

Chapitre 4

TECTONIQUE DES PLAQUES LITHOSPHERIQUES ET ACTIVITÉS INTERNES DE LA TERRE

I – 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. A l'échelle des temps géologiques, la croûte de la Terre ne cesse de bouger. Ses mouvements incessants, creusent d'immenses fissures au fond des océans, poussent les continents et soulèvent les grandes chaînes de montagnes.

A - Notion de plaques

L'enveloppe superficielle rigide de la terre (lithosphère) n'est pas continue. Elle est subdivisée en de vastes domaines dont la déformation interne peut être considérée comme négligeable. La lithosphère peut être considérée comme une mosaïque de grandes plaques rigides qui recouvrent tout le globe. Les plaques ne sont déformées qu'aux endroits de collision. On appelle donc les marges des plaques des zones actives et l'intérieur d'une plaque, région stable. Ces plaques lithosphériques sont animées de mouvements relatifs les unes par rapport aux autres.

Xavier Le Pichon montre en 1968 que l'ensemble des mouvements relatifs des plaques est organisé autour de 7 grandes plaques : africaine, américaine, eurasiennne, pacifique, nazca, indo-australienne et antarctique. Mais leur nombre a varié au cours des temps géologiques et aujourd'hui, il existe une quinzaine de plaques. D'autres microplaques ont été définies par la suite.

Deux plaques sont entièrement composées d'une lithosphère océanique uniquement (Pl. Pacifique - Pl. de Nazca) ; les autres plaques sont mixtes composées d'une lithosphère océanique et d'une lithosphère continentale (**fig.4.1**).

Chaque plaque est un ensemble rigide dont le mouvement à la surface du globe peut être décrit comme une rotation autour d'un axe passant par le centre de la sphère. Son mouvement est défini par les pôles de l'axe et par une vitesse angulaire de rotation. Les paramètres de rotation changent d'une plaque à l'autre, chaque plaque ayant son mouvement propre.

Des questions subsistent : à quoi est dû le mouvement des plaques ? Quelle est l'énergie qui permet de tels mouvements ? et quels sont les conséquences géologiques actuelles ou récentes de ce dynamisme ?

1 – Les causes de la mobilité

Incontestablement, les données de la sismologie et du paléomagnétisme confirment l'idée de la mobilité horizontale. Pour rechercher, l'énergie mise en œuvre, il faut faire appel aux méthodes de la géothermie.

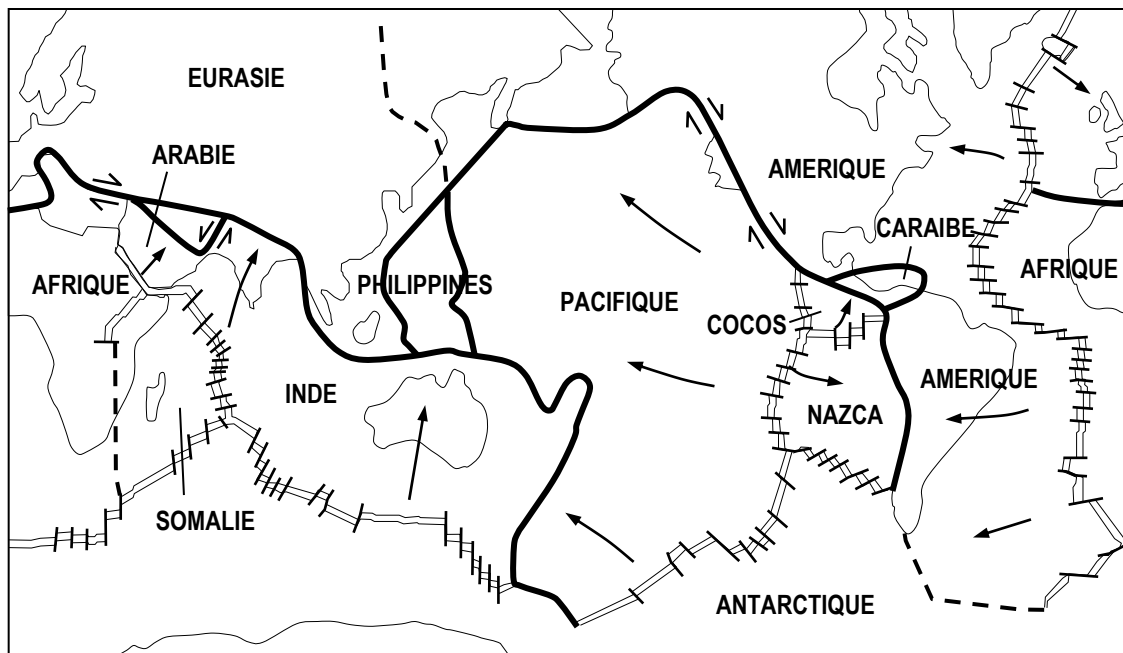


Fig. 4.1 : Carte simplifiée des grandes plaques lithosphériques actuelles et de leurs limites (modèle de Morgan).



a – mise en évidence d'une source de chaleur interne

On appelle gradient géothermique l'augmentation de la température en fonction de la profondeur. Il est de 3°C pour 100 m. L'origine de la chaleur interne du globe est issue de la désintégration des isotopes radioactifs.

b – évacuation de la chaleur interne

Un transfert de chaleur s'effectue de l'intérieur chaud vers la surface terrestre froide : c'est le flux géothermique. Les transferts de chaleur dans le globe se font par conduction (par diffusion à travers la lithosphère) et par convection (mouvement de chaleur associé à un mouvement de matière). L'ascension de matière chaude et la descente de matière froide sont l'expression des grands mouvements de convection dans le manteau.

Une autre forme d'évacuation de la chaleur interne du globe est représentée par les points chauds.

c – la convection mantellique

Le globe terrestre est animé de mouvements de convection. Les matériaux de manteau supérieur s'accumulent progressivement sur la discontinuité des 670km et, épisodiquement, sous la poussée des courants ascendants, lorsqu'un seuil critique est dépassé, pénètrent brusquement dans le manteau inférieur.

2 – Les conséquences géologiques actuelles ou récentes de ce dynamisme

Les conséquences de ce dynamisme sont l'accrétion océanique, la subduction, la collision et l'obduction. Ces notions sont traitées dans la suite de ce chapitre.

B- Les limites de plaques

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

1 - Zones de divergence de plaques ou zones d'accrétion océanique

La divergence se dit d'un mouvement éloignant deux plaques, l'une de l'autre, laissant le manteau remonter entre elles. Ce sont donc les zones de séparation des plaques ; ce sont des zones d'extension et de distension. Ces zones correspondent aux plaques divergentes au niveau des rides ou dorsales océaniques (chap. 3). Les taux d'expansion océanique varient de 2,2 cm/ an (Océan Atlantique) à 18 cm/an (Océan Pacifique).

Les dorsales océaniques parcourent tous les océans sur 60 000 Km de long. Elles sont à l'origine de l'accrétion et de l'expansion océanique c'est à dire le lieu de naissance et de croissance de la croûte océanique. Elles sont le siège d'une intense activité volcanique basaltique avec une géochimie tholéiitique. Les dorsales sont des "usines" à fabriquer la croûte océanique.

La séparation des plaques lithosphériques se traduit également au niveau des dorsales océaniques par une intense activité sismique.

2 - 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. Si les plaques se séparent, elles peuvent aussi se télescoper et entrer en collision. Ces zones d'affrontement de plaques où des forces de compression s'opposent se traduisent par des déformations intenses. C'est ainsi que naissent dans les zones de collision les systèmes montagneux ; la genèse de chaînes de montagnes est dénommée orogénèse et les zones de collision sont des zones orogéniques.

Deux types de zones convergentes sont distingués ; les zones de subduction et les zones de collision intra-continentale.

a- 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 ; c'est le phénomène de subduction. Si la croûte océanique naît au niveau des dorsales, elle disparaît au niveau des zones de subduction. Il faut distinguer deux types de zones de subduction :

* *Zones de subduction de type marge continentale active (fig. 4.2).* Dans ce cas, la lithosphère océanique affronte une lithosphère continentale. C'est par exemple la cas de l'affrontement de la croûte océanique Pacifique (au niveau de la Plaque de Nazca par exemple) et de la Plaque sud-américaine.

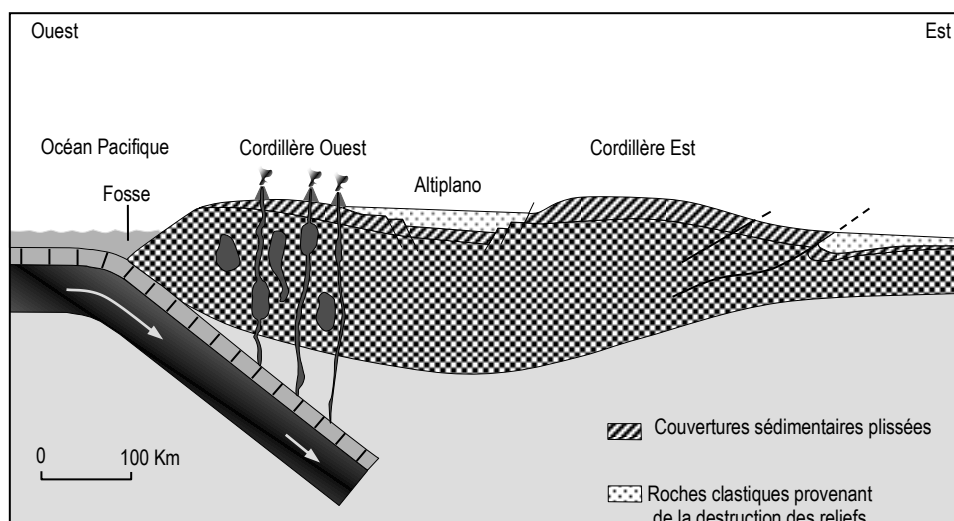


Fig. 4.2 : Zone de subduction de type marge continentale active

La lithosphère océanique, plus dense que la lithosphère continentale plonge sous celle-ci. La subduction de la croûte océanique se traduit en surface par la présence d'une fosse océanique profonde. Les fosses océaniques sont donc les marqueurs de la subduction. Le plan de subduction est le siège de nombreux séismes. Des magmas, générés en profondeur (à une centaine de Km de profondeur), sont à l'origine d'une intense activité volcanique andésitique. L'affrontement des deux plaques (Pacifique et Sud-américaine) se traduit également par une orogénèse : l'orogénèse andine.

