'asthénosphère**. Le stade "**rift continental**" et le stade "**expansion océanique**" se succèdent dans le temps. Entre les deux intervient la **rupture continentale** qui est une rupture de la lithosphère entière. Alors le rift continental est coupé en deux par l'océan qui s'ouvre. Chacun des demi-rifts s'éloigne peu à peu de son frère jumeau à mesure que l'océan grandit et devient alors une marge continentale passive. Les études paléomagnétiques effectuées sur les fonds océaniques mirent en évidence des anomalies du champ magnétique terrestre. On a découvert que le plancher océanique était successivement composé de roches basaltiques à magnétisme normal et à magnétisme inverse. Ces anomalies du champ magnétique océanique forme des bandes parallèles aux dorsales médio-océaniques et symétriques de part et d'autres de la ride.

IV - TECTONIQUE DES PLAQUES LITHOSPHERIQUES ET ACTIVITÉS INTERNES DE LA TERRE

A- L'hypothèse de la Tectonique des plaques

La Tectonique des plaques (anciennement appelée la dérive des continents) est le modèle actuel du fonctionnement interne de la Terre. Cette théorie unificatrice stipule que les déformations de la lithosphère sont reliées à des forces internes de la Terre. Elle repose sur deux notions principales : celle de la dérive des continents et celle d'expansion océanique.

Selon la théorie de la Tectonique des plaques, la dorsale océanique présente un centre d'accrétion, le long duquel se produit l'expansion continue du plancher océanique.

La Tectonique des plaques permet également d'expliquer la formation et l'évolution de la croûte terrestre au cours des temps géologiques.

1- Notion de plaques

La lithosphère peut être considérée comme une mosaïque de grandes plaques rigides qui recouvrent tout le globe terrestre. On dénombre 7 grandes plaques : africaine, américaine, eurasiennne, pacifique, nazca, indo-australienne et antarctique. Mais leur nombre a varié au cours des temps géologiques. Deux plaques sont entièrement composées d'une lithosphère océanique (Pl. Pacifique - Pl. Nazca) ; les autres plaques sont mixtes composées d'une lithosphère océanique et d'une lithosphère continentale. Les données de la sismologie et du paléomagnétisme confirment l'idée de la mobilité horizontale des plaques. Laquelle mobilité est possible grâce à la chaleur interne du globe issue de la désintégration des isotopes radioactifs. On appelle gradient géothermique l'augmentation de la température en fonction de la profondeur. Il est de 3°C pour 100 m.

Les plaques lithosphériques sont séparées entre elles par des zones étroites appelées limites de plaques où se concentre l'essentiel de l'activité géodynamique interne de la terre (volcanisme, sismicité, déformations). Trois limites de plaques sont définies.

a - Zones de divergence de plaques ou zones d'accrétion océanique : ce sont des zones d'extension et de distension au niveau desquelles deux plaques s'éloignent l'une de l'autre, laissant remonter le manteau entre elles. Elles sont le siège d'une intense activité volcanique basaltique avec une géochimie tholéiitique, d'une intense activité sismique et d'un métamorphisme de type HT-BP.

b - Zones de convergences de plaques ou zones orogéniques : La convergence se dit d'un mouvement rapprochant deux plaques l'une de l'autre, compensant ainsi l'expansion océanique à la surface du globe. Deux types de zones convergentes sont distingués ; les zones de subduction et les zones de collision intracontinentales.

-Les zones de subduction

Dans ces zones il y a affrontement d'une croûte océanique et d'une autre croûte (continentale ou océanique). Dans tous les cas de figure, la croûte océanique s'enfonce et disparaît sous l'autre croûte. Si la croûte océanique naît au niveau des dorsales, elle disparaît au niveau des zones de subduction.

* **Zones de subduction de type marge continentale active** : dans ce cas, la lithosphère océanique plus dense plonge sous la lithosphère continentale.

* **Zones de subduction de type arcs insulaires** : dans ce cas, une croûte océanique plonge sous une autre croûte océanique. Le plan de subduction est le siège de nombreux séismes, d'une intense activité volcanique andésitique, d'un métamorphisme de type HP-BT. L'affrontement des deux plaques (Pacifique et Sud-américaine) se traduit également par une orogénèse : l'orogénèse andine.

