

**République Algérienne Démocratique et Populaire**  
**Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique**  
**Université d'Oran 2**

**Faculté des sciences de la terre, de l'Aménagement du Territoire et de l'univers**  
**Département de Géologie**



**Mémoire**

Présenté pour l'obtention du grade : MASTER en Géologie  
Option : Géodynamique de la lithosphère

***Thème***

---

**La relation entre volcanisme et la sismicité**

---

Présenté par :

***SEMMAR SANAA***

Soutenue publiquement le : 01/07/2021 devant les membres du jury :

M. SEDDIKI A.	Professeur	Université d'Oran2	Président
M. BENDOUKHA R.	Maitre de conférences A	Université d'Oran2	Rapporteur
M <sup>me</sup> Allami F/Z	Maitre assistant A	Université d'Oran 2	Examineur

**Promotion : 2020/2021**

## *Dédicace*

C'est avec un grand plaisir que je dédiai ce travail qui n'aurai jamais pu voir le jour sans le soutien indéfectible de mes très chers parents qui ne cessent de donner avec amour le nécessaire pour que je puisse arriver à ce que je suis aujourd'hui et surtout mon doux père. Que dieu les protèges et que la réussite soit toujours à je portées pour

Que je puisse les combler de bonheur.

A mes très chers frères Alaa et Bahaa

A ma très chère sœur Nidaa

A toute ma famille du petit à grands

A mes collègues de promotion

Et tous mes amis.

**SANAA**

## *Remerciements*

Dieu merci

Par le biais de ce mémoire, je profite pour exprimer mes vifs remerciements à toute personne contribuant de près ou de loin à l'élaboration de cet humble travail, et qui j'ai permis d'apprécier pleinement ces cinq années d'études au sein du département des Sciences de la Terre / ORAN.

Je remercie vivement **Monsieur BENDOUKHA, R.** Maître de conférences à l'Université d'Oran , de m'avoir proposé ce sujet de mémoire et qui m'a aidé durant la préparation de ce travail .Et d'avoir dirigé ce travail avec beaucoup de disponibilité et d'efficacité, et surtout pour ses judicieux conseils, qui ont contribué à alimenter mon réflexion.

Mes remerciements vont également à **Monsieur SEDDIKI. A,** Professeur à l'université d'Oran 2, qui a bien voulu nous faire l'honneur de présider le jury. Encore pour sa contribution à ma formation durant mes cursus universitaire.

Je tiens aussi à remercier **Mme Allami F. Z,** Maître assistant A à l'université d'Oran 2, d'avoir accepté d'examiner et de juger ce travail, je lui adresse mes plus respectueux remerciements.

Je saisis également cette opportunité pour remercier l'ensemble des enseignants du Département des Sciences de la Terre, en particulier ceux de la filière pétrologie pour la moindre part de connaissance qu'ils j'ai inculquée durant tout le cursus universitaire

Enfin , ma reconnaissance s'adresse à la famille , amis , et à tous mes collègues de notre promotion de Géologie .

## *Résumé*

Les séismes et les éruptions volcaniques sont des catastrophes naturelles les plus meurtrières et les plus destructrices dans le Monde. Ces phénomènes sont dus à des mouvements naturels qui peuvent se produire dans les océans et dans les continents et cela a la faveur des énormes énergies dégagées lors de la remontée du magma vers la surface ou tout simplement en contact de deux microplaques océaniques.

Ces mouvements sont reconnus dans les fonds des océans pacifique et atlantique au niveau des failles transformantes. Dites lithosphériques contrôlées par la cinématique globale, formant des zones déformées entre des plaques stables. Elles sont régies par un coulissage de microplaques du tout simplement aux flux des énergies dégagées par les réservoirs magmatiques profonds.

Un séisme est dû un mouvement de plaque Continentale ou océanique causé par dégagement d'une quantité importante d'énergie qui favorise l'arrivée d'ondes élastiques issues d'une même source. Il est la conséquence de la rupture fragile de la roche la description d'un séisme nécessite deux facteurs descriptifs importants qui peuvent être (l'épicentre, la magnitude, l'intensité, le Foyer).

Le volcanisme des rides médianes est presque partout sous-marin et ne donne de volcans subaériens que sur les parties où il émerge(volcans des failles transformantes de l'océan atlantique, de l'océan Indien)dans des zones de convergence dans le domaine intra-plaque de l'océan Pacifique Il convient de distinguer deux styles très différents d'éruptions : Les éruptions sous faible tranche d'eau (moins de 700-800 m), Les éruptions sous grande profondeur d'eau (plus de 800 m), mer.

Les caractéristiques pétrographiques des MORB reflètent leur composition chimique et l'histoire de leur cristallisation. Les textures observées témoignent du refroidissement rapide des magmas extrudés. . Les basaltes des dorsales lentes ont des plagioclases plus calciques (An75-92) que les basaltes des dorsales rapides (An56-88).Les Cpx sont des diopsides ou des augites dont les compositions oscillent entre :  $Wo_{35-40}En_{50}Fs_{10-15}$ , la géochimie isotopique des MORB montre qu'elles dérivent de sources hétérogènes car les valeurs des rapports isotopiques sont variables.

**Mots clés :** volcanisme - séisme - faille transformante- dorsale océanique - MORB- OIB

# *Abstract*

Earthquakes and volcanic eruptions are the most deadly and destructive natural disasters in the world. These phenomena are due to natural movements that can occur in the oceans and in the continents and this is due to the enormous energies released when magma rises to the surface or simply when two oceanic microplates come into contact.

These movements are recognized in the depths of the Pacific and Atlantic oceans at the level of transform faults. Lithospheric disks controlled by global kinematics, forming deformed zones between stable plates. They are governed by a sliding of microplates due simply to the flow of energies released by the deep magmatic reservoirs.

An earthquake is due to a movement of continental or oceanic plate caused by release of a significant amount of energy that promotes the arrival of elastic waves from the same source. It is the consequence of the brittle rupture of the rock. The description of an earthquake requires two important descriptive factors which can be (the epicenter, the magnitude, the intensity, the focus).

The volcanism of the median ridges is almost everywhere submarine and gives subaerial volcanoes only on the parts where it emerges (volcanoes of the transform faults of the Atlantic Ocean, Indian Ocean) in areas of convergence in the intra-plate domain of the Pacific Ocean. It is necessary to distinguish two very different styles of eruptions: Eruptions under shallow water (less than 700-800 m), Eruptions under deep water (more than 800 m), sea.

The petrographic characteristics of MORB reflect their chemical composition and crystallization history. The observed textures reflect the rapid cooling of extruded magmas. . The basalts of the slow ridges have more calcic plagioclases (An75-92) than the basalts of the fast ridges (An56-88).the Cpx are diopsides or augites whose compositions oscillate between: Wo35-40En50 Fs10-15, the isotopic geochemistry of the MORB shows that they derive from heterogeneous sources because the values of the isotopic ratios are variable.

**Keywords:** volcanism - earthquake - transform fault - oceanic ridge - MORB - OIB

# Sommaire

## Chapitre I : Généralités

I- Introduction .....	2
II- Historique .....	3
III-Le but du travail : .....	5

## Chapitre II: tectonique des failles transformantes

Introduction .....	7
I-Formation d'une faille transformantes et transcurrentes .....	8
1-Description des failles transformantes .....	9
2-Geometrie des failles transformantes .....	12
3-Model expliquant la formation des failles transformantes .....	13
4-coulissage des failles transformantes .....	13
5-Mouvement de rotation des compartiments des failles transformantes .....	15
II-Interprétation des failles transformantes océaniques .....	16
1-Formation et maintient des failles transformantes .....	16
Conclusion : .....	18

## Chapitre III : Les séismes

Introduction .....	20
I- La Description d'un séisme : .....	21
1. L'Epicentre .....	21
2. La Magnitude .....	22
3-L'intensité .....	22
4- Le Foyer (ou Hypocentre) .....	25
II- Les ondes sismiques .....	25
1-Amplitude .....	26
2- Les ondes de volume .....	26
2.1. Les ondes P ou ondes primaires : .....	26
2.2 Les ondes S ou ondes secondaires : .....	27
III-Les différents types de mouvements des plaques lithosphériques .....	28
IV-Zones de développement des séismes .....	30
V-Les méthodes de prédiction .....	32
1.Les prédictions à long terme-le risque sismique .....	32
2.Les prédictions à moyen et à courte terme-les précurseurs .....	33
Conclusion : .....	37

## Chapitre IV : Volcanisme et pétrologie des MORB

Introduction .....	39
I- Distribution géographique des volcans sous-marins .....	39
1-Dans les zones d'écartement de plaques .....	40

1.1. Volcans d'Islande : .....	40
1.2. Volcans des failles transformantes de l'océan atlantique :.....	41
1.3. Volcans des failles transformantes du pacifique : .....	41
1.4. Volcans des failles transformantes de l'océan Indien : .....	42
2- Dans des zones de convergence (Cercle de Feu du Pacifique) .....	42
3. Dans le domaine intra-plaque .....	43
3.1 Volcans intra-plaques de l'océan Pacifique.....	43
3.2 Volcanisme intra-plaque de l'océan indien .....	44
4-Les différents types d'éruptions sous-marines .....	44
4.1. Eruption sous faible tranche d'eau .....	45
4.2. Eruptions sous-marines profondes .....	45
II- Géomorphologie des volcans sous-marins .....	46
1. Les différentes formes de volcans .....	46
1.1. Les stratovolcans .....	47
1.2. Les volcans fissuraux .....	47
1.3. Les volcans bouclier .....	48
2. Principaux types de volcans boucliers .....	48
3. Modèle d'évolution des volcans boucliers océaniques .....	49
III- Morphologie des produits volcaniques sous-marins .....	51
IV- Caractéristiques pétrographiques des M O R B .....	53
V- MINÉRALOGIE DES MORB .....	54
VI- Géochimie des MORB : .....	55
Introduction.....	55
1-Les éléments majeurs .....	55
2- Les éléments en traces : .....	58
3- Les terres rares.....	58
4- Diagrammes araignées ou spiderdiagrammes: .....	59
VII- Géochimie Isotopique des M O R B .....	60
Conclusion : .....	61

## **Chapitre V : Contexte Géodynamique**

Introduction.....	64
I- Modèles Pétrogénétiques des M O R B .....	64
1- L'hétérogénéité des sources et leur mécanisme .....	65
2-Dynamique de remontée des magmas.....	66
II-Rôle des hétérogénéités mantelliques dans la genèse des MORB .....	67
1-Dans les dorsales rapides de type Pacifique.....	67
2-Dans les dorsales lentes de type Atlantique .....	68

## **Conclusion Générale**

Conclusion générale .....	71
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	76
ANNEXE.....	79



## Listes des figures

Figure pages

### Chapitre I

**Figure 1** : Principales dorsales océaniques..... 2

### Chapitre II

**Figure 1** : Faille transformante.....7

**Figure 2** : Faille transformante au niveau des rides océaniques.....8

**Figure 3** : Progression d'une dorsale.....9

**Figure 4**:naissance se séisme au niveau de faille décrochante.....11

**Figure 5** : Mouvement de coulissage des failles transformantes.....14

**Figure 6** : Mouvement rotationnel des compartiments de la faille transformante.....15

**Figure 7** : Transformation d'une extension en alternance de failles transformantes.....17

### Chapitre III

**Figure 1** : Courbe : Contrainte / Déformation Des Roches.....20

**Figure 2** : Axonométrie schématique d'une source sismique.....21

**Figure 3** : Bloc diagramme montrant le foyer d'un séisme.....25

**Figure 4** : Exemple d'enregistrement de séisme.....26

**Figure 5** : Enregistrement sismique montrant les différents types d'ondes

**Figure 6** : compression et dilatation laissées par La propagation des ondes P dans un plan tridimensionnelle.....27

**Figure 7** : Différents mouvement de compartiments de faille pouvant créer un séisme.....28

**Figure 8** : Modèle illustrant la tectonique des plaques lithosphériques se déplaçant au dessus de l'asthénosphère.....29

**Figure 9** : *Schéma* illustrant le mécanisme conduisant au séisme, à la suite d'un chargement (accumulation de déformation  $\delta l$ ) dans la partie cassante de la lithosphère, autour d'une faille (cas d'un décrochement).....30

**Figure 10** : *Carte de la sismicité mondiale issue du catalogue*..... 31

### Chapitre IV

**Figure 1** : Distribution géographique des volcans sous-marins.....34

**Figure 2** : Morphologie des pillow lavas.....47

**Figure 3** : Diagramme de phase An-Di-Fo aux faibles pressions (P=1 atm). D'après Bowen (1915).....48

**Figure 4** : Distribution des compositions chimiques d'une série tholéiitique dans le diagramme AFM D'après Juteau et Maury (1997). Série des îles Galapagos.....51

**Figure 5** : Évolutions chimiques des éléments majeurs dans une série tholéiitique des Afars (en fonction de MgO tenu pour indice de différenciation.....52

**Figure 6** : Spectres des terres rares des N-MORB et E-MORB. Teneurs d'après Schilling et al. (1983) normalisées aux chondrites.....54