* -Zones de subduction de type arcs insulaires. Dans ce cas, une croûte océanique subducte sous une autre croûte océanique (**fig.4.3**).

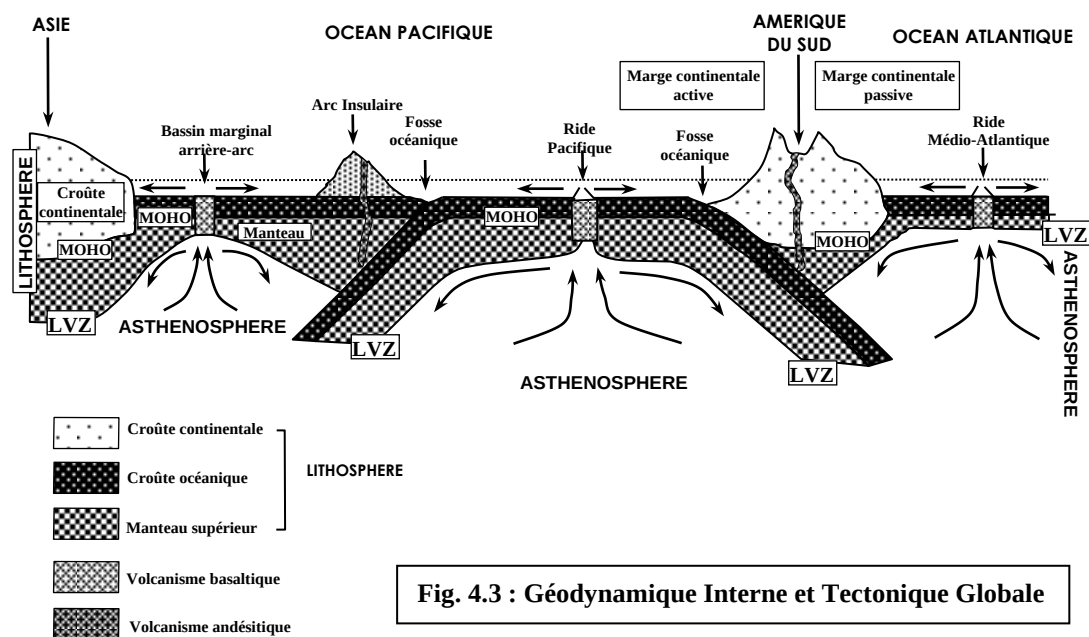


Fig. 4.3 : Géodynamique Interne et Tectonique Globale

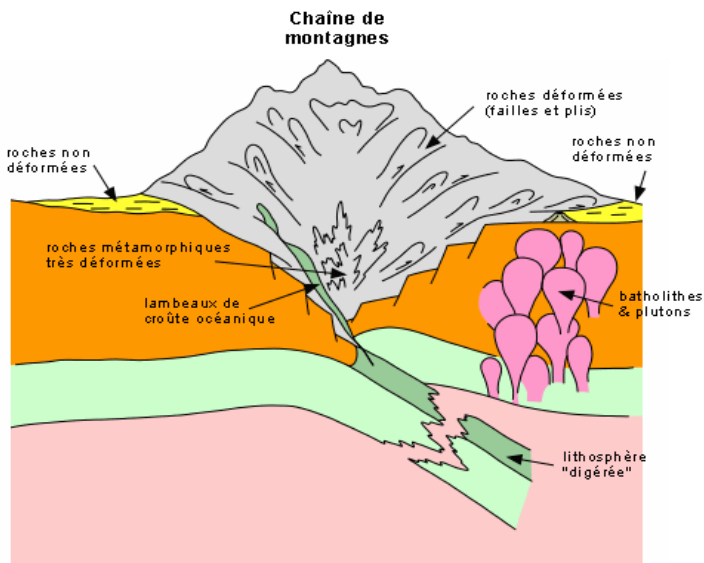
C'est par exemple le cas dans l'ouest pacifique. Cette subduction se traduit par la présence d'une fosse océanique et par l'émergence d'une succession d'archipels, dénommées arcs insulaires (ex. : Aléoutiennes, Kouriles, Japon, Mariannes, Philippines, Tonga,

Kermadec, Vanuatu....), séparées du continent par un bassin marginal arrière arc.

Comme dans le cas des marges continentales actives, les zones de subduction de type arcs insulaires sont caractérisées par **sismicité, volcanisme, orogénèse**.

A l'échelle mondiale, les zones de subductions sont principalement représentées dans la ceinture circum-pacifique (dans l'est pacifique de type marge continentale active ; dans l'ouest pacifique, de type arcs insulaires), l'arc indonésien dans l'océan Indien, l'arc des Antilles-Caraïbes dans l'océan Atlantique, et en Europe l'arc Eolien (Italie) et Egéen (Grèce) en Méditerranée.

b- Zones de collision intra-continentale



Elles sont caractérisées par l'affrontement de deux lithosphères continentales (**Fig. 4.4**). C'est le cas de l'affrontement des plaques africaines et indo-australienne contre la plaque eurasiennne. 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.

Fig. 4.4 : Un exemple de zone de collision

c - Zones de coulissage : failles transformantes

Ce sont des failles qui décalent horizontalement les dorsales océaniques (**fig. 4.5**). Ce sont des zones de cisaillement caractérisées par une activité sismique intense. Une des failles transformantes des plus célèbres est la Faille de San Andrea qui affecte la dorsale est-pacifique dans le golfe de Californie.

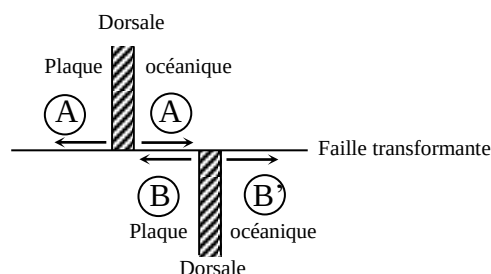


Fig. 4.5 : Faille transformante

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 4.6**.

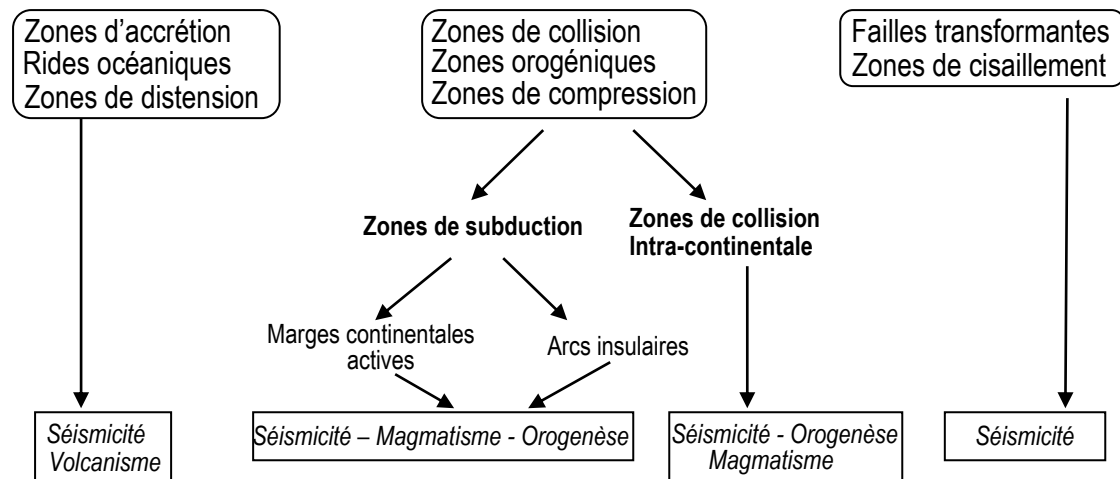


Fig. 4.6 : Tectonique globale et activité de la Terre

II – Activités internes de la Terre

Sismicité, volcanisme et orogénèse sont des témoins de la géodynamique interne de la terre.

A - La sismicité

1 - Les séismes dans le cadre de la tectonique globale

Les séismes ou tremblements de terre constituent un phénomène géologique qui de tout temps a terrorisé les populations qui vivent dans certaines zones du globe.

La sismicité est un des témoins de l'activité et de la dynamique de la Terre. Selon la profondeur des foyers sismiques, on distingue :

- les séismes superficiels dont les hypocentres se situent à moins de 60 km. Ils représentent 95 % des séismes mondiaux ;
- les séismes intermédiaires, aux foyers situés entre 60 et 300 Km ;
- les séismes profonds, dont les foyers sont disposés entre 300 et 700 Km.

La répartition des épicentres des séismes sur le globe n'est pas aléatoire et s'intègre dans le cadre de la tectonique globale (**fig. 4.7**). La majeure partie des séismes se situe aux frontières des plaques. On distingue :

a - Séismes des zones de divergence des plaques

Ce sont des séismes associés aux dorsales océaniques. Ce sont des séismes superficiels, très nombreux et généralement de faible magnitude.