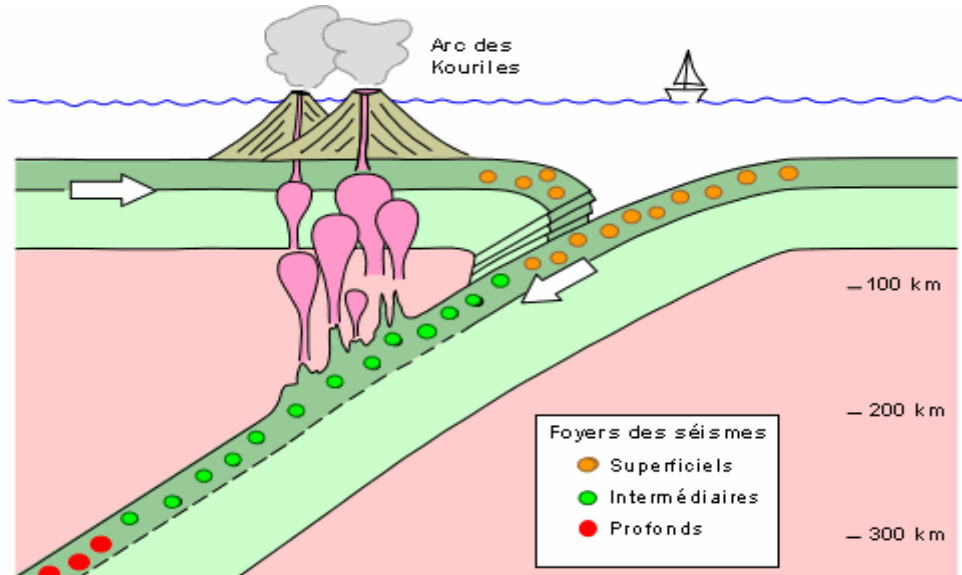


Fig. 8 Coupe de la zone de subduction Kouriles –Japon dans le Nord-Ouest Pacifique montrant la localisation des séismes en fonction de la profondeur.

- Zones de collision intracontinentale

Elles sont caractérisées par l'affrontement de deux lithosphères continentales. C'est le cas de l'affrontement des plaques africaines et indo-australienne contre la plaque eurasienne. Cet affrontement se traduit par une intense activité sismique et par un **système orogénique** qu'est le **système alpin**. L'activité magmatique, présente, est néanmoins plus réduite que dans les zones de subduction. C'est ainsi que naissent dans les zones de collision (zones orogéniques) les systèmes montagneux (orogènes) et leur genèse est dénommée orogénèse.

c - Zones de coulissage : failles transformantes

Ce sont des failles qui décalent horizontalement les dorsales océaniques (**Fig. 8**). Ce sont des zones de cisaillement caractérisées par une activité sismique intense. Une des failles transformantes des plus célèbres et la Faille de San Andrea qui affecte la dorsale est-pacifique dans le golfe de Californie.

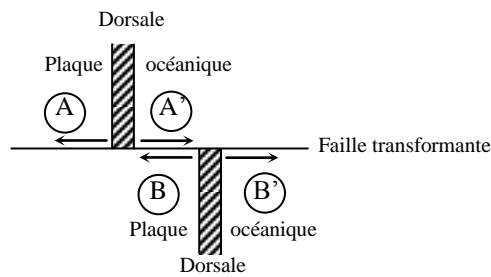


Fig. 9 : Faille transformante

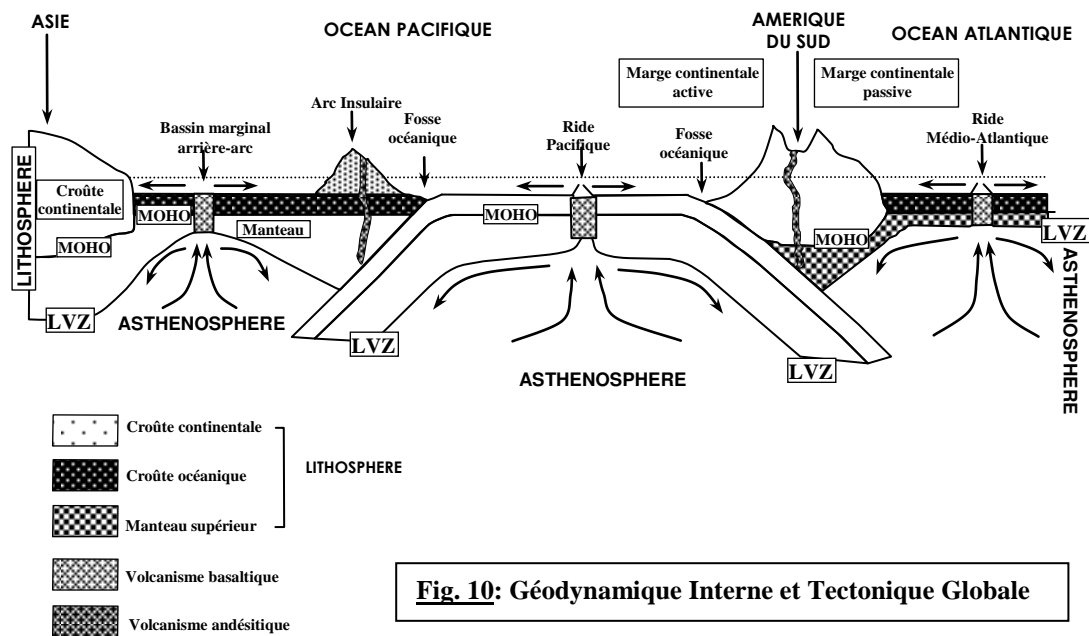


Fig. 10: Géodynamique Interne et Tectonique Globale

La théorie de la **Tectonique des Plaques** intègre différentes disciplines de la géologie et permet d'expliquer l'activité de la terre en relation avec sa géodynamique interne. C'est la raison pour laquelle on préfère aujourd'hui lui substituer le terme de **Tectonique Globale**.