**Figure 7** : Spectres élargis des N-MORB comparés à ceux des MORB enrichis et des OIT. (In Wilson, 1989.).....54

**Figure 1** : Modèle petrogenetique pour source des M O R B.....**60**  
**Figure 2** : Arrivée et position en surface de N- MORB et E- M O R B dans les dorsales océaniques.....**62**  
**Figure 3** : Rôle des hétérogénéités mantelliques dans la genèse des MORB : Etude expérimentale de la fusion partielle des proxénètes et des interactions magma/roche à haute pression.....**62**

## Liste des tableaux

<i>Tableau</i>	<i>Pages</i>
<b>Chapitre I</b>	
<b>TAB. 01</b> : Les séismes les plus puissants enregistrés dans le monde depuis le 13 <sup>ème</sup> siècle.....	<b>4-5</b>
<b>Chapitre III</b>	
<b>TAB. 1</b> :L'échelle de Mercalli d'Intensité (1902), modifiée en (1952).....	<b>23</b>
<b>TAB.2</b> : Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes .....	<b>24</b>
<b>Chapitre IV</b>	
<b>TAB.1</b> : Classification des types de coulées basaltiques profondes, et comparaison de leurs caractéristiques principales. D'après Bonatti et Harrison (1988).....	<b>40</b>
<b>Chapitre V</b>	
<b>TAB.1</b> : Séismes recensés au niveau des failles transformantes des océans durant le 1 <sup>er</sup> trimestre 2021.....	<b>60</b>

## Liste des acronymes

**CPX** : Clinopyroxène

**MORB** : Basalte de dorsale médio-océanique

**OIB** :Basalte d'île océanique

**REE** : Terres Rares

**LREE** : Terres rares légères (*Light*)

**HREE** : Terres rares lourdes (*Heavy*)

## **LISTE PHOTOS**

**Photos** **Pages**

<b>CHAPITR IV</b>
-------------------

<b>Photo 1</b> : éruption du volcan Laki.....	<b>35</b>
<b>Photo 2</b> : éruption du volcan L'Hekla.....	<b>35</b>
<b>Photo 3</b> : éruption du volcan l'Helgafell .....	<b>35</b>
<b>Photo 4</b> : éruption du volcan Krafla.....	<b>35</b>
<b>Photo 5</b> : éruption du volcan Açores.....	<b>36</b>
<b>Photo 6</b> : éruption du volcan CAP- Ver.....	<b>36</b>
<b>Photo 7</b> : éruption du volcan de l'Ascension.....	<b>36</b>
<b>Photo8</b> : éruption du volcan Cunha.....	<b>36</b>
<b>Photo9</b> : éruption du Galápagos.....	<b>36</b>
<b>Photo 10</b> : de l'île Maurice.....	<b>37</b>
<b>Photo 11</b> : Fournaise.....	<b>37</b>
<b>Photo 12</b> : Le Karthala des Comores.....	<b>37</b>
<b>Photo 13</b> : de Madagascar.....	<b>37</b>
<b>Photo 14</b> :l'archipel Hawaii- Empereur.....	<b>38</b>
<b>Photo 15</b> : Taehitia.....	<b>38</b>
<b>Photo 16</b> : Rocard.....	<b>38</b>
<b>Photo 17</b> : iles Australes.....	<b>38</b>
<b>Photo 18</b> : L'île de la Réunion.....	<b>39</b>
<b>Photo 19</b> : l'archipel Crozet.....	<b>39</b>
<b>Photo 20</b> : le mont Fuji (Japon).....	<b>42</b>
<b>Photo 21</b> : éruption fissurale.....	<b>42</b>
<b>Photo 22</b> : volcan Kilauea.....	<b>43</b>
<b>Photo 23</b> : volcan Mauna Loa.....	<b>43</b>



# **Chapitre I**

## **Généralités**

## I- Introduction

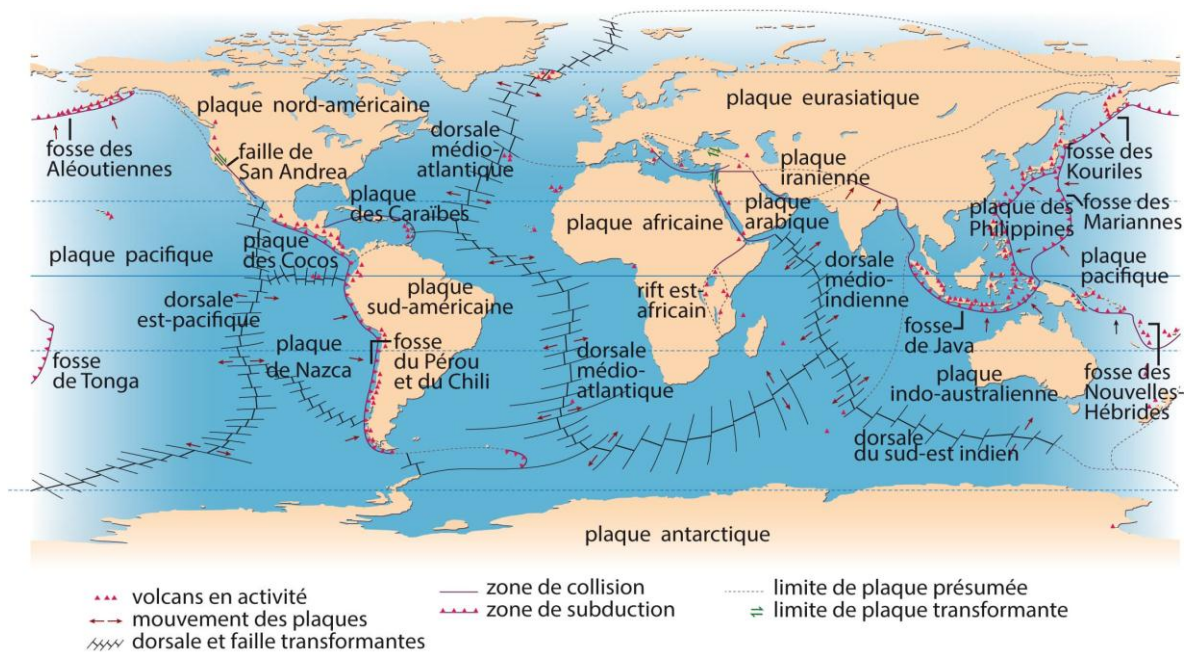
Le tremblement de terre ou **séisme** ainsi que les **éruptions volcaniques** sont des catastrophes naturelles les plus meurtrières et les plus destructrices dans le Monde. La prévention est le moyen le plus efficace pour en atténuer les effets.

Ces phénomènes sont dus à des mouvements naturels qui peuvent se produire dans les océans et dans les continents et cela a la faveur des énormes énergies dégagées lors de la **remontée du magma** vers la surface ou tout simplement en contact de deux **microplaques océaniques**.(fig.1)

Ces mouvements sont reconnus dans les fonds des océans pacifique et atlantique au niveau des **failles transformantes**.

Ils sont régis par un **coulissage de microplaques** du tout simplement aux **flux des énergies dégagées** par les **réservoirs magmatiques profonds**.

Une éruption volcanique est toujours annoncée par un séisme sur les **continents** de faible magnitude de l'ordre de **3** et dans les **océans** par de grandes magnitudes de l'ordre de **7** dans l'échelle de Richter.



**Fig. 1 : Principales dorsales océaniques**

## II- Historique

En 1854, à partir de sondages, on a cartographié pour la première fois une portion de dorsale, celle de l'Atlantique Nord.

Par la suite, certaines observations de dorsales peu profondes comme celle d'Islande (Reykjanes) sont réalisées.

Avec l'avancée des technologies, la dorsale médio-atlantique est découverte en 1947, et en 1961, les premières cartes précises sont établies.

Si la sismicité des dorsales est observée dès 1935, ce n'est que vingt ans plus tard que le phénomène a pu être appréhendé dans sa globalité à la suite d'autres observations.

Dans les années 1960, la prospection des fonds océaniques met en évidence les structures majeures que sont rides (*ridges*) et fosses (*trenches*) océaniques, avec des études sismiques mettant en évidence que ces structures sont respectivement associées à des déplacements en extension (rides océaniques ou dorsales) ou essentiellement en compression (fosses océanique ou zone de collision).

L'étude topographique des dorsales océaniques montre que celles-ci sont généralement composées de tronçons décalés par des accidents topographiques débordant de part et d'autre des rides océaniques.

Ces accidents sont alors interprétés comme des décrochements "classiques" dont le décalage apparent indiquerait le sens de déplacement relatif réel.

Alors que les arguments et les concepts de la tectonique des plaques s'accumulent et se peaufinent, que la notion de plaques ou du moins de limites ou ceintures mobiles (*mobile belts*) s'installe, Wilson (1965) expose la notion de « faille transformante » (*transformfault*) sur la base d'observations géométriques à l'échelle locale et globale dans deux articles publiés les 24 juillet et 22 octobre 1965.

Les séismes sont depuis le 13<sup>ème</sup> siècle considérés comme étant des phénomènes naturels très destructeurs.

Le tableau 1 révèle les séismes les plus catastrophiques enregistrés dans le monde et cela depuis le 13<sup>ème</sup> siècle à nos jours **Tableau 1** :

<b>Pays</b>	<b>Ville / Zone</b>	<b>Magnitude</b>	<b>Date</b>
Suisse	Bâle	6 à 7	18/10/1356
Italie	Messine	7.5	28/12/1808
Equateur	/	8.8	1906
États-Unis	San Francisco	8.5	18/04/1906
Chili	Valparaiso	8.2	17/08/1906
Italie	Avezzano	7	13/01/1915
Chine	Gansu	7.6	06/12/1920
Japon	Tokyo	8.3	01/09/1923
Russie	Kamtchatka	8.5	1923
Indonésie	Mer de Banda	8.5	01/02/1938
Chilie	Chillán	8.3	24 /01/1939
Tibet	/	8.6	1950
Russie	Kamtchatka	9.0	04/11/1952
Etas Unis	Alaska. (Andreanof)	9.1	09/03/1957
Chili	Valdivia	9.7	22/05/1960
Russie	Iles Kouriles	8.5	1963
États-Unis	Alaska	9.2	27/03/1964
États-Unis	Alaska	8.7	1965
Algérie	El Asnam	7.2	21/05/1980
Mexique	Mexico	8.1	19/09/1985



Turquie	Izmit	7.4	17/08/1999
Indonésie	Sumatra	9.3	26/12/2004
Indonésie	Sumatra	8.7	28/03/2005
Russie	Iles Kouriles	8,3	15/11/2006
Russie	Iles Kouriles	8.3	13/01/2007
Pérou	Lima	8.0	15/08/2007
Océan Pacifique	/	8,3	29 /09/ 2009

**TAB. 01** : Les séismes les plus puissants enregistrés dans le monde depuis le 13ieme siècle

### III-Le but du travail :

Notre travail consiste à :

- Mettre en évidence la relation en volcanisme et les séismes.
- Décrire le type de tectonique cassante qui favorise les séismes marins.
- Décrire brièvement le déroulement d'un séisme en mer.
- Discuter le contexte géodynamique des dorsales medio océaniques.
- Présenter un tableau des séismes récents de l'océan atlantique et pacifique.
- Présenter un modèle expliquant la naissance d'un séisme au niveau des dorsales océanique.
- Discuter le volcanisme des dorsales.
- Présenter les deux types de dorsale.
- Donner les caractéristiques pétrographiques des dorsales océaniques.
- Expliquer l'origine d'un séisme.
- Décrire le détail de la mécanique, ainsi que la naissance d'un séisme.

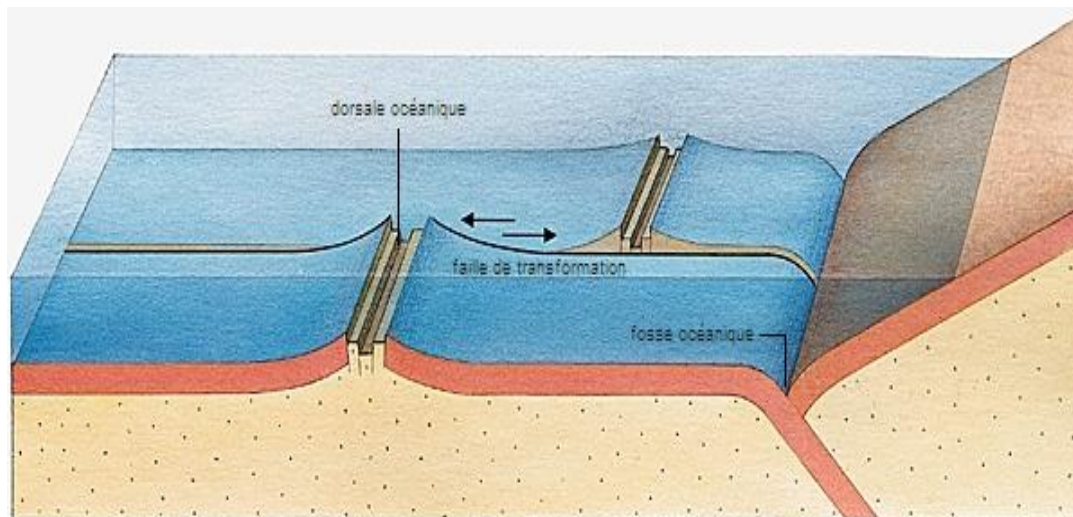


## **Chapitre II**

### **Tectonique des failles transformantes**

## Introduction

Les failles transformantes sont rattachées à la tectonique cassante de très grande ampleur. Elles prennent position sur les fonds océaniques. Elles décalent la dorsale tous les 200 à 300 km. et marquent la positions des rides medio océaniques (**fig.1**).