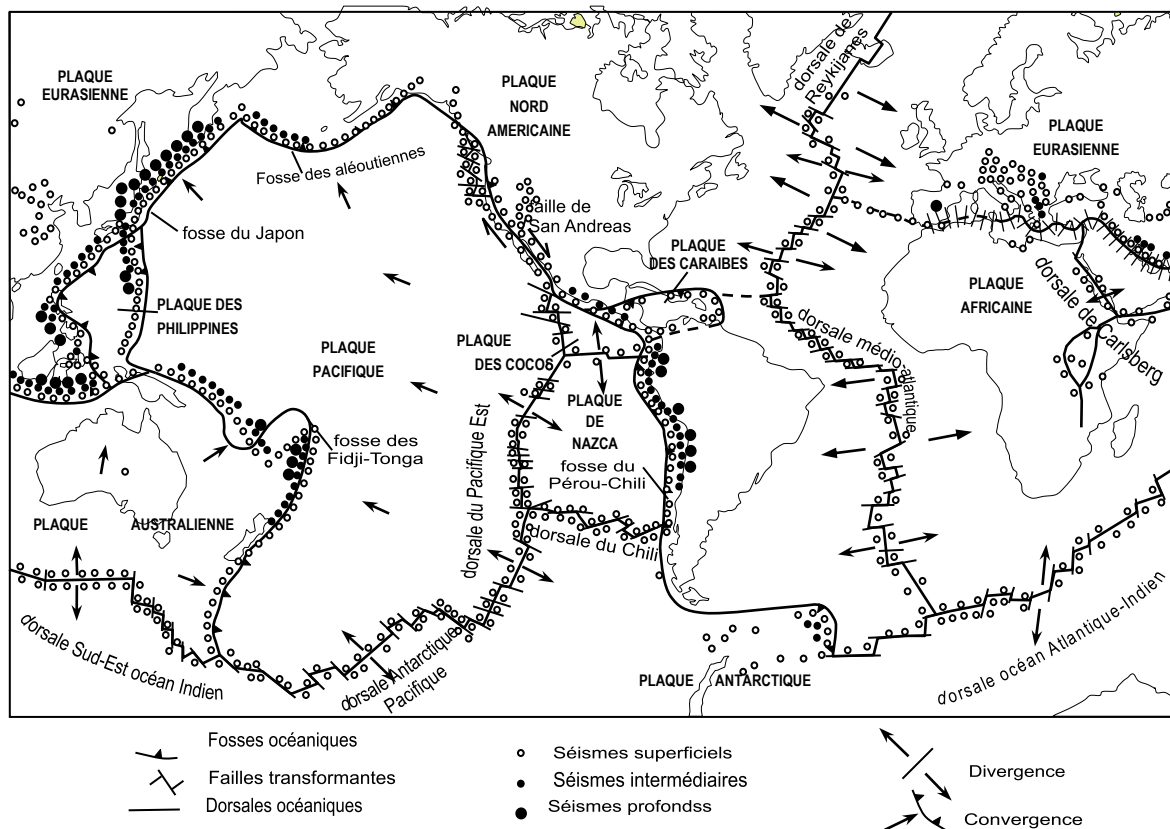


Fig. 4.7 : Sismicité dans le cadre de la tectonique globale

Les séismes liés à un épisode d'accrétion océanique sont de deux types : (i) les séismes tectoniques dus à la fracturation et au mouvement des failles lors de l'extension de la croûte océanique nouvellement formée; (ii) les séismes volcaniques directement liés aux mouvements de magma dans la croûte.

Ces tremblements de terre, dont les épicentres se situent entre 1 000 et 2 000 m sous le niveau océanique, sont peu ressentis par l'homme et peu nuisibles. En domaine continental, les zones d'extension que sont les rifts continentaux (ex. : rift est-africain) sont également le siège d'une activité sismique superficielle.

b- Séismes des zones de convergence de plaques ou zones orogéniques.

Ce sont dans ces zones que les trois quarts de l'énergie sismique sont dissipés. Deux contextes sont possibles :

* *affrontement de plaques avec zone de subduction.* Ces zones où s'affrontent soit deux croûtes océaniques, soit une croûte océanique et une croûte continentale, sont caractérisées par la présence de fosses océaniques profondes. La subduction de la plaque lithosphérique océanique sous l'autre plaque se traduit par des ruptures et fractures de cette plaque et se manifeste au fur et à mesure de son enfoncement par des hypocentres sismiques de plus en plus profonds, depuis des séismes superficiels jusqu'à des séismes intermédiaires et profonds, qui définissent un flux de foyers connu sous le nom de **Plan de Wadati-Benioff**. Dans ce plan, les mécanismes des ruptures à l'origine des séismes sont assez divers selon les zones de subduction et selon les profondeurs. Dans de nombreux cas, il s'agit de mécanismes en "compression" c'est-à-dire de jeu de failles inverses provoquant un raccourcissement lithosphérique. Mais des ruptures dues à l'extension (jeu de failles normales) sont également observées dans d'autres cas. Ce sont dans ces zones que se situent les séismes les plus violents et les plus meurtriers. Il en est ainsi de toute la région circum-pacifique, depuis la marge continentale active de l'Amérique (Amérique du Nord, Amérique centrale, Amérique du Sud) et les arcs insulaires de l'Ouest Pacifique depuis les Aléoutiennes jusqu'au Tonga. Sont

également rattachés à ce système de zones de subduction, l'arc indonésien, l'arc des Antilles et en Europe, l'arc éolien et l'arc égéen respectivement au Sud de l'Italie et de la Grèce.

Dans les zones de subduction, les ruptures des niveaux fragiles de la lithosphère se produisent dans trois lieux distincts : (i) en avant de la frontière des plaques c'est-à-dire à l'endroit où la plaque océanique ploie avant d'entrer dans la zone de subduction; (ii) au-delà de ce fossé, dans la zone de subduction proprement dite c'est-à-dire là où la couche fragile de la plaque plongeante est soumise à d'intenses contraintes qui engendrent de fréquentes ruptures; (iii) en bordure et en surface de la plaque chevauchante.

* *collision de plaques continentales* : elle se produit après disparition partielle ou totale des aires océaniques et qui se traduit par une orogénèse intense. C'est le cas de la collision des plaques africaines et arabiques contre la plaque eurasiennne à l'origine de la ceinture orogénique alpine de Gibraltar à la Birmanie.

Le premier effet de la collision est d'engager la lithosphère continentale dans la zone de subduction. Le second effet est de raccourcir horizontalement et de superposer deux croûtes continentales. Il en résulte un surépaississement crustal, et, par réaction isostatique, la surrection et la naissance de puissants reliefs compensés en profondeur par une racine crustale.

Dans les zones de collision, la sismicité est évidemment très intense. Elle est engendrée par des ruptures de la lithosphère superficielle fragile, entre zéro et 15km de profondeur. En général, on n'observe plus de séismes profonds ni de plan de Wadati-Benioff.

c - Les zones de coulissage de plaques.

Ce sont des zones de cisaillement où les plaques coulisent latéralement l'une par rapport à l'autre selon une faille transformante. Les séismes y sont superficiels et peuvent être de forte magnitude. La plus célèbre des failles transformantes est la faille de San Andreas en Californie (USA) à l'origine de nombreux séismes dont le célèbre tremblement de terre de San Francisco en 1906).

d - Séismes intraplaques.

En dehors de la sismicité associée aux frontières de plaques, il existe une sismicité plus diffuse située dans le domaine intraplaque. C'est par exemple le cas des zones sismiques du centre des USA, de l'Europe ou de Chine. Ces séismes, superficiels, sont consécutifs à des réactivations d'anciennes structures tectoniques. C'est ainsi que la collision de l'Inde et de l'Asie s'est traduite par de grandes failles dans le continent asiatique, dont certaines peuvent rejouer et être responsables des séismes importants et meurtriers de Chine.

2 - Bilan des séismes

On dénombre 5 000 à 1 000 000 de secousses sismiques par an dans le monde (**tabl. 4.1**).

Magnitude	8	7	6	5	4	3
Nombre de séismes (moyenne annuelle)	1 à 2	20	100	1 500	7 500	Plus de 100 000

Tableau 4.1 : Nombre moyen annuel de séismes dans le monde en fonction de leur magnitude

Seuls les séismes de magnitude supérieure à 3,5 (soit une centaine de milles) sont ressentis par l'homme et ceux de magnitude supérieure à 5 (soit 1 500 environ)) sont susceptibles de causer des dommages sensibles. À partir de la magnitude 7, les dégâts deviennent catastrophiques. De 1904 à 1995, on a dénombré 67 séismes de magnitude supérieure à 8 dont

13 séismes de magnitude 8,5. On remarque que la majeure partie de ces séismes concerne la région circum-pacifique, à l'exception de ceux de Chine et de l'Inde.

3 - Le danger sismique

Depuis l'Antiquité, l'Homme a toujours considéré les tremblements de terre comme l'un des aléas naturels des plus redoutables pour sa vie et ses biens. Les séismes ont toujours suscité crainte et impuissance au regard des Hommes. Ils terrifient par :

- la soudaineté de leur apparition, bien souvent sans signes prémonitoires ;
- le bruit qui les accompagne ;
- la violence des mouvements qui, en un instant, transforme une zone urbaine en un amas de ruines ;
- les dégâts qu'ils engendrent ;
- le nombre élevé de victimes qu'ils provoquent.

4 - La prévision sismique

Le risque sismique et les dangers mortels conséquents qu'il peut générer montre tout l'intérêt de prévoir les séismes afin d'organiser en temps utile les évacuations des personnes concernées. Il convient de distinguer la prévision à long terme et à court terme.

* La prévision à long terme vise à identifier les zones potentiellement sismiques. À grande échelle, ces régions sont connues dans le cadre de la tectonique des plaques. À plus petite échelle on peut également évaluer le risque sismique d'une région en effectuant des études de terrain (recherche de failles actives), en équipant la zone d'un réseau de surveillance sismique à l'aide de sismomètres. Ces méthodologies permettent de prévoir à long terme les risques sismiques encourus dans une région déterminée, mais sans pouvoir estimer avec précision ce risque dans le temps.