Les relations entre tectonique globale et activité de la terre sont résumées en **figure 10**.

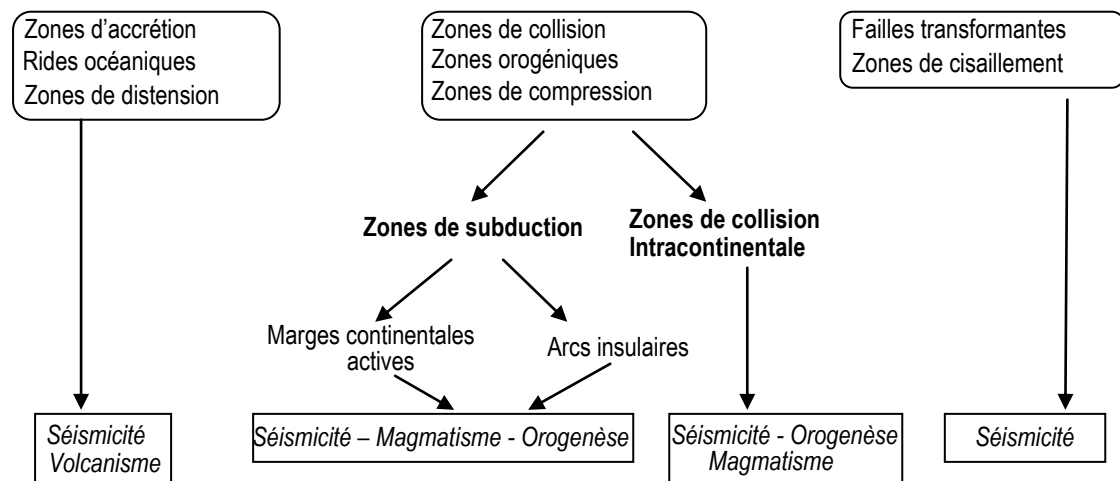


Fig. 11 Tectonique globale et activité de la Terre

Chap4 - LA TERRE DANS L'UNIVERS

Il est important de replacer la Terre dans le système solaire et ce dernier dans l'Univers. La Terre est dense et résulte d'une concentration exceptionnelle d'éléments chimiques lourds, en proportion tout à fait minimales, voire infimes dans l'Univers qui est majoritairement formé d'hydrogène et d'hélium. L'histoire de la Terre est celle du soleil, petite étoile de composition cosmique qui montre tous les éléments chimiques. Huit planètes gravitent autour du soleil, la neuvième (pluton étant trop petite et récemment déclassée parmi les planètes. Certains auteurs viennent de découvrir une autre planète nommée planète X.

L'atmosphère terrestre diffère de celle des autres planètes, car très riche en oxygène extrait de l'eau par photosynthèse.

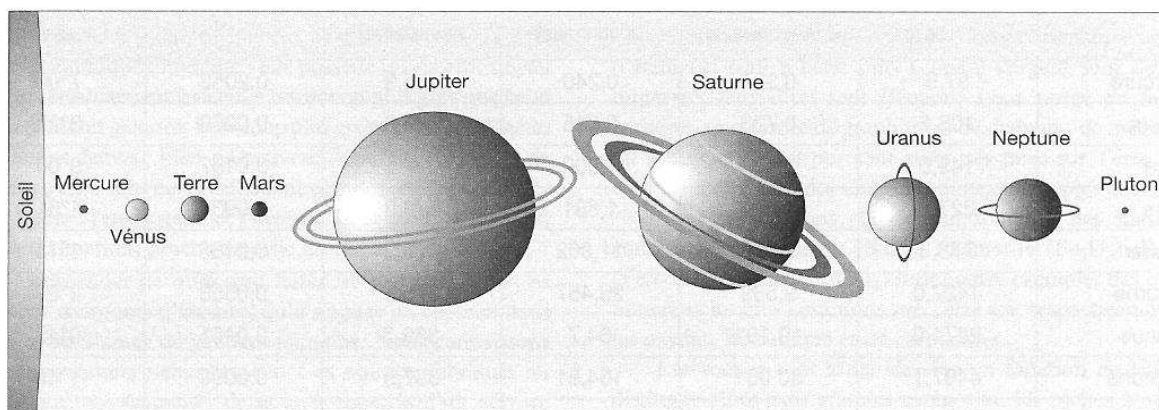


Fig. 12 : La Terre au sein du système solaire et taille relative des planètes

A -L'Univers et les galaxies

1-Définitions

L'Univers est isotrope et homogène. Il compte des milliards de galaxies. Celles-ci sont de gigantesques regroupements d'étoiles (naines et géantes, vieilles ou jeunes, isolées, doubles ou multiples) mobiles s'écartant les unes des autres depuis l'expansion de l'Univers il y a 15Ga. Notre galaxie, la Voie Lactée, est semblable aux autres galaxies et des planètes gravitant autour du soleil sur des orbites quasi-circulaires. Ces planètes sont définies comme des corps célestes non lumineux par eux-mêmes, dont la surface est froide, c'est-à-dire que leur température est proportionnellement en équilibre avec celle du rayonnement qu'elles reçoivent du soleil. Ce ne sont pas des étoiles, mais des boules de roches ou de gaz éclairées par le Soleil. On distingue deux catégories de planètes :

- les planètes telluriques : Ce sont les planètes les plus internes et les plus proches du Soleil (Mercure, Vénus, Terre et Mars). La plus grosse est la Terre avec un rayon de 6378km.