**Fig. 1: Faille transformante**

Elles s'expliquent par une activité magmatique distincte en chaque point de la dorsale, ce qui entraîne des vitesses d'expansion différentes de chaque segment.

Cependant, elles assurent une divergence uniforme sur une surface sphérique, celle du globe terrestre.

Une dorsale typique est composée d'une alternance de segments de crêtes (**failles divergentes**) séparées par des failles transformantes à angle droit des précédentes.

En effet, s'il est logique que les failles transformantes s'alignent suivant la direction du déplacement relatif des plaques, il n'y a pas de contrainte équivalente sur la crête elle-même, qui pourrait faire un angle quelconque avec cette direction sans que le déplacement n'entraîne d'incohérence mécanique.

## I-Formation d'une faille transformantes et transcurrentes

### Définition :

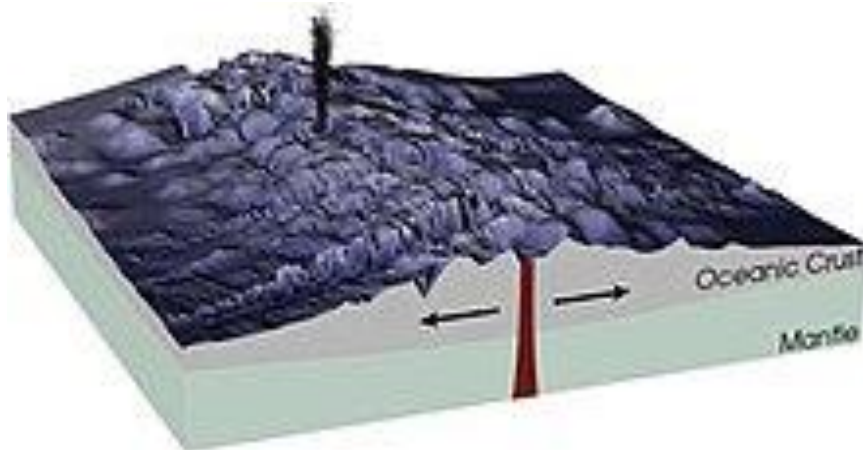
- Une **faille transformante** est une **faille lithosphérique** contrôlée par la **cinématique globale**, formant des zones déformées entre des plaques stables : un champ de déplacement global est alors accommodé par un unique déplacement local.

La déformation est localisée uniquement sur une frontière, le déplacement est le même tout le long de la partie active et la faille est parallèle au sens de déplacement global.

- Une **faille transcurrente** est une **faille crustale** générée par un **champ de contrainte régional ou local**. Le champ de déformation global entraîne une déformation diffuse, constituée d'une multitude de déplacements locaux. Il y a atténuation du déplacement quand on va vers les bords et le déplacement n'est pas nécessairement parallèle au déplacement régional.

Des questions et affirmations diverses circulent à propos des failles transformantes, parfois réduites à de simples décrochements océaniques, parfois considérées comme découlant de la géométrie eulérienne... À chaque fois, un fond de vérité mais aussi des notions mal comprises.

Après le rappel de ce qu'est un décrochement, nous retracerons **la découverte théorique** puis pratique des failles transformantes au moment de l'émergence de la tectonique des plaques. Une présentation géométrique précédera alors une partie d'illustration **des grands types de failles transformantes. (fig. 2).**



**Fig. 2 : Faille transformante au niveau des rides océaniques**

## 1-Description des failles transformantes

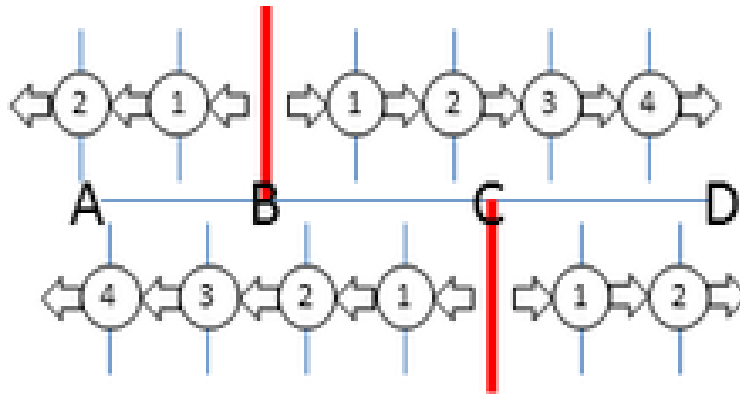


Fig. 3 : Progression d'une dorsale.

Une **faille transformante**, parallèle au déplacement relatif des plaques, relie donc deux axes d'expansions (en B et C sur la figure), où la **croûte océanique** se forme autour de crêtes sensiblement perpendiculaires à cette faille transformante.

On peut cependant noter que, pour des vitesses d'expansion plus rapides, les dorsales se résolvent souvent en des failles d'expansion se chevauchant, sans failles transformantes associées.

Sauf anisotropie structurelle au niveau de l'expansion, la croûte océanique s'attache symétriquement de part et d'autre de la dorsale, les deux plaques se séparant donc, par rapport à un point situé dynamiquement sur la limite des deux plaques, à des vitesses parallèles à cette faille transformante, **de normes égales** et de sens opposés.

Si l'on rapporte au contraire ce déplacement par rapport à l'une des plaques, la crête se déplace donc vers l'autre plaque, et sa vitesse de déplacement est la moitié de la vitesse de séparation des deux plaques.

La vitesse de séparation des plaques étant la même de part et d'autre de la faille transformante, la vitesse de déplacement des crêtes situées de part et d'autre de cette transformante (en B et C (**fig.3**)).

- Deux interprétations possibles aux observations des fonds océaniques. Dans les deux cas on observe un accident topographique dû, entre autres, à la mise en contact de terrains d'âges différents.
- À partir d'une ligne de fracturation initiale continue, se développe une dorsale océanique séparant deux plaques (gauche et droite).  
Se superposent alors un décrochement, non lié à l'expansion océanique, qui recoupe la dorsale et aboutit à quatre plaques, les plaques supérieures et inférieures sont séparées par un décrochement actif sur toute la longueur de séparation haut/bas.
- Les tronçons de ride océanique sont sur deux ensembles distincts, comportant chacun deux plaques, qui coulisent l'un par rapport à l'autre le long de l'accident topographique observé.  
Cet accident est un **décrochement sismiquement actif** sur toute sa longueur. Le mouvement relatif entre les tronçons est alors senestre et le décalage entre les deux tronçons augmente au cours du temps.
- À partir d'une ligne de fracturation initiale discontinue, se développent deux tronçons de dorsale océanique séparant deux plaques (gauche et droite) dont la limite est tronçon de ride supérieur - décrochement - tronçon de ride inférieur.
- **Les tronçons de ride** océanique délimitent **deux plaques** qui s'écartent l'un de l'autre. Le mouvement relatif entre les plaques est une divergence au niveau des tronçons de dorsale et un décrochement entre ces deux tronçons.  
Seule cette portion de l'accident topographique est donc sismiquement active. Le mouvement relatif décrochant est alors dextre et le décalage (*offset*) entre les deux tronçons reste constant au cours du temps.
- À la position "a" sont au contact des terrains d'âges différents appartenant à deux plaques en mouvement relatif l'une par rapport à l'autre. Il y a décrochement dextre et accident topographique.
- À la position "b" sont au contact des terrains d'âges différents appartenant à la même plaque (même vitesse de déplacement "latéral").
- En "b", les terrains de la partie inférieure se sont mis en place au contact de terrains plus anciens de la partie supérieure mais ont ensuite migré latéralement avec ces derniers. Il n'y a donc jamais eu de mouvement relatif latéral entre ces terrains.

- Pour les terrains plus anciens de la partie supérieure, cette ligne a été une **faille décrochante** lorsque, situés entre les deux tronçons de dorsale océanique, ils étaient au contact de terrains de la plaque gauche. Ainsi, cet accident topographique n'est pas une vraie faille fossile dans le sens où elle aurait fonctionné un jour en décalant les terrains aujourd'hui en contact avant de devenir inactive.

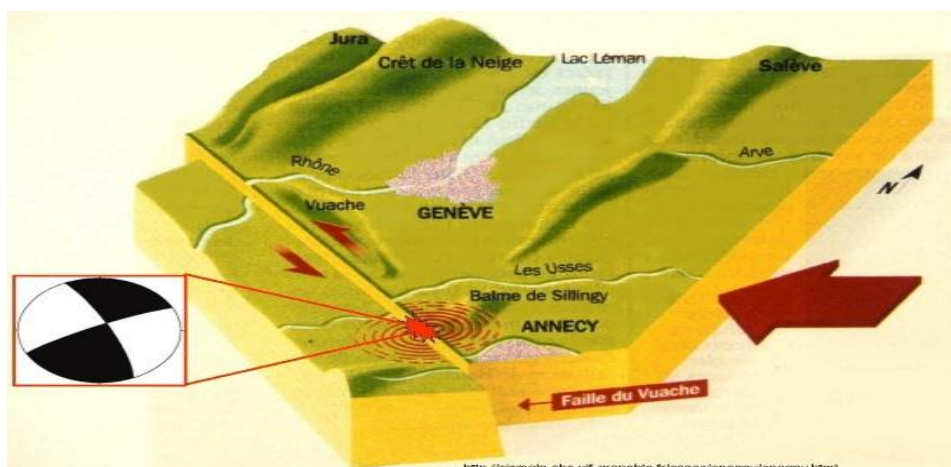
De part et d'autre de la partie active, l'usage du terme "faille transformante fossile" est donc à manipuler avec précaution, voire à proscrire. On pourra, avec moins de risque de confusion, parler de trace ou de prolongement de la faille transformante.

C'est par l'étude de mécanismes au foyer de séismes (**fig. 4**) affectant des failles de l'Atlantique central que Sykes] montre en 1967 que les décrochements observés jouent selon le sens opposés au rejet apparent... comme prévu par Wilson dans le cas de failles transformantes.

Nous sommes alors au début de la compréhension de ce qui va devenir la tectonique des plaques avec l'interprétation des plans sismiques de Wadachi-Benioff en terme de plan de subduction et les premières interprétations globales mêlant accréation océanique, subduction et failles transformantes délimitant des plaques mobiles

Une faille transformante est l'un des trois type de limite de plaque, les deux autres types, plus précocement reconnus comme tels, étant les rides océaniques et les zones de subduction (/collision).

Résumons (sur la base du texte de C. Basile, 1990) ce que sont les failles transformantes et ce que sont les failles décrochantes "classiques" appelées aussi failles transcurrentes.



**Fig. 4: naissance se séisme au niveau de faille décrochante**

## 2-Géométrie des failles transformantes

Afin de comprendre le mode de fonctionnement des failles transformantes au niveau des dorsales océaniques il a été nécessaire pour nous de présenter un schéma illustrant le mouvement et le déplacement des deux niveaux des failles transformantes et des interprétations.

- Le mouvement des plaques s'étudie en géométrie eulérienne (géométrie sur une sphère). Le mouvement relatif entre deux plaques s'interprète alors comme un mouvement de rotation autour d'un axe qui recoupe la sphère en deux points appelés pôles eulériens. Attention à ne pas confondre avec les pôles géographiques ou magnétiques, confusion pas si rare provenant certainement de l'étude classique de l'ouverture de l'Atlantique pour lequel le pôle eulérien de rotation est voisin des pôles Nord géographique et magnétique.

De cette géométrie sphérique découle deux propriétés intéressantes.

- **La première propriété** est que la vitesse linéaire d'écartement est fonction de la distance aux pôles eulérien : nulle aux pôles, maximale à l'équateur eulérien, fonction du sinus de la latitude eulérienne en tout point.  
Ceci peut **se vérifier** sur une carte des âges des fonds océaniques, par exemple. Attention, sur carte "à plat" la distance mesurée doit être convertie en fonction de la latitude de mesure pour obtenir une distance "réelle" sur le globe terrestre.
- **La seconde propriété** est que les failles transformantes sont parallèles localement au déplacement linéaire et dessinent donc sur le globe des arcs de cercle d'iso latitude eulérienne, permettant la détermination des pôles eulériens.

De plus, cette interprétation explique les failles transformantes comme une conséquence incontournable de la géométrie eulérienne, alors que **les failles transformantes des rides océaniques** sont (simplement) le témoin que **l'ouverture océanique** s'effectue non pas le long d'une fracture initiale continue mais le long d'une série de fractures extensives qui "se chevauchent" prises **en relais par des failles de type transformant**.



### 3-Model expliquant la formation des failles transformantes

Voyons comment on peut expliquer "à plat" les failles transformantes, en commençant par ce que ne sont pas les failles transformantes, puis le modèle d'expansion simple (sans failles transformantes) avant de voir le modèle plus complet.

Dans les modèles ci-dessous on considérera toujours un bord gauche fixe et une expansion symétrique de part et d'autre de la ride océanique.