* La prévision à court terme consisterait, par un ensemble de méthodes, à prédire la date, le lieu et la magnitude d'un séisme. La prévision sismique se heurte à 3 difficultés : (i) on ne connaît pas avec précision les facteurs déclenchant un séisme ; (ii) les paramètres en jeu sont très nombreux ; (iii) les paramètres physiques des roches profondes sont délicats à déterminer. *Actuellement aucune méthode ne permet de prévoir à court terme la survenue d'un séisme.*

5 - La prévention sismique

La prévision sismique à court terme n'étant pas possible, la réduction du risque passe par une diminution de la vulnérabilité des zones concernées. La seule manière efficace de se protéger des séismes est donc la prévention. Celle-ci s'articule autour de 3 axes : (i) l'évaluation du risque sismique ; (ii) la protection grâce au génie parasismique ; (iii) l'information des populations et la préparation des moyens de secours.

a - Evaluation du risque sismique. Les différentes études (études de terrain, réseaux de surveillance, connaissance historique des séismes passés) permettent d'évaluer les risques sismiques d'une zone.

b - La protection grâce au génie parasismique

D'une façon générale dans les zones à risques, même modérés, il faut éviter de construire :

- sur les bords de versants escarpés et des falaises ;
- sur les zones de changements de sols ;
- à proximité des failles actives ;

- sur des sols meubles ;
- sur des berges et rivages composés de terrains meubles.

Une fois le risque localisé et évalué, il importe d'effectuer des choix afin de rendre le risque acceptable. C'est le but de la construction parasismique dont l'objectif est de limiter l'effondrement des constructions, de réduire la destruction des installations " vitales ". L'objectif de la construction parasismique est de permettre aux ouvrages de résister aux secousses sismiques sans endommagement majeur.

c- l'information des populations et la préparation des moyens de secours.

Face à un séisme, il est important de savoir réagir. Agir le plus vite, au plus tard dans les 72 heures qui suivent un séisme est essentiel et permet de sauver un grand nombre de vies. C'est la raison pour laquelle il est nécessaire d'établir des plans de secours susceptibles de mettre en oeuvre rapidement tous les moyens d'interventions appropriés.

B - Magmatisme et Tectonique des plaques

1 – Généralités sur le magmatisme

a – Définition

Le magmatisme regroupe l'ensemble des phénomènes liés à la formation, à la migration et à la cristallisation du magma. C'est un processus efficace de transfert de masse et de chaleur du manteau vers la surface du globe.

Un magma est un liquide silicaté, complètement ou partiellement fondu. Il est constitué de trois phases : liquide, solide et gazeuse. Les proportions de ces trois composants varient dans de larges limites. La phase gazeuse est responsable du dynamisme plus ou moins violent d'un volcan.

La transformation d'un magma en roche magmatique est progressive dans un intervalle de température défini par le **liquidus** (température où apparaît le premier cristal) et le **solidus** (température où disparaît la dernière goutte de liquide).

b – Caractères physiques

Les caractères physiques des magmas sont la pression des fluides, la température et la viscosité. Cette dernière dépend de la teneur en silice et de la teneur en cristaux du magma.

c – Extraction et Ascension du magma

Deux modèles d'extraction sont proposés : (i) soit par fusion fractionnée où le liquide est extrait à plusieurs reprises pendant la fusion; sa composition est donc variable car les premiers produits sont riches en éléments incompatibles; (ii) soit par fusion à l'équilibre où le liquide magmatique est extrait de la péridotite source seulement à la fin de la fusion, sa composition est homogène et intègre l'ensemble des variations chimiques intervenues au cours de la fusion.

L'ascension des magmas basaltiques est conditionnée par leur densité inférieure à celle des péridotites du manteau. Les magmas plus légers sont chassés vers la surface par la pression.

d – Contamination ou métasomatose

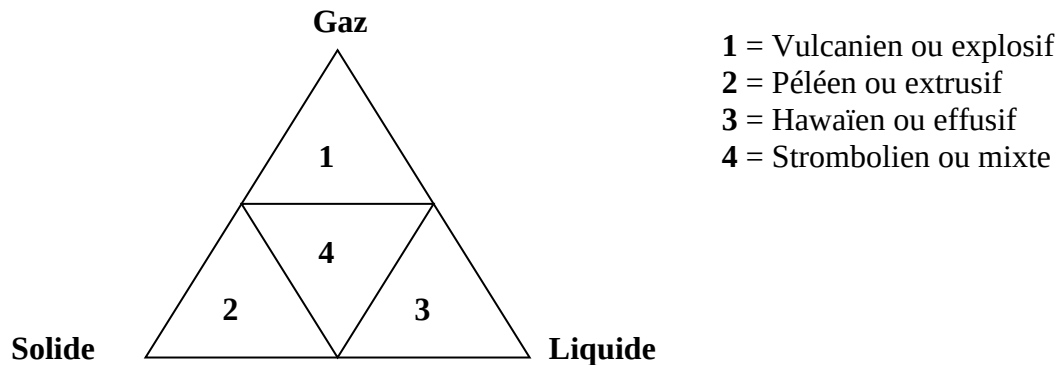
Si le magma subit une modification par interaction avec les roches qu'il a traversées lors de remontée et au sein desquelles il a pu être temporairement stocké dans un réservoir magmatique, il y a alors métasomatose ou contamination.

e – Les édifices volcaniques et plutoniques (Fig. 4.8)

Un volcan est un édifice formé par l'arrivée de magma en surface. Un pluton est un

appareil de roche magmatique mise en place en profondeur dans la croûte (2 à 50km).

* *Edifices volcaniques (Fig. 4.8-a)* : on distingue quatre types de volcanisme : explosif, effusif, extrusif et mixte (Geze, 1964).



* *Edifices plutoniques (Fig. 4.8-b)* : les roches plutoniques peuvent apparaître grâce à l'érosion, aux phénomènes isostatiques et tectoniques. L'érosion permet de découvrir :

- des dykes et sills
- des plugs et stocks : intrusions de faible importance en forme de cheminée (plug) ou de nombreux doigts géants (stock)
- des laccolithes et lopolites qui sont des plutons de dimensions moyennes
- des batholites

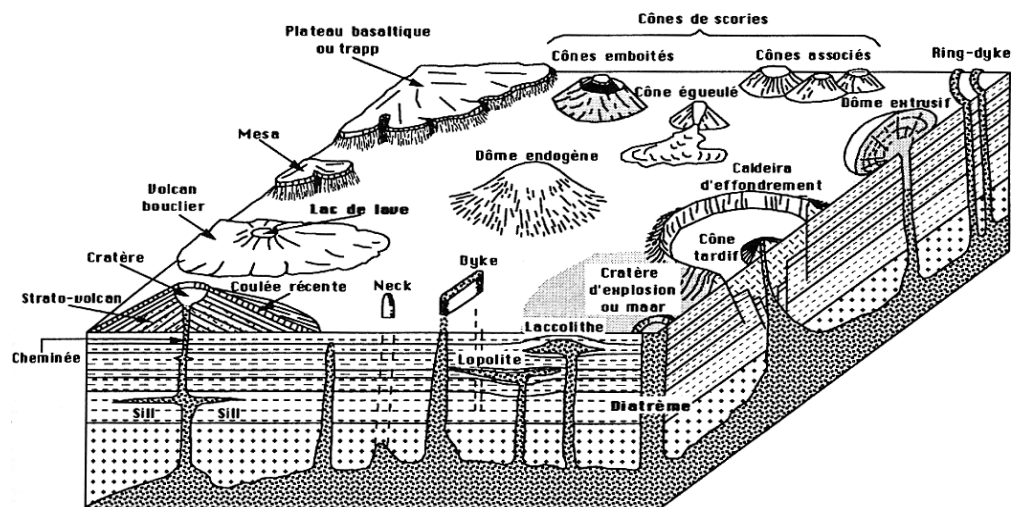


Fig. 4.8a : Les d'édifices volcaniques (différents types de volcans et d'hypovolcans)

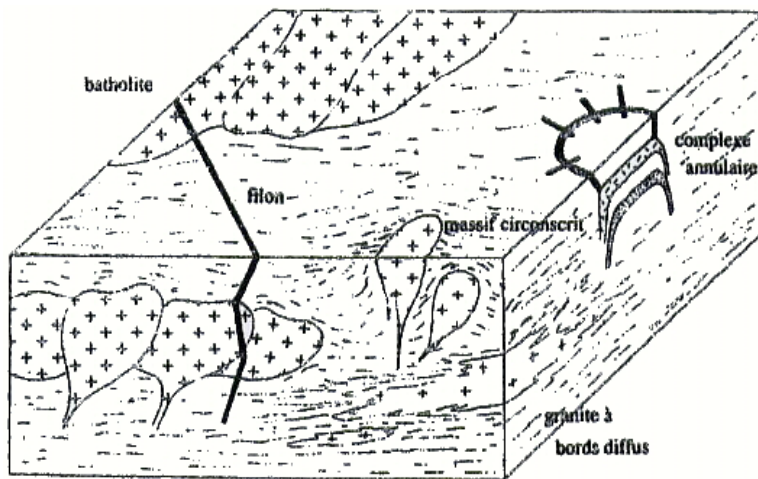


Fig. 4.8b : Edifices plutoniques

2 - Magmatisme dans le cadre de la tectonique des plaques

L'activité volcanique est une des expressions les plus spectaculaires de la dynamique interne de notre planète. Elle a façonné la lithosphère au cours des temps géologiques. C'est, entre autres, au niveau des volcans que la terre perd de la chaleur. L'énergie interne de la planète est également libérée sous forme mécanique lors des éruptions volcaniques, principalement les explosions.