-Les planètes géantes :

A l'inverse, les planètes géantes (Jupiter, Uranus et Neptune) sont éloignées du Soleil. Elles sont composées essentiellement d'hydrogène et d'hélium. Leur rayon dépasse plus de 60.000km.

La Terre est immergée dans la Voie Lactée.

L'instant zéro de l'Univers a été qualifié de **big-bang**. Le contenu de l'Univers ne peut être décrit que pour une température inférieure à 10^{32} K (température de Planck). A cette température, le milieu est inaccessible, c'est-à-dire que les lois de la physique classique ne s'appliquent plus. Une fois la température de Planck franchie, toutes les particules qui étaient concentrées en un point sont dissociées : le big-bang se produit.

Le big-bang est donc une explosion originelle, image exprimant l'expansion de l'Univers dès les premiers instants de son existence. Aux premières brèves étapes, les particules apparaissent, s'associent et forment les premiers atomes.

a- Les satellites

Ce sont des corps célestes, naturels ou artificiels, en orbite autour d'une planète.

b - Les astéroïdes

Ce sont des blocs de roches comparables à une très petite planète et pouvant entrer en collision avec une planète ou un autre astéroïde.

c - Les comètes

Ce sont des boules de gaz et de poussières dont l'orbite peut recouper celle des planètes du système solaire. Les comètes sont définies aussi comme des agrégats de glaces, de gaz gelés et de poussières, vestiges de la condensation de la nébuleuse primitive qui a donné naissance au système solaire.

d - Les météorites

Ce sont des fragments se détachant lors de la collision entre astéroïdes et pouvant percuter les planètes. On distingue trois groupes de météorites.

- * **les sidérites ou météorites métalliques**, composées d'un alliage de Fe-Ni à 5-10% de nickel,

- * **les sidérolites**, constituées de cristaux d'olivine dans une matrice métallique

- * **les aérolites ou météorites pierreuses**, formées surtout de silicates avec quelques éléments métalliques. On trouve dans cette catégorie, **les achondrites** semblables aux gabbros terrestres, et **les chondrites formées** d'olivine, d'orthopyroxène et de plagioclase dans une matrice de même nature accompagnée de grains métalliques de Fe, Ni, FeS, etc...

- * **Le milieu interplanétaire et les poussières** : le système solaire contient une grande quantité de grains de poussières. Quand le ciel est clair peu avant le lever ou peu après le coucher du soleil, on peut apercevoir la lumière solaire réfléchir par ces grains.

2 - L'âge de la Terre et du système solaire

La datation radioactive montre que les roches les plus vieilles ont au moins 3,8Ga tandis que certains échantillons rapportés de la Lune ont plus de 4,2Ga. Les météorites primitives ont des âges de l'ordre de 4,5Ga. Cet âge commun aux corps les plus primitifs du système solaire est considéré comme l'âge de formation des planètes.

B- La différenciation et l'évolution de la planète Terre

1 - L'atmosphère

Interface de protection de la Terre solide ou liquide face au cosmos, l'atmosphère terrestre, dont la masse est faible, est une enveloppe ténue qui a évolué au cours des temps géologiques. L'atmosphère terrestre est essentiellement composée de diazote et de dioxygène qu'accompagnent en très petite quantité des éléments volatils tels H, C, S, Cl et des gaz rares.

On découpe l'atmosphère en plusieurs couches en fonction des variations de la température (**Fig.18**).

- * **La troposphère** est la couche la plus proche du sol. Son épaisseur varie de 7km dans les régions polaires à 18km à l'équateur. Elle représente $\frac{3}{4}$ de la masse atmosphérique et contient toute la vapeur d'eau. La température y décroît de 6°C par kilomètre et sa partie supérieure varie de -50°C aux pôles à -80°C à l'équateur.

- * **La stratosphère** s'étend jusqu'à environ 50km d'altitude. Elle est caractérisée par une augmentation régulière de la température qui atteint 0°C à sa limite supérieure. Des vents très violents (jet Stream) atteignant 350km/h peuvent être observés.

- * **La mésosphère** voit en 25km, de 50km à 85km, la température passer de 0°C à -90°C.

- * **La thermosphère** se développe ensuite jusqu'à près de 500km. Sa température y passe de -90°C à plus de 1200°C. Dans cette couche, les molécules gazeuses s'ionisent et donnent naissance à l'ionosphère responsable dans l'atmosphère des ondes radio de grande longueur d'onde.

2 - La géosphère

Le terme géosphère regroupe l'ensemble des enveloppes solides de la planète Terre (croûte, manteau et noyau).