Le "mauvais" modèle "à plat" consiste à ne prendre en compte que la différence de vitesse linéaire d'expansion et de la transposer comme le moteur de la formation des failles transformantes.

Ainsi une plaque initiale sur le bord de laquelle on exerce une traction d'intensité décroissante et pour laquelle la fracture initiale délimitant les futures plaques suit une ligne continue aboutit à des "dorsales" décalées comme le montrent le schéma ci-dessous (**fig.5**).

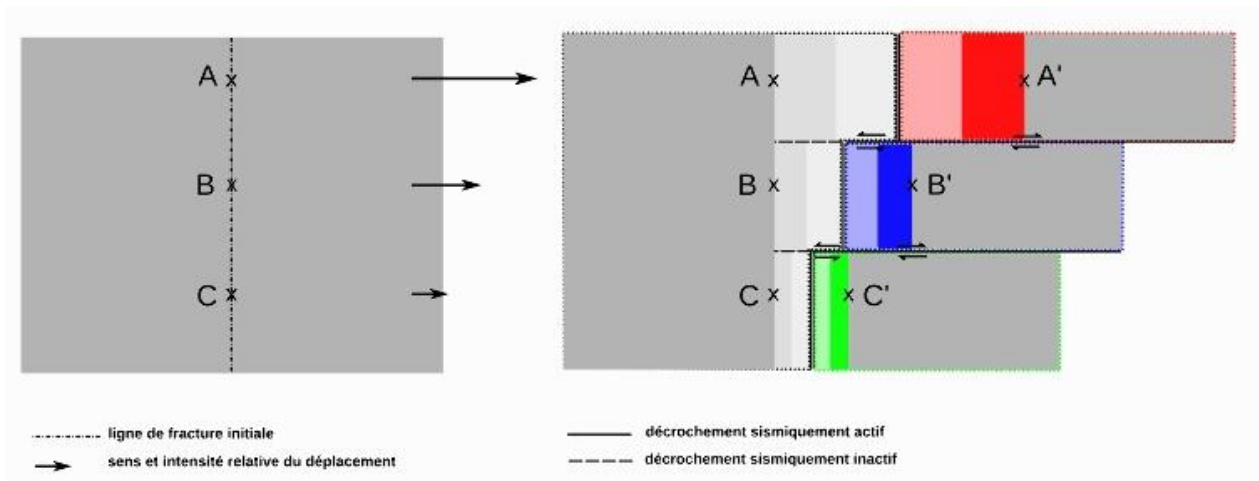
Mais si l'état final peut sembler correspondre à des rides océaniques décalées par des failles transformantes, l'étude géométrique du déplacement montre qu'on n'est pas dans une telle situation.

En effet, avec un bord gauche fixe, on a une plaque "gauche" dont la partie "continentale" est inchangée et dont les extensions océaniques sont de largeur variable ; jusque là, tout va bien. Par contre, à droite on n'a pas une plaque unique mais un ensemble de plaques, chacune ayant une vitesse propre de déplacement par rapport à la plaque droite fixe.

### 4-coulissage des failles transformantes

Des **décrochements** parallèles à la direction de déplacement se développent et "strient" les fonds océaniques... mais ils ne sont pas actifs uniquement entre les tronçons de dorsales, car les plaques mobiles, à droite, se déplacent certes dans le même sens, mais à des vitesses différentes, donc avec un mouvement relatif, donc avec des failles actives.

**Ces failles** sont bien des **failles transformantes**, mais **pas du type relais** entre tronçons d'une ride océanique séparant deux plaques (cf. Romanche entre Amérique du Sud et Afrique sur la ride médio-atlantique, dans la partie "exemples" ci dessous), mais plutôt de type limite entre plaques (cf. faille du Levant,).



**Fig.5 : Mouvement de coulissage des failles transformantes**

Dans ce modèle, le bord gauche est fixe. La plaque initiale est fracturée et de la lithosphère océanique est formée.

La lithosphère océanique est représentée avec une couleur différente selon sa plaque d'appartenance et avec deux teintes : partie "ancienne" foncée et partie "récente" plus claire (on a considéré une vitesse d'ouverture constante sur chaque tronçon et une distinction ancien/récent à la moitié de l'évolution).

On obtient au final des tronçons de rides océaniques décalés, mais il y a ici 4 plaques et non pas deux plaques séparées par une ride océanique.

Les failles transformantes séparent ici des plaques à mouvement relatif de même direction, ce ne sont pas des failles transformantes décalant des tronçons d'une ride océanique séparant deux grandes plaques. Le passage d'un modèle sphérique à un modèle "à plat" doit garder l'élément géométrique de base qui est la rotation.

Si les plaques tournent autour d'axes eulériens en modèle sphérique, c'est autour d'un centre de rotation qu'elles tournent "à plat".

En gardant, comme précédemment, un bord gauche fixe et une ligne de fracture continue sur laquelle se situe le centre de rotation on obtient un schéma plus réaliste.

En effet, **la fracturation d'une plaque** aboutit à deux plaques dont les lignes de côtes océaniques **n'évoluent pas** du fait de **l'expansion océanique**.

On a bien une vitesse linéaire d'expansion variable, nulle au centre de rotation et de plus en plus élevée quand on s'en éloigne (**fig.6**).

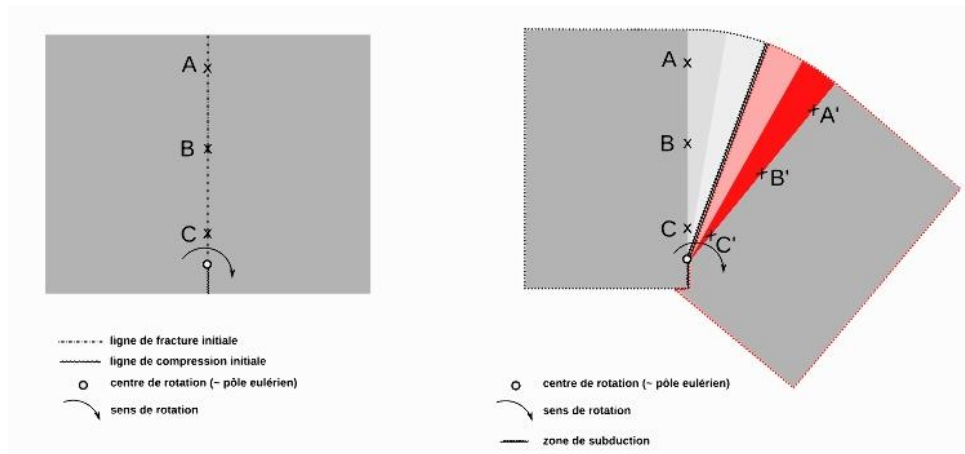
Aucune faille transformante n'affecte la ride océanique centrale dans ce schéma... car elles ne sont pas une conséquence de cette vitesse linéaire variable, mais sont en fait la marque d'une fracturation initialement discontinue comme on va le voir après.

### 5-Mouvement de rotation des compartiments des failles transformantes

Dans ce modèle, le bord gauche est fixe. La plaque initiale est fracturée et de la lithosphère océanique est formée. La lithosphère océanique est représentée avec une couleur différente selon sa plaque d'appartenance et avec deux teintes : partie "ancienne" foncée et partie "récente" plus claire (on a considéré une vitesse de rotation constante et une distinction ancien/récent à la moitié de l'évolution).

Il y a bien deux plaques séparées, entre autres, par une ride océanique. La formation de lithosphère océanique est plus importante quand on s'éloigne du centre de rotation (vitesse linéaire d'expansion plus importante). Aucune faille transformante n'apparaît comme conséquence de cette ouverture.

Comme le centre de rotation a été placé "sur" la plaque initiale, un zone de subduction/collision est présente "sous" le pôle de rotation.



**Fig.6 : Mouvement rotationnel des compartiments de la faille transformante**

## **II-Interprétation des failles transformantes océaniques**

Une question fondamentale de la tectonique des plaques est de comprendre pourquoi une dorsale typique est composée d'une alternance de segments de crêtes (failles divergentes) séparées par des failles transformantes à angle droit des précédentes.

En effet, s'il est logique que les failles transformantes s'alignent suivant la direction du déplacement relatif des plaques, il n'y a pas de contrainte équivalente sur la crête elle-même, qui pourrait faire un angle quelconque avec cette direction sans que le déplacement n'entraîne d'incohérence mécanique.

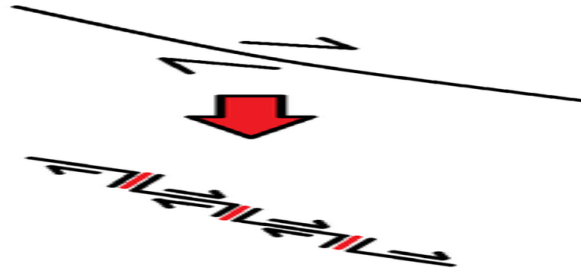
### **1-Formation et maintien des failles transformantes**

Le tracé général des dorsales océaniques est hérité du processus de fragmentation de plaques, souvent contrôlé par des structures préexistantes.

Cette idée est suggérée notamment par la correspondance géométrique simple entre les marges passives et les dorsales médio-océaniques, particulièrement marquée dans le cas de la dorsale sud-atlantique et des côtes ouest-africaine et sud-américaine.

De fait, lorsqu'une faille de direction quelconque s'ouvre et s'étire, elle tend à se résoudre en un système de failles transformantes parallèles au mouvement, entre lesquelles s'installent des systèmes d'effondrement autour de failles orthogonales, à l'origine des crêtes océaniques. **(fig. 7)**

Et par la suite, cette tendance à alterner crêtes et transformantes se rencontre y compris sur la croûte océanique : de simples crêtes droites peuvent se transformer en un motif de transformation orthogonal de crête, par exemple après des changements dans le mouvement de la plaque.



**Fig. 7 : Transformation d'une extension en alternance de failles transformantes**

Cependant, les failles transformantes ne sont souvent pas héritées des structures de rift transversal, elles peuvent apparaître après que le plancher océanique ait commencé à se former.

On constate en particulier que les zones de fracture et des linéations magnétiques restent orthogonales, y compris après un changement de direction de la divergence, ce qui montre que cette orthogonalité est une réponse mécanique au processus de divergence rencontré sur la croûte océanique.

La modélisation et l'expérience montrent qu'il suffit d'irrégularités initiales à la frontière de la plaque pour que la croissance devienne instable et s'organise spontanément dans des directions alternées le long de sections de crête successives ; les arêtes courbes résultantes deviennent des failles de transformation en quelques millions d'années.

S'il existe une configuration stable, c'est qu'elle représente une configuration d'énergie minimale, probablement déterminée par la dépendance de la résistance à la séparation des plaques sur la configuration que prend la dorsale.

Si la dorsale doit relier deux points géographiques en alternant crête et faille transformante, le trajet minimisant l'énergie nécessaire au déplacement dépend du rapport entre l'énergie dépensée par le coulisement d'une faille transformante et celle dépensée par l'extension d'une crête.

Cette détermination du « moindre parcours » correspond classiquement au principe de Fermat gouvernant la réfraction, et la solution correspond ici au calcul de l'angle limite, qui tend à

Être un angle droit lorsque le « coût » d'une crête est très significativement plus élevé que celui de la faille.

**Conclusion :**

Les **failles transformantes** sont des limites de plaque lithosphérique où il n'y a ni subduction ni création de lithosphère (limite conservative).

Elles sont situées en bordure de **plaques tectoniques** et découpent les dorsales perpendiculairement. Les frontières près de ce type de faille sont géologiquement actives (séismes, volcans...). La **faille** transformante agit selon un mouvement de coulissage.

**Les failles transformantes** sont **des arcs de cercle** car tous les mouvements de plaques lithosphériques sont des rotations (conformément au théorème d'Euler) et ce sont des coulissements entre deux plaques lithosphériques.

Tous les 200 à 300 km, ces failles décalent l'axe de la dorsale.

Seules les zones qui séparent deux axes subissent une sismicité importante, en raison du déplacement en sens contraire de leur portion de lithosphère.



## **Chapitre III**

### **Les séismes**

## Introduction

L'animation des mouvements lents mais permanents **de l'asthénosphère** vers la **lithosphère** dégage un flux **de chaleur interne**, qui en s'évacuant, induit des mouvements visqueux dans ses profondeurs, en particulier dans ce qui est appelé l'asthénosphère (entre 700 km et 100 à 200 km de profondeur).

Ceux-ci provoquent à leur tour le mouvement des plaques rigides lithosphériques situées à la surface du globe (entre 100 à 200 km de profondeur et la surface) : c'est ce qui est communément appelé la tectonique des plaques.

Ce sont ces **mouvements** entre plaques **lithosphériques** qui sont la principale force à **l'origine des séismes**.

- **Définition d'un séisme**

**Un séisme** est un mouvement de plaque Continentale ou océanique causé par dégagement d'une quantité importante d'énergie qui favorise l'arrivée **d'ondes élastiques** issues d'une **même source**.

Il est la conséquence de la **rupture fragile** de **la roche** au-delà du seuil de **contrainte** admissible.