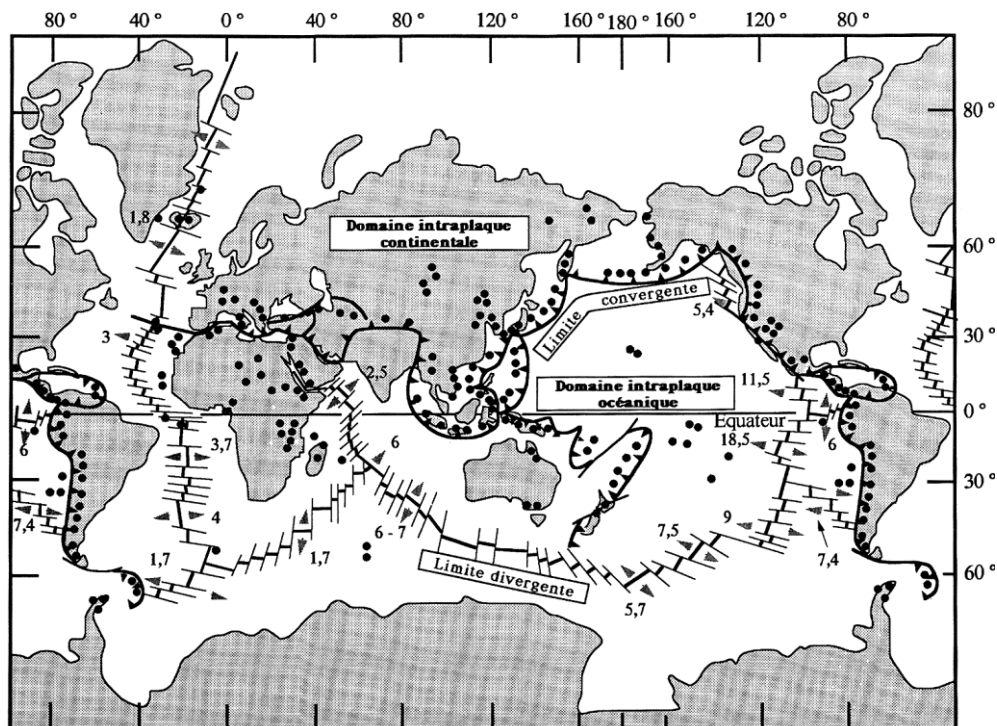


Fig. 4.9 : Position des principaux centres d'activité volcanique dans le monde. Les points noirs correspondent aux volcans entrés en activité depuis 1 Ma ; les chiffres correspondent aux vitesses d'expansion en cm/an.

La répartition mondiale des volcans actifs est représentée en **figure 4.9**. La plupart du volcanisme mondial se situe dans les domaines de frontières de plaques, soit aux limites de plaques divergentes (au niveau des dorsales océaniques), soit aux limites de plaques convergentes (au niveau des zones de subduction). Certains volcans peuvent également se

situer en domaine intra-plaque continentale (CFB) ou océanique (hots spots).

a - Le volcanisme et le plutonisme associés à la séparation des plaques au niveau des dorsales océaniques.

L'activité volcanique associée à l'accrétion océanique est de nature basaltique. Les 60 000 km de dorsales océaniques qui parcourent tous les océans sont à ce titre des "usines" à fabriquer la croûte océanique. L'activité volcanique qui se situe pour l'essentiel au fond des océans peut exceptionnellement émerger lorsque cette activité est particulièrement intense (exemple de l'Islande, des Açores).

L'activité volcanique sous-marine se manifeste essentiellement par du **volcanisme effusif** et par la présence de **sources hydrothermales** de haute température (350°C). L'activité effusive se traduit par la mise en place sous l'eau de laves basaltiques qui s'épanchent en forme de coussins ou oreillers que l'on dénomme également d'un terme anglo-saxon : des **pillow-lavas**. Ces pillow-lavas, de taille métrique, s'empilent et se moulent les uns sur les autres. On désigne ces roches sous le nom de tholéiites abyssales ou **MORB** (Middle Ocean Ridge Basalt). Ce sont généralement des tholéiites à olivine dont les éléments en traces permettent de les distinguer en plusieurs types de basaltes : N-MORB ou normaux, E-MORB ou enrichis et T-MORB ou transitionnels.

La genèse des magmas basaltiques est consécutive à la remontée de la LVZ au niveau des dorsales océaniques (**fig. 4.10**). En profondeur, à haute pression, les roches du manteau supérieur asthénosphérique (**péridotites**) sont à l'état solide. La remontée de l'asthénosphère dans l'axe de la dorsale entraîne une diminution de pression de ces roches. L'asthénosphère peut alors fondre partiellement (**fusion partielle des péridotites**) et générer un **magma basaltique**. Ce magma peut être stocké dans un réservoir magmatique (ou chambre magmatique) à l'aplomb de la dorsale. Les magmas peuvent soit s'épancher en surface et constituer la **couche 2 (basaltique)**, soit cristalliser en profondeur et générer une roche plutonique (un **gabbro**) qui forme la **couche 3 (gabbroïque)**. Les couches 2 et 3 constituent la croûte océanique sensu-stricto. Cette croûte océanique peut être tapissée d'une fine pellicule sédimentaire (**couche1**).

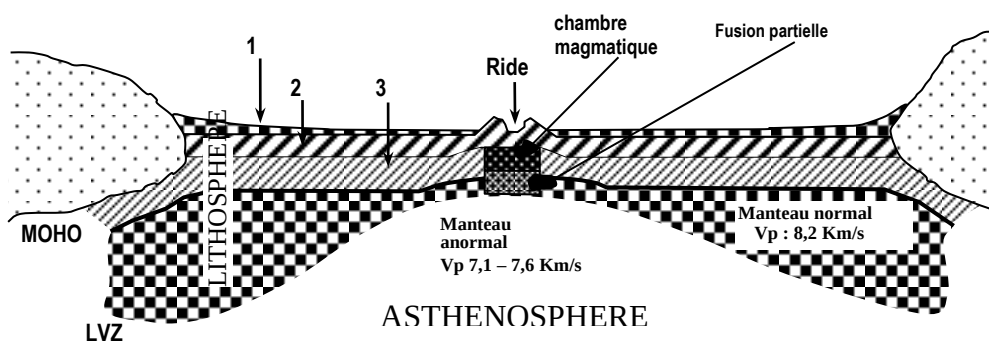


Fig. 4.10 : Genèse des magmas basaltiques au niveau des dorsales océaniques

Le plutonisme donne des gabbros et des péridotites mais également de roches métamorphisées sous forme d'amphibolites et de serpentinites qui résultent d'un métamorphisme hydrothermal des minéraux ferro-magnésiens (olivine et pyroxènes).

b - Le magmatisme des zones de subduction.

Il est celui associé aux zones de convergence de plaques, de type marge continentale active ou de type arc insulaire.

Les zones de subduction sont constituées par quatre séries volcaniques qui sont : (i) la série tholéiitique que l'on rencontre dans les arcs jeunes et dans les bassins arrière-arcs ; (ii) la série calco-alcaline (andésites) que l'on rencontre partout ; (iii) la série alcaline qui caractérise les arcs les plus anciens et les cordillères des marges active et (iv) la série shoshonitique de type andin. Les laves les plus abondantes sont des **andésites** (terme défini au sujet du volcanisme des Andes en Amérique du Sud). Ce **volcanisme andésitique** est particulièrement explosif et représente le risque volcanique majeur (**Fig. 4.11**).

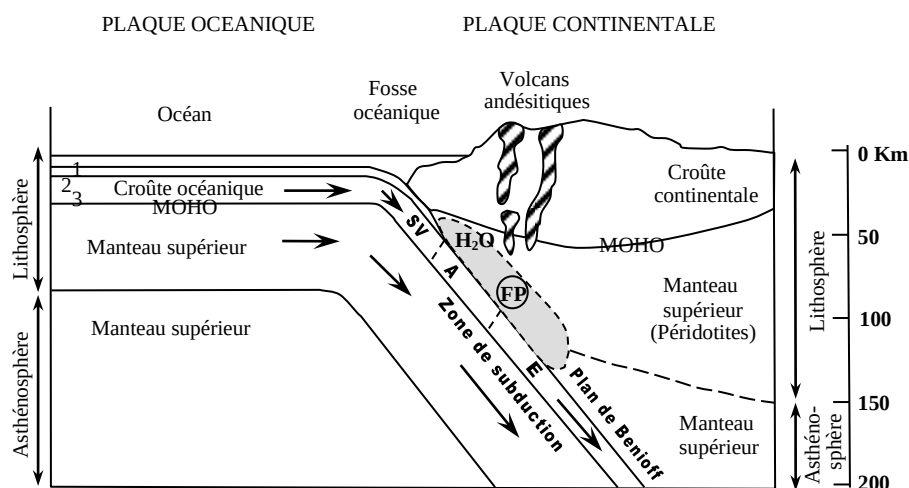


Fig. 4.11 : Genèse des magmas dans les zones de subduction

- 1 – Sédiments (couche n°1)
- 2 – Basaltes (couche n°2)
- 3 – Gabbros (couche n°3)
- SV – Schistes verts
- A – Amphibolites
- E – Eclogites
- Pointillés : Coin du manteau hydraté et métasomatisé
- FP – Fusion partielle
-  Magmas orogéniques

Le plutonisme est représenté par des granites d'anatexie ou des granites intrusifs essentiellement à quartz, feldspaths alcalins et à biotite. La séquence commune est à granites subalcalins, granites calco-alcalins, granodiorites et tonalites. Les plutons granitiques présentent également de nombreuses enclaves de nature différente.

Les produits différenciés ou basiques existent en fonctions des zones où l'on les trouve. Ainsi dans une subduction de type arc insulaire (croûte océanique – croûte océanique), on a des granites de type mantellique (**M**) en association avec des gabbros. Dans une subduction de type andin ou hercynien (croûte océanique – croûte continentale), on a les granites de type igné (**I**) avec un volcanisme calco-alcalin ou rhyolitique. Enfin dans une subduction de type alpin (croûte continentale – croûte continentale), on a des granites très alcalins de type sédimentaire (**S**).