3 - La biosphère

Parmi les systèmes dynamiques de notre planète, la biosphère est le plus récent. La biosphère actuelle est un énorme système naturel autorégulé dans lequel l'Homme ne représente qu'une infime fraction pondérale mais dont l'action est parfois très importante.

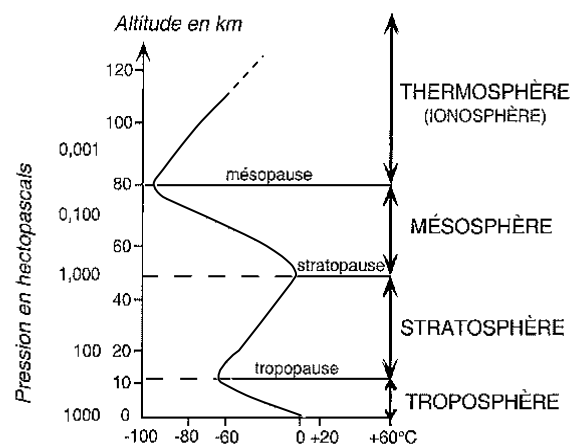


Fig. 13 : Découpage en différentes couches en fonction de la température

Les déformations de l'écorce terrestre et de la partie supérieure du manteau résultent du mouvement de grandes plaques lithosphériques à la surface du globe. Ces déformations se localisent aux diverses frontières des plaques où se produisent : des déformations en allongement ou en extension (des zones de divergence), des déformations en raccourcissement (des zones de collision et certaines zones de subduction), un glissement ou coulissement ou des déplacements horizontaux (des failles transformantes). On distingue essentiellement deux types de déformations qui sont : une déformation discontinue cassante ou cassante (les failles) et une déformation continue ou ductile (des plis).

A - LES STRUCTURES DE DEFORMATION CASSANTE

Les milieux rocheux continus peuvent se déformer par rupture, se fracturer, quand ils sont soumis à des contraintes tectoniques. Les structures obtenues par déformation cassante peuvent être regroupées en deux types :

- Les failles et les joints de cisaillement
- Les fentes et les diaclases.

1-Les failles

Les failles sont des fractures macroscopiques des matériaux de l'écorce terrestre, fractures accompagnées de glissements les uns par rapport aux autres des blocs que ceux-ci séparent. Il existe des failles de l'échelle de la centaine de Km à l'échelle de l'affleurement ou de l'échantillon (microfailles). Les éléments d'une faille sont :

- ✓ **Le plan de faille** : c'est la surface de rupture nommée parfois miroir de faille à cause du coulissement qui a pu l'affecter pendant le mouvement des blocs.
- ✓ **Le rejet** : c'est la mesure du déplacement relatif des blocs. Il se décompose de la façon suivante :
 - **Une composante verticale ou rejet vertical**, qui exprime le mouvement relatif vertical et qui définit un compartiment soulevé avec sa lèvre soulevée, un compartiment affaissé avec sa lèvre affaissée.
 - **Une composante horizontale** dans le plan de faille ou **rejet horizontal latéral** qui exprime le déplacement relatif horizontal ou décrochement.
 - **Une composante horizontale perpendiculaire** au plan de faille, ou **rejet horizontal transversal**, qui exprime l'écartement ou le rapprochement des compartiments.
- **Le pendage** d'une faille est mesuré par l'angle α que fait le plan de la faille avec l'horizontale de référence dans un plan perpendiculaire à sa direction.
- **Les stries** des plans de failles : lorsque deux blocs se déplacent l'un par rapport à l'autre il y a frottements. Le plan de faille peut de ce fait arriver à être « poli » ; on a alors un miroir de faille. En général le poli est irrégulier. Le frottement s'accompagne d'une striation qui donne la direction de déplacement des deux blocs.

Les failles superficielles repérables ou visibles directement sur les affleurements sont classées selon différents critères simples :

a-D'après le type de rejet

- Si le **rejet vertical prédomine**, la faille est dite **normale**. Quand le compartiment affaissé semble avoir glissé tout naturellement par la gravité du plan de faille. Les failles normales se forment dans une dynamique de distension, le rejet transversal est distensif. **La faille est dite inverse** quand le mouvement est compressif, dans ce cas le compartiment soulevé surplombe le compartiment affaissé.
- Si le **rejet horizontal prédomine**, la faille est coulissante ou décrochante : c'est un décrochement. Si l'observateur placé sur l'un des compartiments voit l'autre compartiment se déplacer vers sa droite, le **décrochement est dextre**, s'il se déplace vers sa gauche, il est dit **senestre**.

b-D'après le rapport avec les strates décalées

- Si la faille et les strates sont inclinées de la même façon, la faille est dite **conforme** ;
- Si la faille et les strates sont inclinées différemment, la faille est dite **contraire**.

Les failles peuvent se grouper parallèlement ou perpendiculairement ou radialement pour former un champ de failles. Lorsque les rejets de failles parallèles s'additionnent, il en résulte une morphologie particulière appelée : **horst ou môle** le compartiment surélevé entre deux compartiments abaissés et **fossé ou graben** le compartiment abaissé entre deux môles.