On distingue la déformation élastique, potentiellement réversible de la déformation plastique (rupture ductile) qui est irréversible(**fig.1**). On ne peut contrôler l'occurrence de la rupture fragile (séisme), Et On ne peut en réduire l'importance

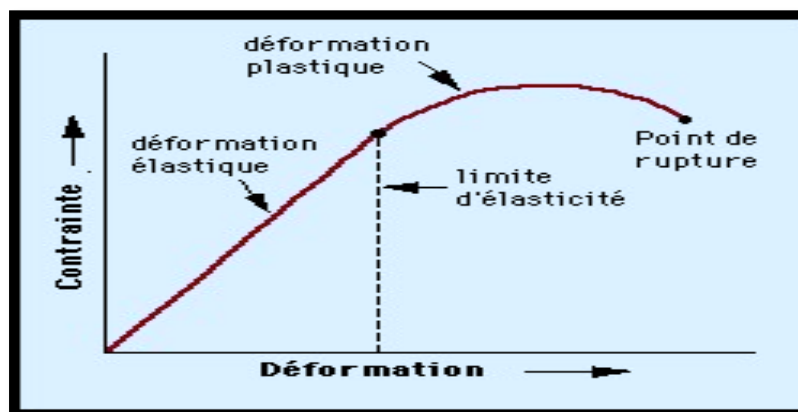


Fig. 1 : Courbe : Contrainte / Déformation Des Roches.



## I- La Description d'un séisme :

La description d'un séisme nécessite deux facteurs descriptifs importants qui peuvent être :

- L'épicentre
- la magnitude
- L'intensité
- Le Foyer (ou Hypocentre)

### 1. L'Épicentre

Lors d'un tremblement de terre, le point le plus proche à la surface du foyer s'appelle l'épicentre.

A l'épicentre la force d'un séisme est maximale et au fur et à mesure que l'on s'éloigne de celui-ci elle diminue d'intensité. (fig.2).

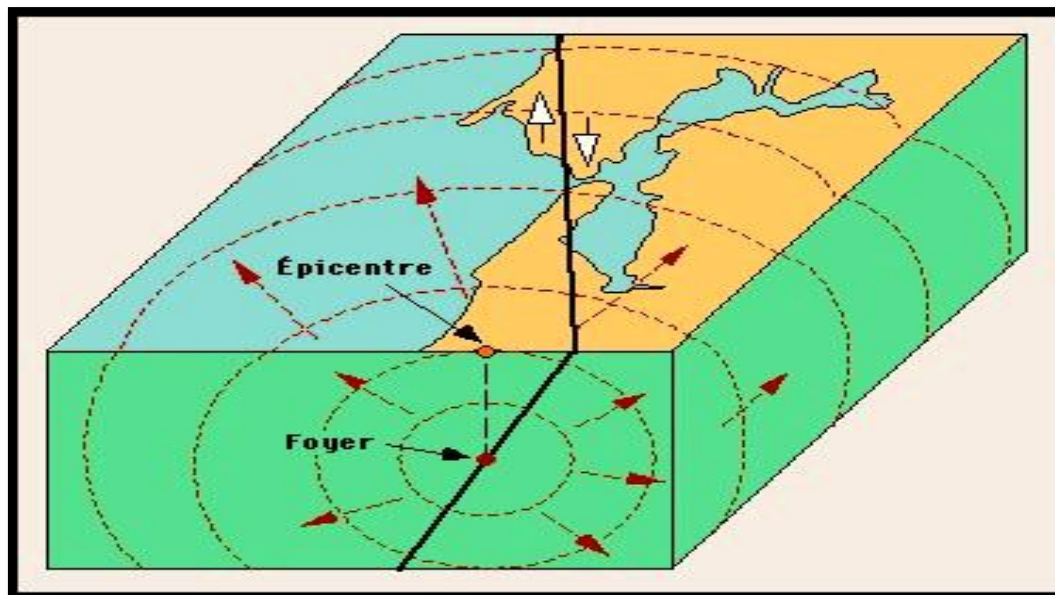


Fig.2 : Axonométrie schématique d'une source sismique

(Document Université de Laval Québec)

## 2. La Magnitude

La **Magnitude** représente la quantité totale d'énergie libérée par le séisme.

La violence du séisme trouve sa place à la source où la croûte terrestre a rompu au niveau d'une faille.

**Plus la dimension de la rupture est grande, plus la Magnitude est élevée.** Ainsi,

Lors d'un séisme **70 à 80%** de l'énergie est libérée de chaleur et **20 à 30%** sous forme d'ondes sismiques.

La **magnitude** est une échelle logarithmique => Un séisme de magnitude **5** libère **10 fois** plus d'énergie qu'un séisme de Magnitude **4** et **100 fois** plus important qu'un séisme de magnitude **3**, lequel correspond sensiblement à l'énergie dissipée par la bombe nucléaire d'Hiroshima.

L'énergie dissipée lors d'un séisme est liée à la magnitude selon la relation.

$$\text{Log } E = 1,5M + 4,8$$

**E** : énergie libérée en joules

**M** : magnitude.

- La **magnitude** est **indépendante** du lieu d'observation, des dégâts produits, elle peut être **positive** ou **négative** et n'a pas de limite.
- Elle cherche à **quantifier l'énergie** émise lors du séisme.

## 3-L'intensité

Elle représente les mesures des effets d'un séisme, Elle quantifie les dégâts provoqués par un séisme, l'intensité dépend donc du lieu d'observation et des témoignages des populations. (Tab 1 et Tab 2)

Intensité de l'échelle de Mercalli	Effets ressentis
<b>I</b>	Aucun mouvement n'est perçu, sauf par des appareils sensibles.
<b>II</b>	Quelques personnes peuvent sentir un mouvement si elles sont au repos et/ou dans les étages élevés de grands immeubles.
<b>III</b>	A l'intérieur de bâtisses, beaucoup de gens sentent un léger mouvement. Les objets suspendus bougent. En revanche, à l'extérieur, rien n'est ressenti.
<b>IV</b>	A l'intérieur, la plupart des gens ressentent un mouvement. Les objets suspendus bougent, mais aussi les fenêtres, plats, assiettes, loquets de porte.
<b>V</b>	La plupart des gens ressentent le mouvement. Les personnes sommeillant sont réveillées. Les portes claquent, la vaisselle se casse, les tableaux bougent, les petits objets se déplacent, les arbres oscillent, les liquides peuvent déborder de récipients ouverts.
<b>VI</b>	Tout le monde sent le tremblement de terre. Les gens ont la marche troublée, les objets, tableaux, tombent, le plâtre des murs peut se fendre, les arbres et les buissons sont secoués. Des dommages légers peuvent se produire dans des bâtiments mal construits, mais aucun dommage structural.
<b>VII</b>	Les gens ont du mal à tenir debout. Les conducteurs sentent leur voiture secouée. Quelques meubles peuvent se briser. Des briques peuvent tomber des immeubles. Les dommages sont modérés dans les bâtiments bien construits, mais peuvent être considérable dans les autres.
<b>VIII</b>	Les chauffeurs ont du mal à conduire. Les maisons avec de faibles fondations bougent. De grandes structures telles que des cheminées ou des immeubles, peuvent se tordre et se briser. Les bâtiments bien construits subissent de légers dommages, contrairement aux autres qui en subissent de sévères. Les branches des arbres se cassent. Les collines peuvent se fissurer si la terre est humide. Le niveau de l'eau dans les puits peut changer.
<b>IX</b>	Tous les immeubles subissent de gros dommages. Les maisons sans fondations se déplacent. Quelques conduits souterrains se brisent. La terre se fissure.
<b>X</b>	La plupart des bâtiments et leurs fondations sont détruites. Il en est de même pour quelques ponts. Des barrages sont sérieusement endommagés. Des éboulements se produisent. L'eau est détournée de son lit. De larges fissures apparaissent sur le sol. Les rails de chemin de fer se courbent.
<b>XI</b>	La plupart des constructions s'effondrent. Des ponts sont détruits. Les conduits souterrains sont détruits.
<b>XII</b>	Presque tout est détruit. Le sol bouge en ondulant. De grands pans de roches peuvent se déplacer.

**TAB. 1 : L'échelle de Mercalli d'Intensité (1902), modifiée en (1952)**

Degrés	Secousse	Observation
I	Imperceptible	La secousse n'est pas perçue par les personnes, même dans l'environnement le plus favorable.
II	A peine ressentie	Les vibrations ne sont ressenties que par quelques individus au repos dans leurs habitations, plus particulièrement dans les étages supérieurs des bâtiments.
III	Faible	L'intensité de la secousse est faible et n'est ressentie que par quelques personnes à l'intérieur des constructions.
IV	Ressentie par beaucoup	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par quelques personnes, mais très peu le perçoivent à l'extérieur.
V	Forte	Le séisme est ressenti à l'intérieur des constructions par de nombreuses personnes et par quelques personnes à l'extérieur. Les constructions sont agitées d'un tremblement général.
VI	Légers dommages	Le séisme est ressenti par la plupart des personnes, aussi bien à l'intérieur qu'à l'extérieur : fissuration des murs, chutes d'objets, etc.
VII	Dommages significatifs	Beaucoup de bâtiments ordinaires sont modérément endommagés.
VIII	Dommages importants	Les constructions subissent des dommages, lézardes larges et profondes dans les murs, effondrements partiels éventuels.
IX	Destructive	Beaucoup de bâtiments s'effondrent en partie, quelques-uns entièrement.
X	Très destructive	Beaucoup de constructions s'effondrent.
XI	Dévastatrice	La plupart des constructions s'effondrent
XII	Catastrophique	Pratiquement toutes les structures au-dessus et au-dessous du sol sont gravement endommagées ou détruites.

**TAB.2 : Echelle européenne macroscopique d'intensité des séismes (EMS 92)**

#### 4- Le Foyer (ou Hypocentre)

Le lieu origine d'un tremblement de terre s'appelle le **foyer** sismique ou l'**hypocentre** sismique (fig.3).

Le **foyer** d'un séisme n'est pas un point mais peut être considéré comme étant un certain **volume**. Les foyers sont donc le siège d'excitation des ondes longitudinales (**Ou ondes P**) et transversales (**ou onde S**) qui se propagent dans toutes les directions.

Il existe un lien étroit qui lie la Tectonique aux séismes : c'est ce qu'on appelle le **Mécanisme au Foyer**.

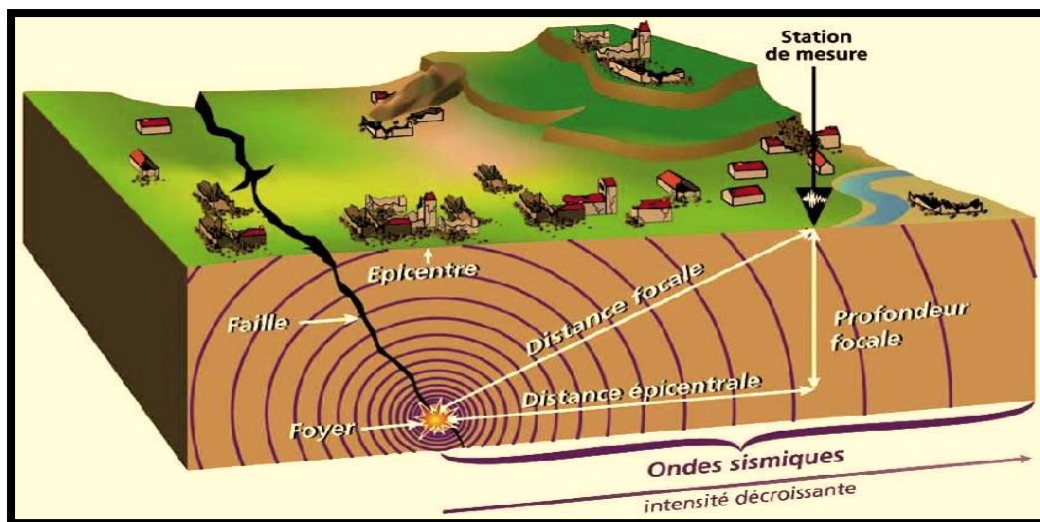


Fig.3: Bloc diagramme montrant le foyer d'un séisme

## II- Les ondes sismiques

Ce 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 la surface. Ces différents types d'ondes se succèdent sur des sismogrammes (fig.4).

La **vitesse de propagation** et l'**amplitude** de ces ondes sont modifiées par les **structures géologiques** traversées.