Le magmatisme des zones de subduction est particulièrement bien représenté tout autour du Pacifique. Sur les 600 volcans actifs mondiaux recensés, les trois-quarts sont situés dans ce qu'il est convenu d'appeler la "**Ceinture de Feu Circum-Pacifique**" (**fig.4.12**). L'**arc indonésien** dans l'Océan Indien, l'**arc des Antilles** en Atlantique, l'arc des **Cordillères bétiques** au S.E. de l'Espagne, l'**arc éolien** au sud de l'Italie et l'**arc égéen** en Grèce complètent l'inventaire du volcanisme des zones de subduction. Signalons qu'il existe également un volcanisme andésitique des zones orogéniques intracontinentales (type collisions continentales - Iran, Carpates par exemple), beaucoup moins représenté en volume que dans les zones de subduction.

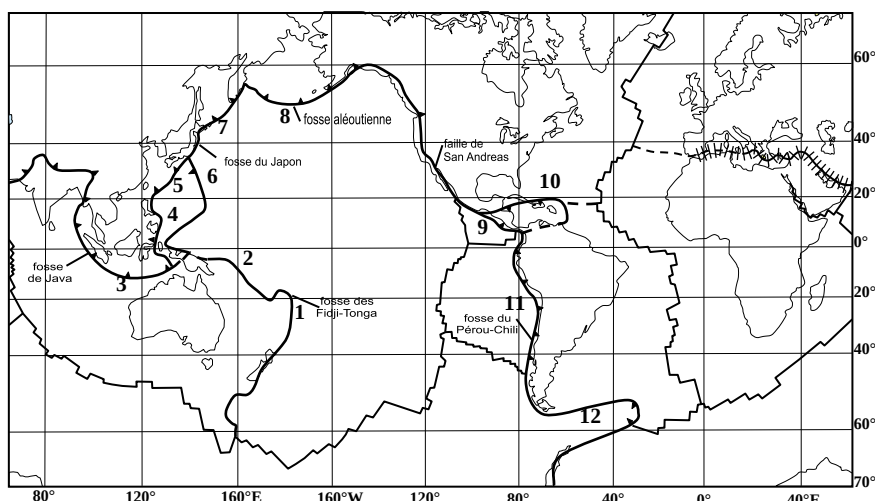


Fig.4.12 : Position structurale du volcanisme orogénique (Sugimura, 1973)

Arcs insulaires : 1. Nouvelle-Zélande, Tonga ; 2. Mélanésie ; 3. Indonésie ; 4. Philippines ; 5. Taiwan, Japon occidental ; 6. Mariannes, Japon oriental ; 7. Kouriles, Kamchatka ; 8. Aléoutiennes, Alaska ; 10. Antilles ; 12. Antarctique
Marges continentales : 9 – Amérique centrale ; 11 – Amérique du Sud.
 N'est pas représenté sur ce schéma, le volcanisme de l'arc éolien (Italie), de l'arc hellénique (Grèce, Turquie), des cordillères bétiques (SE de l'Espagne), ni le volcanisme des zones orogéniques intracontinentales (Carpates, Iran, ...)

c - Le magmatisme des domaines intraplaques

Un certain nombre de volcans se situent en domaine intraplaque océanique ou intraplaque continental (**fig.4.9**). Ce volcanisme est de type **basaltique**.

* *Le volcanisme intraplaque océanique* est basaltique et d'origine profonde. Il est associé à des **points chauds** ou "**hot spots**" qui donnent une succession de volcans (îles volcaniques) alignés les uns derrière les autres (**Figs. 4.13 et 4.14**). Ces points chauds correspondent à des remontées profondes de haute température du manteau inférieur dénommées "**panaches**". Ces remontées se concentrent en un point fixe de l'asthénosphère : le point chaud (**Fig.4.13**).

En ce point, l'excès de température résultant du point chaud favorise la fusion partielle du manteau supérieur et la genèse de magmas basaltiques. Ces magmas peuvent remonter vers la surface, percer la lithosphère océanique et donner naissance à un volcan. Ce dernier positionné sur la croûte océanique est transporté par l'expansion océanique. Un autre volcan peut alors apparaître à la verticale du point chaud. Le scénario se renouvelant, une succession de volcans s'alignent les uns derrière les autres selon une chronologie spécifique, des volcans les plus âgés (les plus éloignés du point chaud) au plus récent situé à l'aplomb du point chaud. Par exemple, dans le cas du volcanisme d'Hawaï (**Fig.4.14**), les volcans les plus anciens de la chaîne de l'Empereur sont âgés de 73 Ma et distants du point chaud hawaïen de 7000 Km, ce qui correspond à une vitesse moyenne de déplacement de 10 cm/an qui est la vitesse moyenne d'expansion de l'Océan Pacifique.

Si le volcanisme reste sous océanique, apparaissent des sea-mounts. Les roches basaltiques observées sont appelées des **OIB** (Ocean Island Basalt). Parfois l'activité volcanique est assez longue et assez intense pour que le volcan émerge ; c'est par exemple le cas du volcanisme d'Hawaï ou de Polynésie intraplaque Pacifique ou du Piton de la Fournaise à la Réunion intraplaque dans l'Océan indien.

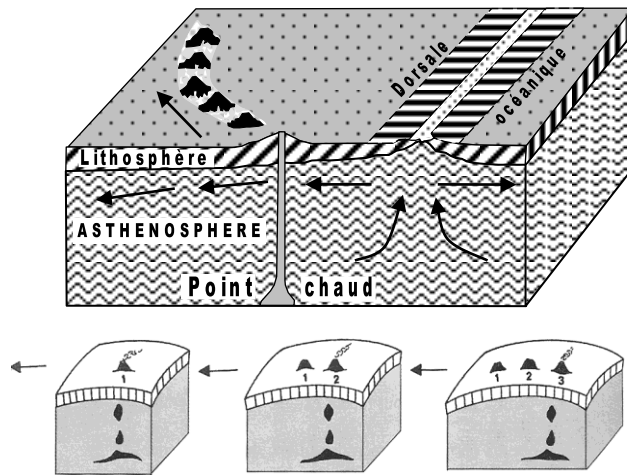


Fig. 4.13 : Volcanisme et Hot Spot

* *Le magmatisme intraplaque continental* est l'une des conséquences des **mouvements distensifs** qui affectent la croûte continentale. Il reflète un événement majeur lié à une **déchirure** progressive de la croûte continentale, qui se traduit par la constitution d'effondrements continentaux (Rifts continentaux) (**fig.4.15**).

Le volcanisme est représenté par des basaltes tholéiitiques recouvrant de grandes surfaces et sur des épaisseurs pouvant atteindre des milliers de mètres. On les désigne sous le nom de trapps volcaniques ou des épanchements basaltiques continentaux ou CFB (Continental Flood Basalt). Ces tholéiites continentales se retrouvent en Afrique du Sud (trapp de Karoo), en Inde (trapp de Decan).

Sous les rifts continentaux, la lithosphère continentale s'amincit et favorise une remontée de l'asthénosphère. La diminution de pression, en relation avec la remontée de l'asthénosphère à l'aplomb du rift, permet, comme dans le cas des rifts océaniques (**fig.4.10**) la fusion partielle du manteau supérieur et la genèse de magmas basaltiques.

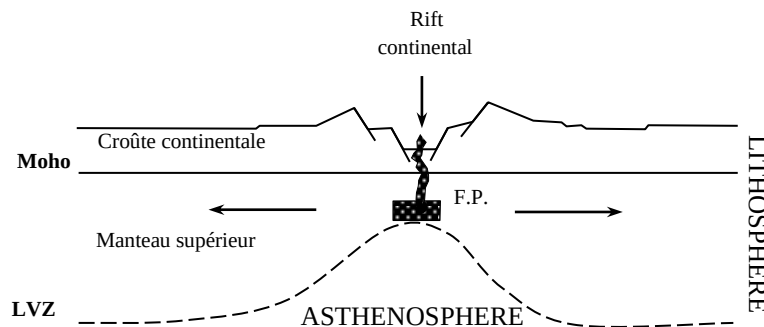


Fig. 4.15 : Schéma d'un rift continental et volcanisme associé

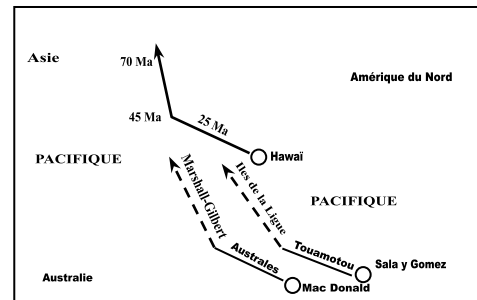


Fig. 4.14 : Archipels et points chauds du Pacifique

d - Conclusion

Les magmas générés se retrouvent dans des contextes géodynamiques distincts. Les magmas basaltiques se forment par fusion partielle sèche ou anhydre des péridotites du manteau ; ils se retrouvent dans les zones de divergence de plaques ou le long des rides médio-océaniques. Les magmas andésitiques se forment pendant la subduction par fusion partielle de basalte saturé en eau de la croûte océanique. Les magmas rhyolitiques se confinent sur la croûte continentale ou aux marges de collision et se forment par fusion partielle de roches saturées en eau dans la croûte continentale.

C – Métamorphisme et Orogenèse

1 – Généralités

a- Définitions

Le **métamorphisme** est l'ensemble des transformations qui impliquent un réarrangement à l'échelle atomique des éléments d'une roche, conduisant à une recristallisation à l'état solide, sous l'effet de variations de température (T), de pression (P) ou de composition.