2- Joints et diaclases

Les joints et les diaclases sont des surfaces de débit des roches n'impliquant ni déplacement ni remplissage (fractures sèches). Les diaclases sont plutôt au plan des couches et les joints, plutôt parallèles ou obliques.

3-Fractures d'extension

Les fractures d'extension ou fentes de tension (et filons) sont des fractures qui en section, présentent des bords (des épontes) écartés dans la partie centrale et jointifs aux extrémités. Sur le terrain, les fractures d'extension constituent des fentes et des filons effilés et parallèles.

B- LES STRUCTURES DE DEFORMATIONS DUCTILES : LES PLIS

Principales manifestations de déformations continues hétérogènes, les plis s'expriment par le gauchissement de surfaces repères. Le caractère lité ou stratifié des roches sédimentaires et métamorphiques favorise l'apparition d'instabilités qui engendrent les plis lors de la déformation. La morphologie des plis et les éléments descriptifs :

- **Antiforme** : courbure vers le haut, **synforme** : courbure vers le bas

Dans ces deux cas la polarité des couches est inconnue.

- **Anticlinal** : courbure vers le haut, **synclinal** : courbure vers le bas

Dans ces cas la polarité des roches d'origine sont connues et la stratification est normale.

- **Charnière** : c'est la région du plus petit rayon de courbure
- **Les flancs (gauche et droite)** : ce sont les régions de plus grandes courbures
- **Surface axiale** : surface bissectrice du dièdre formé par les deux flancs
- **Axe** : lieu des points de courbures maximales
- **Plan axial** : plan contenant les axes des surfaces plissées empilées
- **Pli plan** : surface axiale plane entraînant un axe rectiligne, **pli non plan** : surface axiale courbe entraînant un axe courbe, **pli cylindrique**, **pli non cylindrique**, **pli en fourreau** : pli conique tel que la surface conique soit complètement formée au voisinage de l'apex du cône, **pli anguleux**, **arrondi**, **coffré** : est fonction de la courbure de la charnière, **pli ouvert**, **fermé**, **serré ou isoclinal** (les deux flancs sont parallèles) : est fonction de l'angle d'ouverture.
- **Terminaison périclinale** : terminaison longitudinale conique de pli cylindrique à l'échelle cartographique

Orientation du pli par rapport au plan horizontal (orientation de la surface axiale et de l'axe) donne :

- **pli droit ou normal** : plan axial vertical, **pli déjeté** : flanc inverse inférieur à la verticale, **pli déversé**, **pli couché** : plan axial horizontal, **pli horizontal** : axe horizontal, **pli plongeant** : axe incliné, **pli vertical** : axe vertical

Exceptionnellement isolé un pli appartient d'ordinaire à un système de plis plus ou moins identiques, caractérisés par une période de répétition de plis élémentaires et une certaine symétrie.

La forme des plis dans une couche d'épaisseur donnée, ainsi que le mécanisme du plissement mis en œuvre dépendent beaucoup du contraste de viscosité entre la couche et son encaissant. Il existe deux cas extrêmes : **Plis isopaques** : contraste de viscosité important, **Plis semblables** : contraste de viscosité nulle.

- **Plis isopaques** : sont des plis parallèles. L'épaisseur de la couche est constante en tout point. Cas particuliers : **plis concentriques** à charnières en arc, **plis coffrés**, **plis ptygmiques**.
- **Plis semblables** : la forme de ce type de plis requiert une migration de la matière au sein de la couche depuis les flancs qui s'amincissent vers les charnières qui se gonflent. **Exemple** : **plis en chevrons**, **plis en genou** : kinks ou knicks (plis à charnière angulaire).

D- LES CHEVAUchemENTS ET CHARRIAGES

On dit qu'il y a chevauchement ou charriage lorsqu'un ensemble géologique (**allochtone**) charrie ou recouvre un autre ensemble inférieur resté sur place (**autochtone**). Un chevauchement de grande amplitude est appelée nappe de charriage. La notion de chevauchement ou de charriage correspond à 2 faits dont le deuxième explique le premier :

- Superposition verticale (succession non conforme aux lois de la stratification).
Exemple : roches plus anciennes (cristallines) sur série inférieure plus récente (sédiments ou métasédiments). Cette superposition correspond aux notions de contact anormal et de recouvrement.

- Le mouvement horizontal de l'un des 2 séries expliquant la position observée, donc le contact anormal et le recouvrement. C'est la notion proprement dite de chevauchement ou de charriage. Les principaux types de chevauchements correspondent :
 - ✓ à de simples failles inverses, dites parfois « failles chevauchantes ».
- à des plis chevauchants ou plis-failles (= grande partie des chevauchements en terrains sédimentaires).
- à des écailles = unités chevauchantes à la base desquelles se situe un niveau stratigraphique déterminé, en général sans flanc inverse.