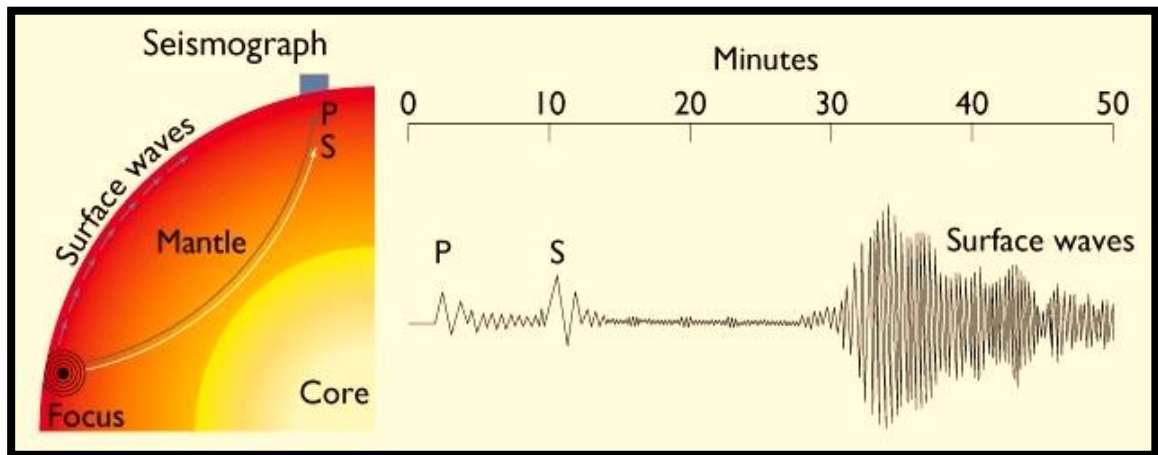


Fig.4: Exemple d'enregistrement de séisme

### 1-Amplitude

L'arrivée des ondes sismiques est marquée par des vibrations d'ondes. L'importance du séisme est caractérisée par l'amplitude de ces ondes sismiques (fig.5)

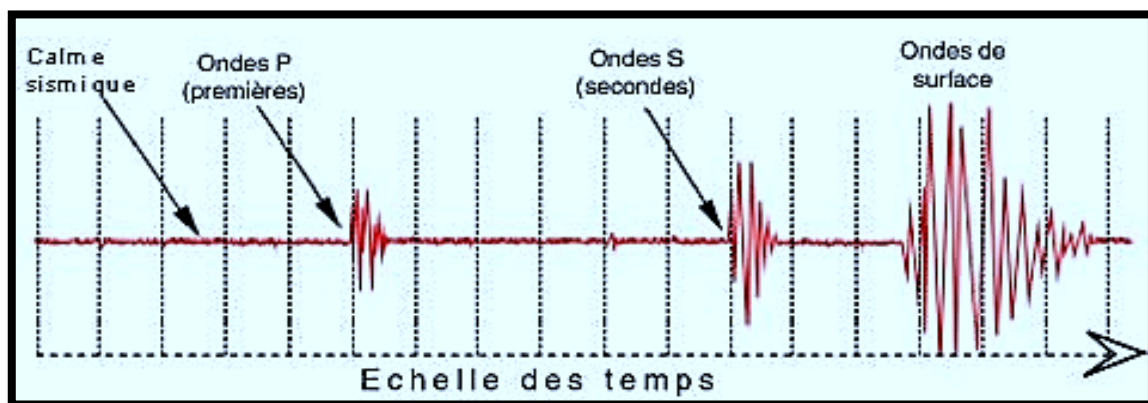


Fig.5 : Enregistrement sismique montrant les différents types d'ondes

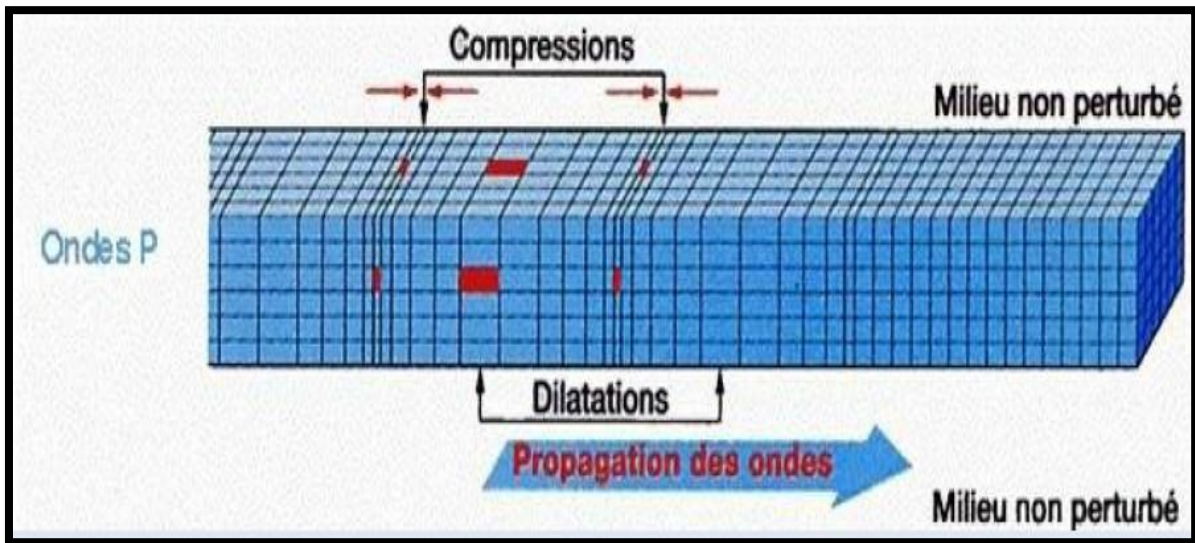
### 2- Les ondes de volume

Elles appartiennent à 2 catégories d'ondes :

#### 2.1. Les ondes P ou ondes primaires :

Ce sont des ondes de **compression** ou ondes **longitudinales** qui se propagent dans **tous les milieux**. Les particules se déplacent selon des mouvements de dilatation et de compression avant arrière dans la direction de propagation de l'onde (fig.6).

Ce sont les ondes sismiques les plus rapides (**6 Km/s** près de la surface), responsables des tous 1ers grondements sourds perçus au début d'un séisme. Elles sont particulièrement bien enregistrées sur la composante verticale des sismomètres.



**Fig.6 : compression et dilatation laissées par La propagation des ondes P dans un plan tridimensionnelles**

## 2.2 Les ondes S ou ondes secondaires :

Ce sont des ondes de **cisaillement** ou ondes **transversales**; elles ne se propagent que dans les solides.

Le mouvement des particules s'effectue dans un plan vertical, perpendiculairement au sens de propagation de l'onde (**fig7**).

Moins rapides que les ondes P (**1 à 7**fois moins rapides approximativement), elles sont enregistrées après celles-ci sur Les sismogrammes, principalement sur les Composantes horizontales du sismomètre

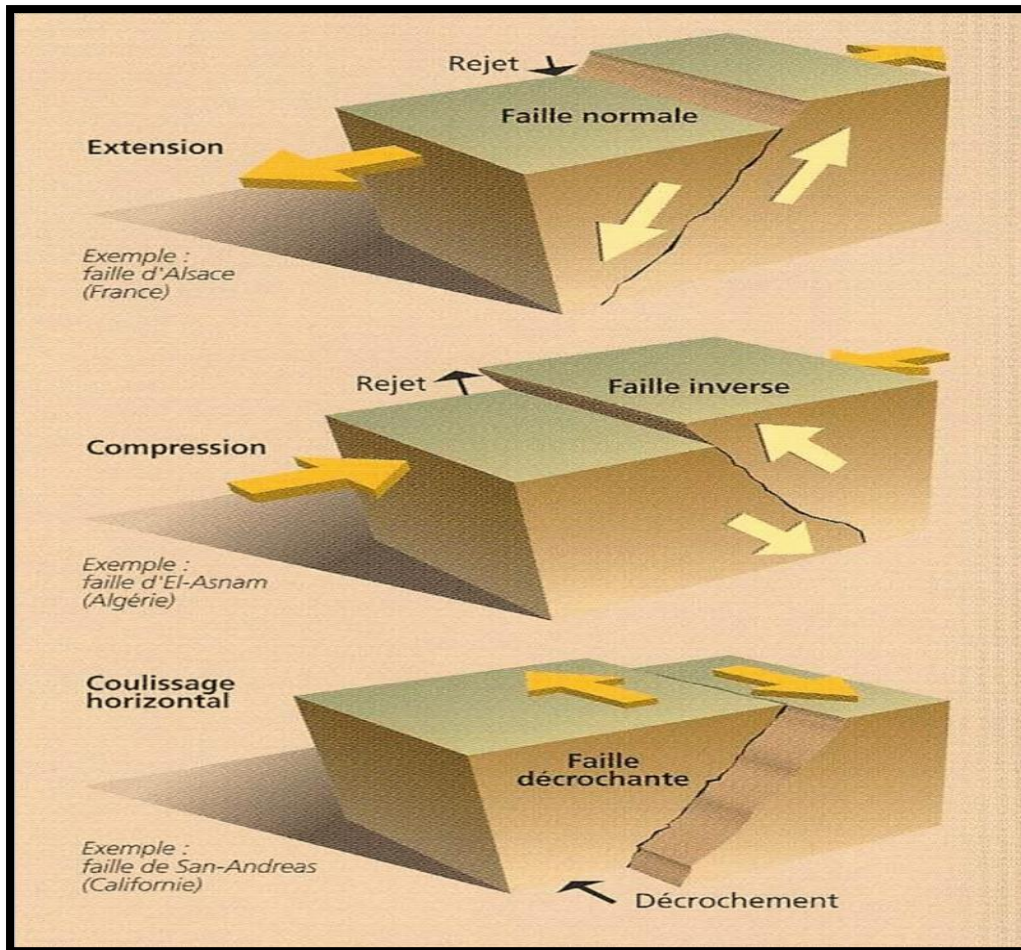


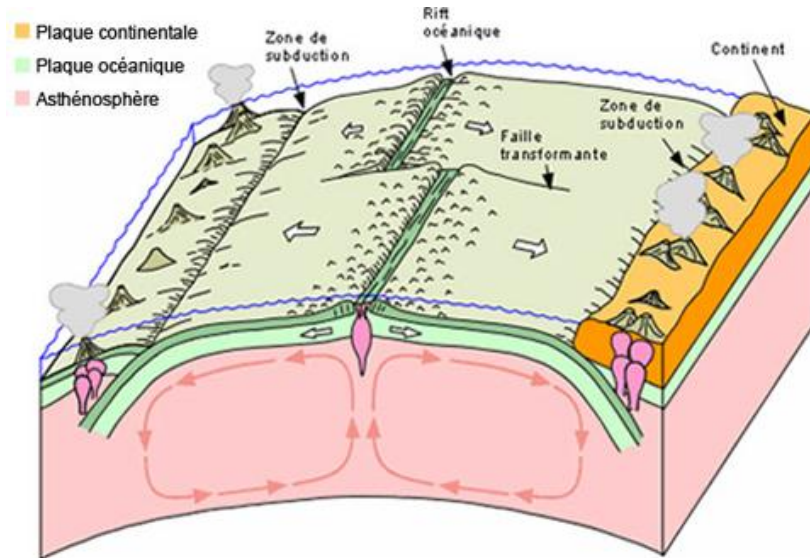
Fig.7: Différents mouvements de compartiments de faille pouvant créer un séisme

### III-Les différents types de mouvements des plaques lithosphériques

Les mouvements relatifs entre les grandes plaques lithosphériques sont de 3 types principaux :

- **de l'étirement**, là où se crée les plaques océaniques au niveau des rifts et des grandes dorsales médio-océaniques (**fig.8**).
- **du raccourcissement**, dans les zones de chevauchement de plaques : on parle de subduction lorsqu'une plaque océanique passe sous une autre plaque (par exemple la ceinture du Pacifique au Chili, Alaska, Japon) ou de collision lorsque deux plaques continentales sont impliquées (par exemple les chaînes himalayenne ou alpine).
- **du coulissage latéral** (ou décrochement), comme au niveau des failles transformantes ou des célèbres failles de San Andreas (Californie, Etats-Unis) ou nord-anatolienne (Turquie).





**Fig.8 : Modèle illustrant la tectonique des plaques lithosphériques se déplaçant au dessus de l'asthénosphère.**

La surface de la Terre se déforme donc lentement sous l'effet du déplacement relatif des plaques tectoniques.

Toutefois ce déplacement ne se fait pas sans heurts car, dans les zones de contact, les roches s'opposent aux forces auxquelles elles sont soumises (frottements).

En résistant à cette sollicitation, les roches se comportent comme un ressort que l'on comprime, elles se déforment : de l'énergie élastique s'accumule.

Néanmoins, les roches ne peuvent pas encaisser indéfiniment cette déformation. Lorsque les forces en présence excèdent le seuil de résistance des roches, celles-ci cèdent brutalement permettant aux plaques tectoniques de glisser l'une contre l'autre de part et d'autre d'une faille.

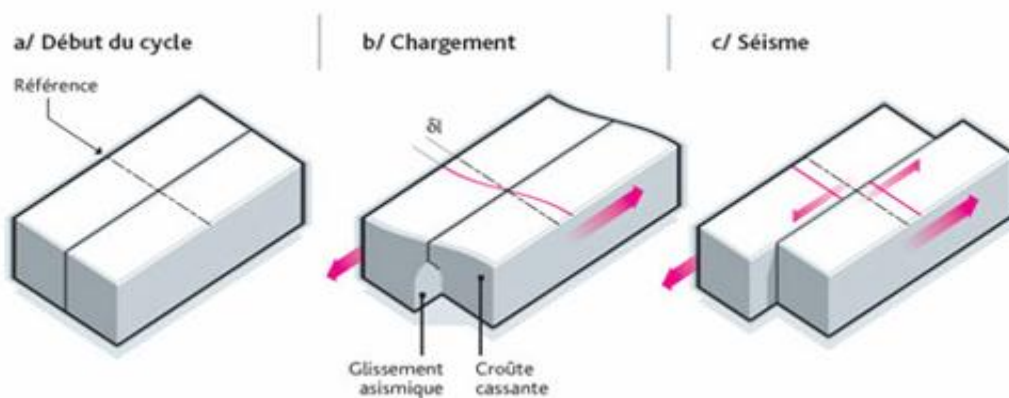
Au cours de ce glissement, l'énergie qui s'est accumulée au cours du temps est libérée en quelques secondes (le ressort se décomprime soudainement) sous forme de chaleur (phénomène de friction au niveau de la zone de contact) et de vibrations (ondes sismiques).