Il exclut les processus d'altération superficielle qui conduisent à la destruction des roches et non à leur transformation. Par contre, le métamorphisme englobe la diagenèse, mais dans des conditions de T et de P plus élevées que celles de la diagenèse.

Le métamorphisme est lié aux phénomènes orogéniques et pré-orogéniques.

On appelle **orogène** un système montagneux, dans lequel les structures des roches apparaissent déformées, plissées. On dénomme **orogenèse** tout processus conduisant à la formation des reliefs et plus particulièrement à la formation des orogènes.

La formation des chaînes de montagne a longtemps embarrassé les géologues. Toutes les chaînes de montagnes sont caractérisées par le fait que les roches y sont déformées, plissées et soulevées à des degrés divers. Il faut envisager un mécanisme responsable de ces compressions et du soulèvement de l'ensemble. Seules des forces tectoniques compressives peuvent expliquer ces déformations. La théorie de la tectonique globale propose des modèles qui, par le mouvement des plaques lithosphériques, génèrent les compressions latérales et le soulèvement d'énormes masses de matériel susceptibles d'engendrer une orogenèse. Les zones orogéniques correspondent à des zones de collision de plaques. Deux types d'orogenèses sont envisager (**fig. 4.16**).

Les orogènes des **chaînes liminaires** de **type andin** associés aux zones de subduction ; ce sont les chaînes circum-pacifique (ex. Andes en Amérique du Sud, Montagnes Rocheuses de la côte ouest Pacifique aux U.S.A. et Canada) et les orogènes de **type collision intra-continente** de **type alpin** (ex. Himalaya, Oural, Alpes, Pyrénées) correspondant à la collision de deux plaques lithosphériques continentales.

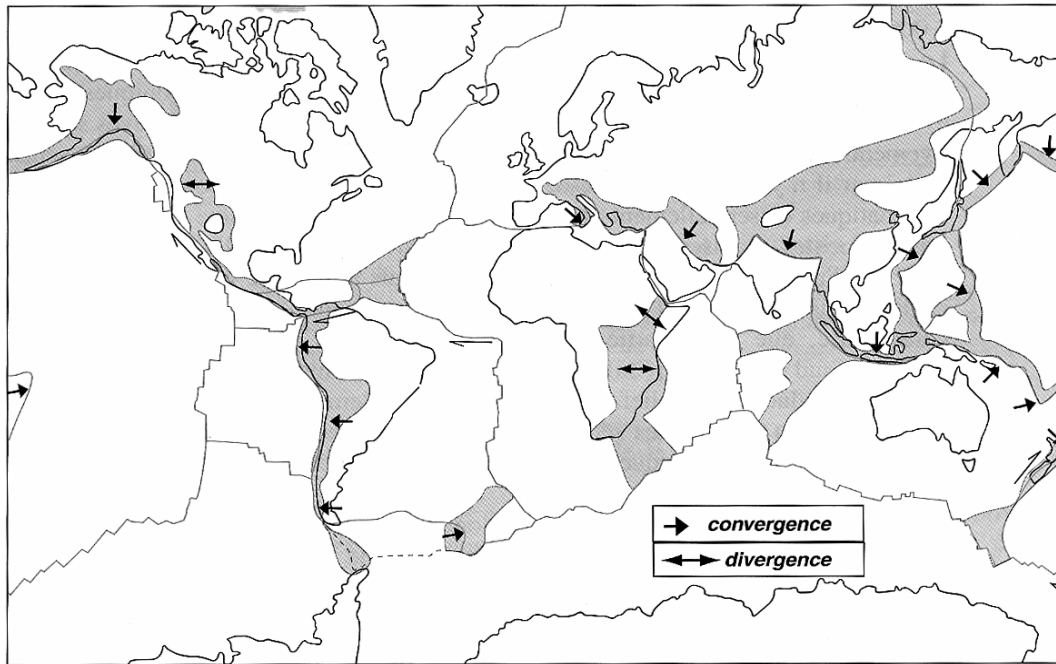


Fig. 4.16 : Régions de déformation active de la lithosphère

b- Facteurs du métamorphisme

Ce sont la pression, la température, la composition du système et le temps.

* *La pression* : Elle augmente en fonction de la profondeur et de la densité des roches. La pression s'exprime sous la forme de la pression lithostatique (P_s) et sous la forme de la pression des fluides (P_f) lorsqu'il existe une phase fluide. Dans la croûte, la P_s augmente de 1kbar pour 3,5 – 4km et de 1kbar pour 3,3km dans les océans.

* *La température* : à pression donnée, la température dépend de la forme des gradients géothermiques, ceux-ci reflètent la dynamique de la lithosphère dans une région considérée.

* *La composition du système* : elle est exprimée par les masses ou concentrations de ses constituants. Les équilibres et réactions minéralogiques qui interviennent dans un système dépendent naturellement de sa composition. Les systèmes sont considérés comme fermés lorsqu'ils ne changent pas de composition au cours du métamorphisme. Dans le cas contraire, ils sont dits métasomatiques, c'est-à-dire ouverts à la circulation des fluides qui transportent des ions en solution.

* *Le temps* : l'intensité des variables P et T évolue au cours de temps, en liaison avec la déformation des gradients géothermiques. Le déchiffrement de l'évolution des assemblages minéralogiques dans une roche métamorphique permet de contribuer à la compréhension des mécanismes de la dynamique interne du globe terrestre.

c- Les types de métamorphisme

On distingue des métamorphismes locaux et le métamorphisme régional

* *Les métamorphismes locaux* : il s'agit : (i) du **métamorphisme de contact** lié à la mise en place d'une intrusion magmatique qui transforme les roches préexistantes en cornéennes et en schistes tachetés ; (ii) du **métamorphisme dynamique ou cataclastique**, lié aux contraintes mécaniques et aboutit à la formation des brèches tectoniques et à des mylonites ; (iii) du **métamorphisme hydrothermal**, lié à la circulation des fluides de haute température ou de gaz très chauds ; (iv) du **métamorphisme d'impact** ou de choc lié aux chutes de météorites géantes (impacts) ou aux explosions nucléaires.

* *Le métamorphisme régional* : il est souvent en relation avec les orogénèses, et est généralement polyphasé ce qui se traduit par une évolution dans le temps des conditions de

recristallisations. Les roches sont plissées et transformées sur des épaisseurs et distances considérables par suite de leur enfoncement graduel, ce qui les soumet à des T et P élevées.

d- Faciès - séquences et zones métamorphiques

* Un *faciès métamorphique* regroupe toutes les roches métamorphiques ou plutôt tous les assemblages minéralogiques qui correspondent approximativement aux mêmes conditions P-T de cristallisation, quel que soit leur composition chimique. L'espace P-T est donc divisé en un certain nombre de cases dont chacune représente un faciès métamorphique (**Fig. 4.17**).

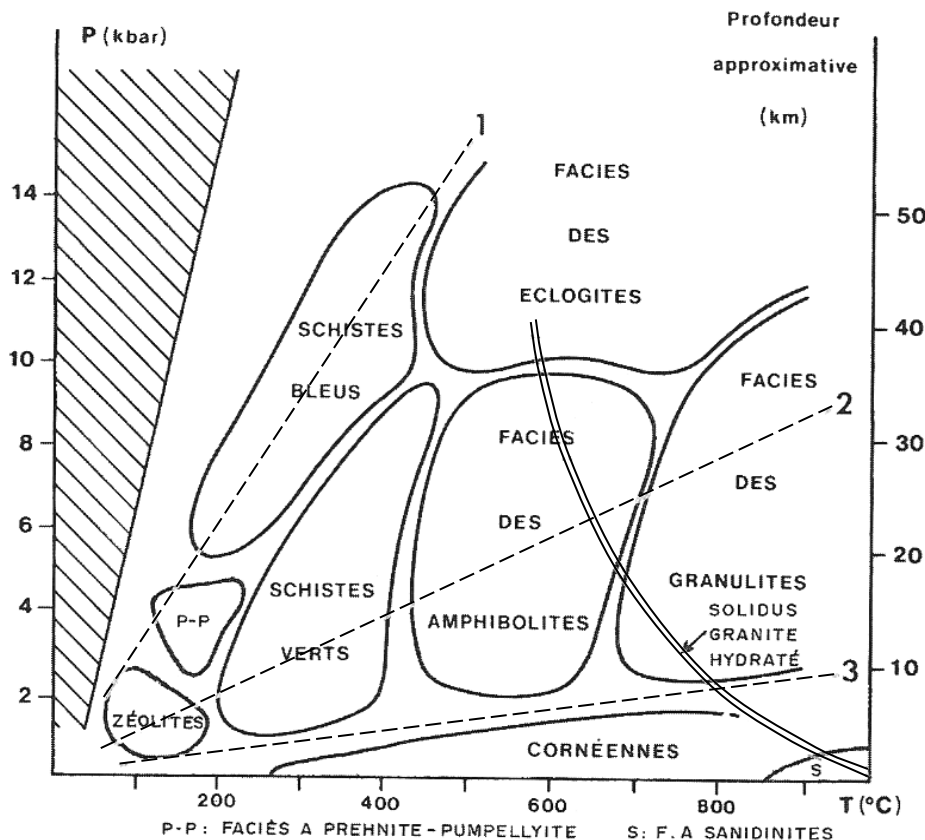


Fig. 4.17 : Faciès métamorphiques dans le diagramme P-T

* Une séquence métamorphique est l'ensemble des roches métamorphiques, de degré variable, issu d'un même type de roche originelle, caractérisé par une certaine composition chimique moyenne. Pour les roches d'origine sédimentaire, on parle de séquence "paramétamorphique" et pour les roches magmatiques on utilise le terme "orthométamorphique".

* La zonéographie est la reconnaissance et la représentation des zones métamorphiques. On distingue : l'anchizone, (transition entre diagenèse et métamorphisme), l'épizone ou faible degré métamorphique, la mésozone (métamorphisme moyen), la catazone (métamorphisme fort) et l'ultrazone (très fort métamorphisme où les limites sont plus ou moins nettes).