L'allochtone et l'autochtone appartiennent à des domaines paléogéographiques différents. On reconnaît dans un charriage :

- Un côté frontal entraînant un sens de déplacement relatif de la nappe
- Un côté radical correspondant à l'origine de la nappe.

En fonction de l'érosion, il arrive :

- Qu'on aperçoive l'autochtone sous l'allochtone c'est la notion de **fenêtre** constituant un argument essentiel de charriage.
- Qu'un élément de la nappe soit isolé par l'érosion à la manière d'une butte témoin : de tels lambeaux de charriages ou lambeaux de recouvrement sont appelés **klippes** et qui fixent les limites extrême du charriage.

Chap₆ : STRATIGRAPHIE OU GEOLOGIE HISTORIQUE

La stratigraphie vient du mot grec, stratos : couche et graphien : écrire. C'est la science qui étudie la succession des dépôts sédimentaires arrangés en couches ou strates. Ces strates sont séparées par les joints de stratifications.

La stratigraphie et la paléogéographie sont deux disciplines indissociables. Elles fournissent dans le temps et dans l'espace le cadre de l'histoire de la terre. Elles sont au cœur même de la géologie historique.

On utilise la stratigraphie en géologie appliquée (recherche en géologie minière). Elle rend service dans l'établissement des cartes géologiques qui constitue un guide de la géologie appliquée. Elle intervient aussi dans l'interprétation des analyses géologiques (sondage de profil sismique ou de profil électrique). La stratigraphie constitue un élément de base pour les travaux de génie civil, dans les constructions des ouvrages d'arts (les ports, les routes, les grands immeubles).

I- STRATIGRAPHIE ET CHRONOLOGIE

La chronologie est la science qui étudie la notion du temps en géologie. On distingue deux types de chronologie qui sont :

- La chronologie relative : elle donne une idée du temps par comparaison des couches stratigraphiques.
- La chronologie absolue : elle exprime la notion du temps de façon plus précise à l'aide des chiffres. On aboutit alors à des âges chiffrés. Exemple : Dahoméyides = 2000 Ma \pm 100 et l'Atakora = 900 \pm 100.

1-La chronologie relative

L'établissement d'une chronologie relative se base sur 3 principes simples :

a- Le principe de superposition

Une couche qui repose sur une autre est plus jeune.

On a des exceptions qui sont :

- Les filons sédimentaires sont des fractures ouvertes dans les sédiments,
- Les terrasses alluviales : la couche la plus basse est la plus jeune.
- Les couches déformées (plis couchés) : on constate une inversion de l'ordre stratigraphique. Donc pour déterminer l'ordre de succession des couches, il faut que les strates se trouvent dans leur condition de dépôts.

b -Le principe de continuité

- Selon ce principe, une même couche a le même âge tout le long de son étendu.
- Elles doivent contenir les mêmes fossiles.
- On utilise le caractère lithologique (succession des couches) et paléontologique (même fossile) pour vérifier la continuité des couches.

c- L'identité paléontologique

Ce principe permet d'admettre qu'un ensemble de strates de mêmes contenus paléontologiques ont le même âge. On utilise alors les fossiles stratigraphiques pour dater les couches. Exemple : les foraminifères, les ammonites, les trilobites.

Ces 3 principes sont applicables seulement dans les bassins sédimentaires. Par contre en zone de socle le principe d'identité paléontologique est remplacé par :

- **le principe de recouvrement** qui stipule que toutes les formations géologiques qui recoupent d'autres formations sont plus jeunes.
- **le principe d'inclusion** : un minéral A incluse dans un minéral B est plus vieux.
- **la faille et le plissement** sont postérieures (jeune) à toutes les couches.

2-La géochronologie absolue

La datation relative permet de chiffrer un événement par rapport à un autre (plus jeune, plus récent...), par contre la datation absolue dite ancienne chiffre en nombre d'année. Ceci permet de situer un événement par rapport au présent c'est-à-dire de le dater. Exemples : les dinosaures ont apparus il y a 65 millions d'années. Les méthodes de la datation absolue ont des domaines d'applications variés. Les plus utilisées sont : les horloges sédimentologique, les horloges paléontologiques, les horloges isotopiques et chimiques....

a- Les horloges sédimentologiques

En connaissant par analogie, avec un mécanisme sédimentaire actuel la durée du dépôt d'une unité de sédimentation clairement identifiée, il est possible par comptage du nombre superposé de telle unité de calculer la durée de l'ensemble du dépôt étudié. On se base alors sur l'observation de phénomènes rythmiques ou cycliques (les varves sont des dépôts lacustres annuels formés ou constitués par la superposition d'une couche estivale claire plus épaisse et d'une couche hivernale plus sombre et plus mince).

b- Les horloges paléontologiques ou la dendrochronologie

Elle est basée sur la possibilité de dénombrer les anneaux de croissance des arbres. Comme pour les varves, il s'agit des arbres de forte longévité comme les pins qui permettent de dénombrer les anneaux puis de les dater. Donc on aboutit à des âges de 5 à 6000 ans.

c- La géochronologie ou les horloges isotopiques ou les horloges chimiques ou la radiochronologie

- **Le principe**

Un élément radioactif père (radiogène) instable se désintègre au cours du temps en produisant un élément fils (isotopogénique) généralement stable, ainsi que des rayons α, β, \dots . Le temps nécessaire pour diminuer de moitié par désintégration d'une quantité quelconque d'un élément radioactif : la période (T) ou temps de demi-vie. Chaque isotope radioactif est caractérisé par une constante de désintégration par unité de temps et qui ne varie pas. (λ). Cette constante et la période sont liées par la relation $T = \ln 2 / \lambda$.