Ces vibrations se propagent alors de proche en proche jusqu'à la surface : la Terre tremble.

A la suite du séisme, la zone de contact est à nouveau bloquée, l'accumulation d'énergie recommence pour démarrer un nouveau cycle.

Ce mécanisme se produit dans la partie la plus superficielle de la croûte terrestre (dans les 25 premiers kilomètres dans le contexte de la France métropolitaine). (fig.9)

Plus en profondeur, du fait de leur température plus élevée, les roches ont un autre comportement mécanique : elles sont ductiles, c'est-à-dire qu'elles accommodent la déformation de façon régulière par glissement continu, sans produire de séismes



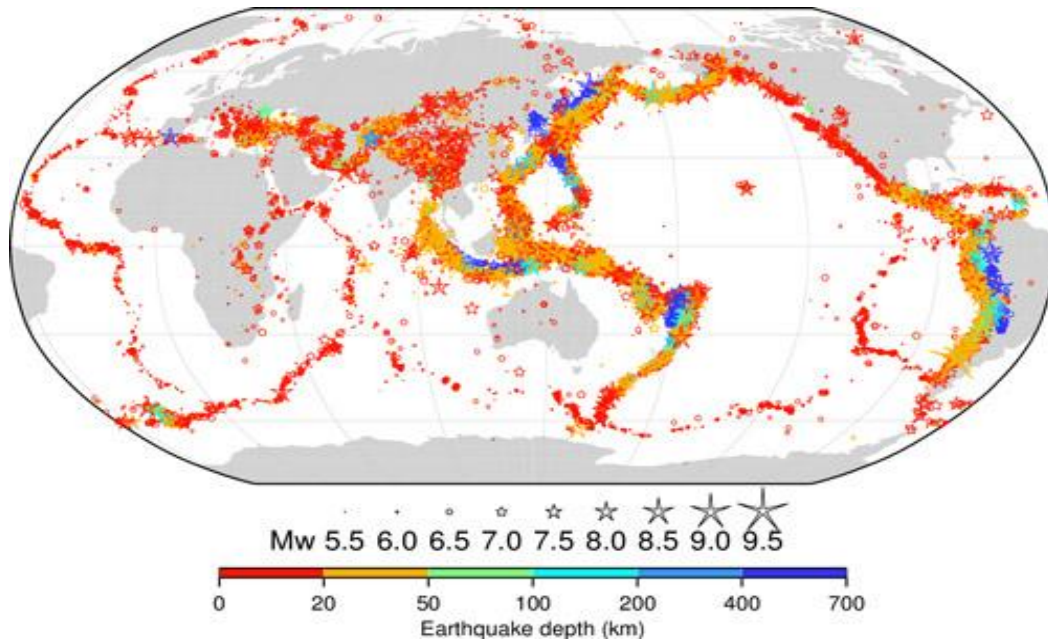
**Fig.9 : Schéma illustrant le mécanisme conduisant au séisme, à la suite d'un chargement (accumulation de déformation  $\delta l$ ) dans la partie cassante de la lithosphère, autour d'une faille (cas d'un décrochement).**

#### IV-Zones de développement des séismes

Les séismes se produisent sur des failles, qui sont des zones de plus faible résistance mécanique et qui sont donc plus propices à accommoder la déformation imposée par le mouvement relatif des plaques tectoniques.

La sismicité se concentre pour l'essentiel le long des frontières des grandes plaques tectoniques, là où les mouvements relatifs sont les plus importants.

C'est notamment le cas tout autour de l'océan Pacifique (grands séismes d'Amérique du Sud, d'Alaska, du Kamchatka ou du Japon) ou à la périphérie de l'océan Indien (grands séismes indonésiens ou himalayens), là où plusieurs centimètres par an de déplacement relatif sont absorbés.



***Fig.10 : Carte de la sismicité mondiale issue du catalogue v5.0 de l'ISC-GEM, pour la période 1904-2014 et pour les séismes de magnitude supérieure à 5,5. Les épices soulignent les limites de plaques lithosphériques se déplaçant les unes par rapport aux autres***

Cependant, les plaques rigides sont capables de transmettre à distance les forces qu'elles subissent au niveau des zones de contact.

C'est ainsi qu'on observe également des séismes loin des limites de plaques, comme par exemple dans le Centre-Est des Etats-Unis, en Australie ou en France Métropolitaine.

En outre, d'autres phénomènes naturels à la surface de la Terre peuvent également être à l'origine de séismes. La fonte des glaciers et l'érosion modifient la force verticale s'exerçant sur la croûte terrestre, ce qui peut générer des séismes.

Certains accroissements de la sismicité ont été aussi observés à la suite d'événements exceptionnellement pluvieux (mise en charge hydraulique de réseaux de failles).

Enfin, les activités industrielles humaines peuvent aussi modifier les forces dans la croûte terrestre générant de la sismicité dite « induite », en particulier dans le cas de l'exploitation ou du stockage en profondeur de ressources souterraines (gaz, eau).

La mise en eau de barrages peut également déclencher des séismes. Cette activité sismique induite modifie l'aléa sismique de la région concernée (exemples : Koina en Inde, Bâle en Suisse, Groningen aux Pays-Bas, Oklahoma aux Etats-Unis).

Il existe une base de données mondiale des séismes induits par les activités humaines

## **V- Les méthodes de prédiction**

Il existe de nombreuses méthodes pour tenter de prévoir les tremblements de terre. Quelques-unes seulement ont fait l'objet d'études sérieuses et critiques. Par exemple, en 1991, une commission a étudié vingt publications qui traitaient de méthodes de prédictions utilisant des événements précurseurs. La conclusion est que seuls trois articles présentaient des précurseurs indiscutables.

### **1-Les prédictions à long terme - le risque sismique**

Des méthodes permettent d'établir des prédictions à long terme. Dans ce cas, les scientifiques ne font pas une prédiction précise mais déterminent plutôt un risque sismique. Le plus simple consiste à étudier la récurrence des séismes en un lieu précis ainsi que leur périodicité dans le temps.

Cette périodicité est expliquée par la théorie générale de la tectonique des plaques. Les plaques se déplacent à la surface de la Terre. Elles s'éloignent ou se rapprochent les une des autres de quelques centimètres par an.

Ces mouvements engendrent des contraintes qui fracturent la roche de la croûte terrestre quand elles deviennent trop fortes : c'est un séisme. Ainsi, comme le déplacement des plaques se déroulent à vitesse constante à notre échelle ou à l'échelle historique, le temps séparant deux séismes et leur magnitude sont grossièrement constants, si on suppose que la roche se comporte toujours de la même façon.

On définit une lacune sismique comme une zone de faille n'ayant pas connu de séisme depuis plus longtemps que la période observée sur cette faille. Par exemple, si en un lieu il y a habituellement un séisme de magnitude 5 tous les 20 ans et qu'il n'y en a pas eu depuis 30 ans, le risque est grand et on parle de lacune sismique.

Les scientifiques recensent donc les séismes affectant une région, ou l'ayant affecté par le passé, afin d'établir cette période de récurrence. C'est une méthode assez efficace mais pas assez précise pour permettre une évacuation : elle permet surtout de définir les zones à risques.

On peut aussi essayer d'évaluer directement les contraintes qui s'appliquent sur une faille du fait des mouvements tectoniques. Il existe différentes techniques en géophysique.

On repère les failles de la région étudiée grâce à des images satellites puis on mesure la position de ces failles très précisément grâce au système de positionnement satellitaire, le GPS, qui permet de mesurer le mouvement relatif des bords de la faille au centimètre près.

On détermine ainsi les contraintes subies par la roche à cause de ce mouvement et on peut en déduire le lieu et la magnitude d'un séisme à venir sur cette faille ainsi que le moment approximatif où se produira le séisme.

C'est une méthode intéressante car elle permet d'évaluer précisément le risque en un endroit donné, ce qui permet de prendre des précautions en matière d'implantation d'usine ou de constructions.

Cependant elle ne permet pas non plus de déterminer précisément la date du séisme à venir, c'est donc plutôt une méthode de prédiction à long terme comme la méthode des lacunes sismiques.

## **2- Les prédictions à moyen et à court terme - les précurseurs**

Les scientifiques ont aussi élaboré des méthodes de prédictions à plus court terme utilisant des éléments précurseurs à un séisme. Dès les années 1960, des scientifiques soviétiques ont remarqué que la vitesse des ondes P diminuait de 10% environ avant un séisme alors que celle des ondes S était constante.

Ils remarquèrent ensuite que la vitesse des ondes P redevenait « normale » juste avant le séisme. Lorsque des roches sont soumises à des contraintes suffisamment fortes, elles se fissurent. Comme les ondes P ne se propagent pas bien dans l'air, leur vitesse diminue à cause de ces fissures.

Lorsque la fracturation atteint une valeur limite et s'y maintient quelque temps avant la rupture finale, l'eau souterraine inonde ces fractures, rétablissant la pression initiale, ce qui permet aux ondes P de retrouver leur valeur initiale.

Cette méthode, appelé méthode de la dilatance, a suscité beaucoup d'espoir mais le phénomène n'est pas observé systématiquement. Enfin, si ce phénomène dure quelques jours pour un séisme de magnitude 3, il peut durer jusqu'à 40 ans pour un séisme de magnitude 8 !

On a également étudié la concentration en radon des eaux souterraines proches d'une faille active. Le radon est un gaz radioactif naturel (donc dû à une réaction nucléaire naturelle) dont

La concentration varie en fonction de la nature du sol ou encore des variations météorologiques.

On a observé que la teneur en radon augmentait dans les eaux à l'approche d'un séisme. Ceci serait dû aux frictions dans la roche à cause des contraintes à l'approche de la rupture provoquant le séisme.

Ces frictions provoqueraient la fracturation de la roche, entraînant une remontée vers la surface, grâce à ces fractures, du radon piégé dans les roches profondes. Il a été établi de façon formelle qu'il existait une relation entre la teneur en radon et l'activité sismique.

Il est cependant délicat d'utiliser cette technique seule car on ne sait pas précisément déterminer les fluctuations de la teneur en radon dues à d'autres activités naturelles comme les variations climatiques.

Il est donc difficile de donner une alerte fiable avec ce seul élément. Mais on utilise fréquemment cette technique couplée à d'autres éléments de prédiction.

On a détecté d'autres phénomènes à l'approche d'un séisme. Des scientifiques japonais ont remarqué que dans certaines régions, le sol (ou le niveau marin) se « soulevait » de plusieurs dizaines de centimètres à l'approche d'un séisme, comme s'il « gonflait » avant le choc.

Ce phénomène peut en particulier être observé en relevant le niveau d'eau dans les puits ou en mesurant l'inclinaison du sol. En étudiant la surface de la zone surélevée, on peut estimer la magnitude du séisme à venir.

Cependant, là aussi, cette surélévation du sol n'est pas systématique. De plus, ce phénomène a été observé dans des régions où aucun séisme n'a eu lieu, ce qui rend ce phénomène difficilement utilisable, en tous cas s'il est utilisé seul, pour prévoir des séismes.

Dans de nombreux cas, un séisme violent est aussi précédé d'une multitude de petits séismes. Ainsi dans une zone de lacune sismique particulièrement calme, une soudaine activité, même de faible magnitude, peut indiquer l'imminence d'un séisme plus important.

Cette méthode a permis de prévoir plusieurs séismes mais est assez imprécise et aléatoire car on ne connaît pas a priori la durée de cette phase de faible activité qui peut être entrecoupée de longues phases de calme.

Plus récemment, une méthode a été élaborée par trois scientifiques grecs. Cette méthode, appelée méthode VAN du nom de ses inventeurs, Varotsos, Alexopoulos et Nomicos date des

années 1980. Elle consiste à enregistrer les courants électriques naturels circulant dans le sous-sol.

Ces scientifiques ont remarqué que de quelques jours à quelques heures avant un séisme, il existait des anomalies dans ces enregistrements qu'ils ont appelés SES (Signaux Electro-Sismique). Comme la Grèce est sismiquement très active, ils ont pu construire empiriquement une méthode de prédictions grâce à un réseau de stations.

Ils pouvaient ainsi déterminer le lieu (en utilisant les enregistrements des stations réparties sur le territoire), l'heure (quelques heures après l'enregistrement de la SES) et la magnitude du séisme à venir (qui est proportionnelle à l'amplitude spécialistes).

le principal problème est que l'on explique mal l'origine de ces signaux et que l'on connaît mal leur propagation dans la croûte où il existe beaucoup de signaux parasites naturels et artificiels.

Les « inventeurs » de la méthode expliquent ces courants en faisant appel à la propriété bien connue de piézoélectricité du quartz : une contrainte appliquée sur du quartz crée un courant électrique. Ainsi, lorsqu'il existe des contraintes dans la roche à l'approche d'un séisme, il y a création d'un courant électrique car les roches de la croûte contiennent beaucoup de quartz.