2 – Métamorphisme et Tectonique des plaques

Les sites privilégiés du métamorphisme sont les domaines en extension, en subduction et en collision.

a – Métamorphisme des zones de divergence

Le métamorphisme est de type HT-BP. Ces domaines montrent un resserrement des isothermes (Fig. xx). Cette caractéristique est associée à l'amincissement lithosphérique qui a pour conséquence une remontée du manteau et le transfert de magmas vers la surface. En prenant le cas des dorsales, il se produit un certain nombre de phénomènes métamorphiques.

- des structures tectoniques axiales, caractérisées par d'innombrables plans de fractures (failles normales et failles de détachement à faible pendage)
- une modification des propriétés physiques (acoustiques, magnétiques, porosité, flux de chaleur), chimiques et minéralogiques de la croûte océanique. Ces modifications sont regroupées sous le terme de "métamorphisme océanique" ou de métamorphisme hydrothermal. Ce métamorphisme résulte de deux processus distincts : (i) les réactions de BT ($T < 70^\circ\text{C}$) désignées sous le terme d'altération océanique de BT ; (ii) les réactions de HT (T de 70 à 400°C) résultant d'une circulation convective de l'eau de mer (altération hydrothermale).

b – Métamorphisme des zones de subduction et de collision

Le matériel froid (croûte océanique) entraîné en grande profondeur subit un métamorphisme de BT-HP avec formation de roches particulières appelées **éclogites**.

* Les **domaines en subduction** montrent de profondes invaginations des isothermes liées au plongement de la lithosphère relativement dans le manteau. Cette invagination se traduit par l'établissement d'un gradient métamorphique de HP-BT (Fig. 4.18). Dans ces domaines, le gradient métamorphique est de type prograde. Les **gradients progrades** correspondent donc à une augmentation des conditions du métamorphisme. Ils correspondent à un

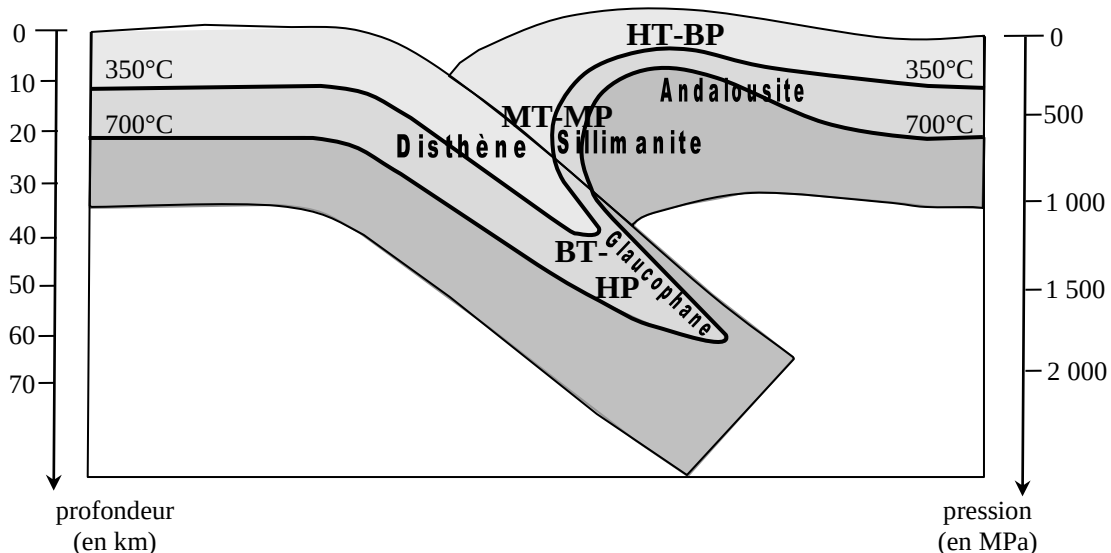


Fig. 4.18 : Les différents climats métamorphique au niveau d'une zone de subduction

enfouissement en profondeur de l'unité géologique. Parmi les gradients progrades, on distingue : (i) le gradient de BT-HP ou gradient Franciscain, (ii) le gradient de MT-MP ou gradient Barrovien et (iii) le gradient de HT-BP ou gradient Abukuma.

* Les **domaines en collision** sont caractérisés par un métamorphisme de HT-BP avec un gradient de type rétrograde. Les gradients rétrogrades impliquent une exhumation, c'est-à-dire une remontée des unités géologiques précédemment subductées vers la surface. Cette remontée se traduit par une importante décompression.

Les hauts degrés de métamorphisme aboutissent parfois à la fusion partielle et par le processus de migmatisation.

III - Conclusions

La **Tectonique des Plaques** intègre de nombreuses données géologiques 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**.

La **séismicité** et le **volcanisme** témoignent d'une **dynamique interne**, dont les conséquences sont le déplacement des plaques lithosphériques et la **genèse des chaînes de montagnes**, révélateurs d'une source d'énergie interne.

La Terre mérite donc bien son nom de "**Planète active**"

A - QUESTIONS DE REFLEXION

- 1 – La Terre est-elle un objet unique dans l’Univers ?
- 2 – Quelle est l’origine des éléments chimiques de l’Univers ?
- 3 – La plupart des météorites trouvées sur Terre sont chondritiques. D’où proviennent ces météorites ? Sont-elles utiles pour la connaissance de la Terre ?
- 4 – Pourquoi les âges les plus anciens trouvés dans les minéraux de roches terrestres sont seulement de 4,3Ga ?
- 5 – Définir les termes suivants : galaxie, supernova, diapir asthénosphérique, anomalie de gravité, isostasie, faille inverse, faille normale, obduction, ophiolite, faciès métamorphique, lithosphère, fusion partielle, géoïde, trapp, marge active, arc insulaire, mer marginale
- 6 – Que soulignent les alignements d’îles volcaniques d’Hawaï et des Empereurs dans le Pacifique Nord ?
- 7 – Quels sont les faits de terrain observables dans une chaîne de montagnes qui prouvent la convergence de deux plaques mobiles et leur collision ?
- 8 – Les paléomagnétismes acquis par les basaltes lors de leur formation et par les sédiments lors de leur dépôt sont-ils analogues ?
- 9 – Les andésites sont particulièrement abondantes à l’aplomb de la subduction d’une plaque océanique. Pourquoi ?
- 10 – Les gabbros, équivalents grenus des basaltes, sont des roches rares à l’affleurement. Pourquoi.
- 11 – Que signifient les termes suivants : MORB, OIB
- 12 – Quelle est l’origine des basaltes
- 13 – Que signifie le terme “ accréation océanique ” ?
- 14 – La distinction entre continents et océans peut-elle se faire sur des arguments sismiques ?
- 15 – Pourquoi les arcs insulaires sont-ils considérés comme des limites fondamentales de plaques tectoniques ?
- 16 – Que signifie une anomalie isostatique associée à un soulèvement épirogénique ?
- 17 – Quels sont les moteurs de la Tectonique des Plaques ?
- 18 – Qu’évoque le terme de discontinuité sismique. Donnez des exemples.
- 19 – Décrivez brièvement les processus géologiques qui permettent d’expliquer la présence de divers types de roches plutoniques (gabbros, diorites, granites) dans la croûte océanique.
- 20 – Quelle est la relation entre le foyer d’un tremblement de terre et l’épicentre correspondant ?
- 21 – Expliquez l’enregistrement d’un tremblement de terre. Comment peut-on déterminer la position d’un épicentre à partir des enregistrements sismiques
- 22 – Quelles sont les différences entre les ondes sismiques de volume et les ondes sismiques de surface ? Identifiez deux types d’ondes de volume et expliquez les différences entre elles.
- 23 – Quelles sont les ceintures sismiques et comment sont-elles liées à la tectonique des plaques ?
- 24 – Que traduisent les surfaces-limites sismiques du globe ?
- 25 – Quelle est l’origine d’un séisme ?

B – SUJETS DE SYNTHESE

- 1 – Les enveloppes sismiques du globe

- 2 – Liens entre magmatisme, métamorphisme, sismicité, tectonique des plaques et déformations
- 3 – Terre actuelle : synthèse de sa structure et de son activité
- 4 – Magmatisme : sources, différenciation et mise en place
- 5 – Le Gondwana
- 6 – Intérêts des séismes
- 7 – Résumé succinct des différents processus magmatiques, métamorphiques et tectoniques qui se déroulent au niveau d'une dorsale océanique
- 8 – Comparaison de la lithosphère continentale et de la lithosphère océanique
- 9 – Le magmatisme intraplaque
- 10 – La dynamique des éruptions volcaniques
- 11 – Granites et basaltes : une comparaison
- 12 – Les magmas et leur cadre géodynamique
- 13 – Conséquences de la tectonique en extension et en compression
- 14 – Les dorsales
- 15 – La collision continentale
- 16 – La subduction
- 17 – La mobilité horizontale de la lithosphère
- 18 – Les limites des plaques lithosphériques
- 19 – La mobilité des plaques lithosphériques
- 20 – Faits et arguments de la tectonique globale
- 21 – Les marges actives et les marges passives
- 22 – Sous la forme d'un tableau, énumérer brièvement les principaux caractères (minéralogiques, texturaux, structuraux, genèse, conditions de pression et de température etc...) qui différencient les divers types de roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires
- 23 – Relations croûte, lithosphère et manteau
- 24 – Les ophiolites : définition et structure
- 25 – Les ondes sismiques
- 26 – Les conséquences de l'étude du paléomagnétisme
- 27 – Structure du manteau
- 28 – La lithosphère : définition, structure et diversité
- 29 – Les ondes de volume et les discontinuités de la terre
- 30 – Les anomalies de la pesanteur et leurs origines