- **Le but**

Il s'agit de déterminer non seulement les moments mais aussi les durées de formation des minéraux constitutifs des roches, ce qui permet de dater les éléments géologiques en âge absolu par rapport au présent.

II-LA PALEOGEOGRAPHIE

La stratigraphie a pour premier objectif de découper le temps et le second de préciser l'aspect de la surface de la terre à un moment donné, retracer en particulier le contenu des terres et des mers : on parle de paléogéographie.

1- Notion de faciès

Le faciès d'une roche est l'ensemble des caractères paléontologiques (biofaciès) et pétrographiques de cette roche (lithofaciès).

a- La paléontologie

Elle permet de faire la différence entre les faciès : continentaux (formations rouges riches en oxydes de fer, les latérites, les bauxites) et marins (alluvions, fluviatiles, les travertins, lacustres riches en gastéropodes, tourbières (tourbes, charbons), glacières (tillites, les galets à face striée), lagunaires (éaporites), d'embouchures (dépôts saumâtres), néritiques (riches en coquilles), récifaux (les organismes constructeurs interviennent), pélagiques (les argiles, les marnes, les calcaires).

Dans les faciès marins l'étude fine de la faune permet de déterminer la profondeur et indiquent aussi si le milieu est agité ou si il est calme.

Les fossiles stratigraphiques permettent de déterminer les strates. La plus part des fossiles aussi bien que les bons ou les mauvais sont indicateurs de faciès.

b- La pétrographie

En analysant la roche, on décrit la couleur de la roche, la dimension, l'épaisseur du sédiment. Toutes ces caractéristiques permettent de reconstituer les conditions de formation de la roche. La couleur donne des indications sur le climat (les formations de couches rouges sont formées sous climat chaud et celles de couleur grise ou noire indique un milieu pauvre en CO₂).

2- La notion de continuité et de discontinuité de la stratigraphie

Quand deux formations superposées se succèdent sans qu'il ait eu entre-elles interruption de la sédimentation, on dit qu'il ya eu **continuité stratigraphique**. Mais si entre ces deux formations surviennent une période pendant laquelle la sédimentation a été nulle ou plus tôt remplacée par une érosion, on dit qu'il y a alors discontinuité et cette période correspond à ce qu'on nomme une lacune stratigraphique. Lorsque les couches de la formation inférieure ont été relevées puis entaillées par l'érosion de manière que les couches de la formation supérieure viennent se déposer sur les tranches la lacune est très visible car elle est alors soulignée par une discordance stratigraphique.

On distingue :

➤ La discordance fondamentale

- **La discordance angulaire**
- **La discordance de ravinement**
- **La discordance cartographique :** C'est une discordance angulaire dont l'angle est très faible. Elle n'apparaît pas à l'échelle de l'affleurement. Cette discordance ressort uniquement qu'après les travaux de cartographie à l'échelle régionale.

3- Transgression et régression

L'analyse des transgressions et régression permet d'apprécier les variations des limites au cours du temps entre les continents et les océans. Le changement d'ensemble du niveau de la mer est appelé eustatisme.

a- La régression

Elle est un mouvement de recule de la mer par rapport au continent. Les périodes de régression correspondent à des périodes où des aires continentales sont plus développées. Ce qui favorise l'érosion et l'arrivée des éléments grossiers dans le bassin. Les causes de la régression sont : les périodes de glaciations, élévation épirogénique des continents. On observe un granoclassement croissant et on parle de séquence négative (les grains grossiers en haut et les fins en bas).

b- La transgression

Lorsque la mer envahit une région précédemment émergée, on dit qu'il y a transgression sur cette région et que les dépôts amenés par cette nouvelle mer sont transgressifs. Les causes de la transgression sont : la fonte des glaciers ce qui modifie le volume des eaux, enfoncement épirogénique des continents, changements des vitesses d'accrétion des fonds océaniques. Une transgression est caractérisée par son sens, son intensité et sa durée. Sur le plan sédimentologique on a les éléments grossiers en bordure du continent et les éléments fins en fond de mer, on parle d'un granoclassement décroissant et on a une séquence positive (les grains fins en haut et les grossiers en bas).

c- Le cycle sédimentaire

Une série de formations marines qui dans une région donnée est encadrée entre deux régressions constitue un cycle sédimentaire (une transgression et une régression). Cette série commence par les dépôts de faciès littoraux correspondant à l'arrivée de la mer. Elle est suivie par des formations plus profondes datant au maximum de la transgression et se termine enfin par des nouveaux dépôts littoraux prélude de la nouvelle régression.