De nombreuses études ont été faites sur ce sujet et les résultats ne sont pas concluants. À ces questions de validité de la méthode en Grèce s'ajoute le problème d'utiliser cette méthode ailleurs. On ne sait pas expliquer le phénomène physique qui entre en jeu, on ne peut donc pas prévoir l'importance du phénomène dans une région donnée. De plus, il faut attendre que de nombreux séismes aient lieu dans une région pour étalonner le système et prédire les séismes touchant ensuite la région, ce qui est plutôt gênant pour une méthode de prédiction.

On a fait mention de beaucoup d'autres précurseurs, notamment la présence d'éléments radioactifs aux alentours d'une faille. De nombreuses victimes ont aussi rapporté avoir observé des flashes lumineux dans le ciel juste avant un séisme, ce qui pourrait être dû à des phénomènes électromagnétiques à déterminer.

Il existe des études sérieuses essayant de montrer l'importance du comportement des animaux avant un séisme ou étudiant les attractions gravitationnelles des planètes importantes...

Il existe enfin ce que beaucoup ont appelé la « méthode chinoise ». La Chine est régulièrement frappée par des séismes très violents.

Il est très important de trouver des techniques de prédictions fiables en Chine car c'est un pays très peuplé où les habitations sont constituées de petites maisons individuelles peu solides : on ne peut pas utiliser de coûteuses constructions parasismiques pour protéger la population mais on peut en revanche organiser une évacuation en regroupant les gens sans trop paralyser l'activité économique.

Le gouvernement chinois lança à la fin des années 1960 un programme de prédiction des séismes destructeurs affectant le pays. Pour cela on décida d'impliquer la population en enseignant à plus de 100000 chinois des rudiments de sismologie.

Les physiciens chinois se mirent à chercher tous les signes précurseurs « scientifiques » identifiés jusqu'alors mais aussi à surveiller d'autres signes comme le comportement des animaux ou la formation de bulles dans les puits, tous ces signes étant relevés par cette population formée.

Ce n'est pas une méthode spécifique mais plutôt une utilisation d'un ensemble de méthodes. Cette méthode connut un succès retentissant avec la prédiction du séisme du 4 février 1975 à Haicheng de magnitude 7,3, la seule prédiction réussie d'un séisme très destructeur, il est vrai précédé d'un grand nombre de signes précurseurs.

Mais elle connut un échec non moins retentissant avec la prédiction ratée du séisme suivant à Tangshan en 1976 de magnitude 7,8, le plus meurtrier depuis 400 ans, qui fit environ 600000 victimes.



## Conclusion :

Un séisme ou tremblement de terre est une secousse du sol résultant de la libération brusque d'énergie accumulée par les contraintes exercées sur les roches.

Cette libération d'énergie se fait par rupture le long d'une faille, généralement préexistante. Plus rares sont les séismes dus à l'activité volcanique ou d'origine artificielle (explosions par exemple).

Le lieu de la rupture des roches en profondeur se nomme le foyer ; la projection du foyer à la surface est l'épicentre du séisme.

L'arrivée des ondes sismiques est marquée par des vibrations d'ondes . L'importance du séisme est caractérisée par l'amplitude de ces ondes sismiques.

La sismicité se concentre pour l'essentiel le long des frontières des grandes plaques tectoniques, là où les mouvements relatifs sont les plus importants.

Le mouvement des roches près du foyer engendre des vibrations élastiques qui se propagent, sous la forme de paquets d'ondes sismiques, autour et au travers du globe terrestre.

Ces vibrations se propagent alors de proche en proche jusqu'à la surface

Il produit aussi un dégagement de chaleur par frottement, au point de parfois fondre les roches le long de la faille (pseudotachylites).

Au cours de ce glissement, l'énergie qui s'est accumulée au cours du temps est libérée en quelques secondes.



## **Chapitre IV**

### **Volcanisme et pétrologie des MORB**

## Introduction

L'axe des dorsales est dépourvu de sédimentation. Plus on s'éloigne du rift, plus la couche de sédiments est épaisse. Cela est dû au phénomène d'extension et de création de la lithosphère océanique.

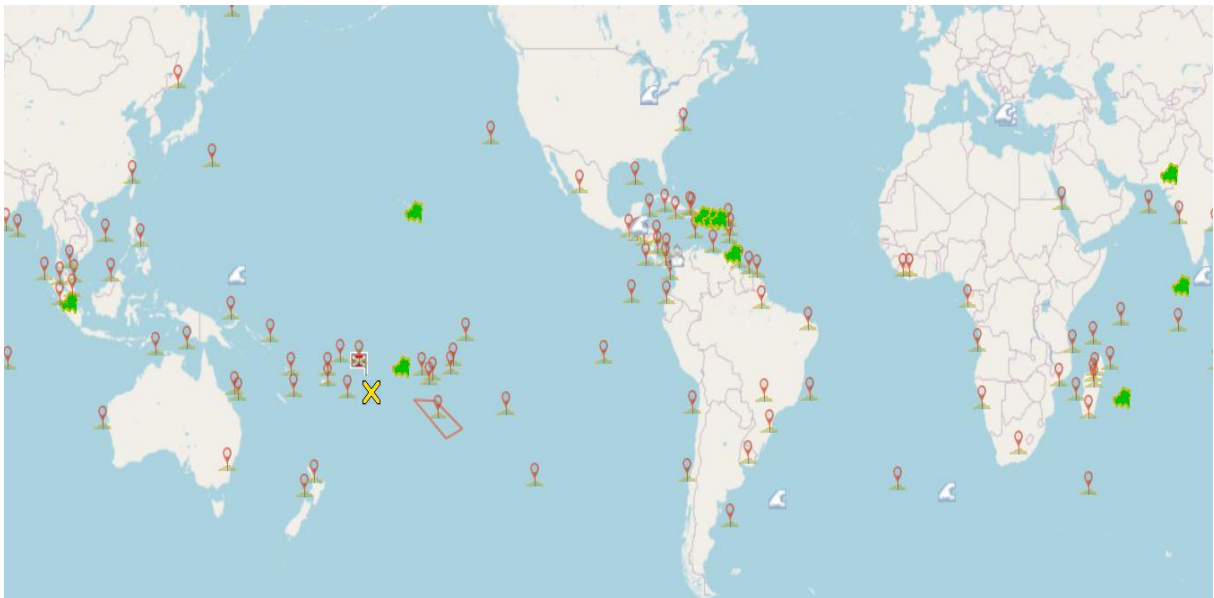
On trouve sur l'axe central des basaltes parfaitement non-altérés, c'est-à-dire très jeunes géologiquement parlant.

Ils montrent une forme particulière en pillow-lava (« coussins de lave ») qui est due à l'effet de trempe instantanée de la lave qui sort d'une remontée volcanique (par exemple à Hawaï ou en Turquie).

En dessous de ces basaltes en coussins se trouvent des filons de basalte, puis du gabbro.

## I-Distribution géographique des volcans sous-marins

La plupart des volcans élisent domicile dans les positions suivantes (**fig.1**)



**Fig.1 : Distribution géographique des volcans sous-marins**

## 1-Dans les zones d'écartement de plaques

Le volcanisme des rides médianes est presque partout sous-marin et ne donne de volcans subaériens que sur les parties où il émerge. Dans les parties émergées de la ride médio atlantique, il donne les jalons suivants, du Nord au Sud

### 1.1. Volcans d'Islande :

- En Islande, le rift, émergé, se divise en deux, dont une partie :
- **le Laki, L'Hekla**, (il apparue en 1963)(**photo 1**)
- **l'Helgafell** (éruption en 1972)(**photo 2**)
- ces deux derniers dans les îles Vestmann, le rift principal comptant parmi (photo 3) ces volcans les plus célèbres le **Krafla** (**photo 4**) (éruption de 1975-1984) et l'Askja.



**Photo 1 : éruption du volcan Laki**



**Photo 2 : éruption du volcan L'Hekla**



**Photo 3 : éruption du volcan l'Helgafell**



**Photo 4 : éruption du volcan Krafla**

## 1.2. Volcans des failles transformantes de l'océan atlantique :

- Volcans des Açores (dont le Capelinhos). (photo 5)
- Volcans de l'Archipel du Cap- Vert (Fogo). (photo 6)
- Volcans éteints de l'île de l'Ascension. (photo 7)
- Volcan de Tristan de Cunha.(photo 8)



Photo 5 : éruption du volcan Açores



Photo 6 : éruption du volcan CAP- Ver



Photo 7 : éruption du volcan de l'Ascension



Photo8 : éruption du volcan Cunha

## 1.3. Volcans des failles transformantes du pacifique :

Le volcanisme des Galápagos a été marqué en 1968 par l'éruption de Fernandina. (Photo 9)



Photo9 : éruption du Galápagos

#### 1.4. Volcans des failles transformantes de l'océan Indien :

- Les volcans éteints de l'île Maurice. (Photo10)
- Le volcan actif de la **Fournaise**, dans l'île de la Réunion. (Photo 11)
- Le **Karthala des Comores**. (Photo 12)
- Les volcans éteints de **Madagascar**. (Photo 13)



Photo 10 : de l'île Maurice



Photo 11 : Fournaise



Photo 12 : Le Karthala des Comores



Photo 13 : de Madagascar

#### 2- Dans des zones de convergence (Cercle de Feu du Pacifique)

- Nombreux volcans **des îles Aléoutiennes**.
- Volcans du Kamtchatka, parmi lesquels le **volcan Klioutchev**, le **Bezymianny**, le **Shiveluch**.
- Volcans de la **guirlande d'îles de l'arc des Kouriles**.
- Volcans du **Japon**
- Dans les îles Philippines, au contact de deux plaques océaniques, le Taal et le Mayon sont les volcans actifs les plus connus des **MORB**.

- De la Nouvelle-Guinée, où se trouve le mont Lamington, l'arc, de tracé parfois complexe, va rejoindre la Nouvelle-Zélande, par le Vanuatu (Nouvelles-Hébrides) où se trouve le Yasur, puis par les îles Tonga.
- En Nouvelle-Zélande, le volcanisme se limite à l'île du Nord, où se trouvent le Ngauruhoé, le Ruapehu, le Tongariro, le Tarawera, White Island, tous actifs.
- Dans le sud du Chili, nombreux volcans actifs dont le Villarica. Dans le Nord du Chili se rencontrent les plus hauts volcans du monde.
- l'Arc des Antilles est marqué par la Soufrière de Montserrat, Soufrière de Sainte-Lucie, Soufrière de Saint-Vincent, la Soufrière de la Guadeloupe et la Montagne Pelée.

### 3. Dans le domaine intra-plaque

#### 3.1 Volcans intra-plaques de l'océan Pacifique

- Volcans de l'archipel **Hawaii- Empereur**.
- Les archipels de la **Polynésie Française** : **Les îles de la Société** avec ses monts sous-marins (**Taehitia**, Moua, Pihaa, Rocard), les îles Marquises, l'alignement des îles de Pitcairn-Gambier et les **îles Australes**.



Photo 14 : l'archipel Hawaii- Empereur



Photo 15 : Taehitia



Photo 16 : Rocard



Photo 17 : îles Australes

### 3.2 Volcanisme intra-plaque de l'océan indien

- **L'île de la Réunion** avec ses deux volcans : le piton des Neiges et le piton de la Fournaise.
- **Les terres Australes** avec **l'archipel Crozet**, les îles Saint-Paul et Amsterdam ainsi que les îles Kerguelen.



Photo 18 : L'île de la Réunion



Photo 19 : l'archipel Crozet









### 4-Les différents types d'éruptions sous-marines

Parmi les facteurs physiques ou chimiques susceptibles de contrôler le dynamisme du volcanisme basaltique sous-marin, figurent en premier lieu la température et la viscosité du magma au moment de l'éruption (la viscosité dépendant elle-même de la température, de la composition chimique et de la teneur en volatiles du magma), ainsi que le taux instantané d'émission (qui dépend en partie de la viscosité).

Le tableau résume les styles volcaniques et les produits du volcanisme basaltique sous-marin actuellement connus. Il convient de distinguer deux styles très différents d'éruptions :

- **Les éruptions sous faible tranche d'eau** (moins de 700-800 m), où les hydro-explosions sont possibles
- **Les éruptions sous grande profondeur d'eau** (plus de 800 m), où l'expansion des gaz et les explosions volcaniques sont empêchées par la pression hydrostatique de l'eau de mer.



		Contraintes thermiques	Température d'éruption	Rapport cristaux/liquide	Viscosité	Taux d'accétion
Eruptions calmes	Lacs de lave	faibles	élevée	faible	Faible	élevé
	Coulée de fluides					
	Pillow lavas					
Eruptions réactives	Laves en pavés					
	Hyaloclastites profondes	fortes	faible	élevé	forte	faible (seamounts)

**Tab.1 Classification des types de coulées basaltiques profondes, et comparaison de leurs caractéristiques principales. D'après Bonatti et Harrison (1988).**

#### 4.1. Eruption sous faible tranche d'eau

Les **éruptions sous-marines explosives** sous **faible tranche d'eau** et leurs gerbes «cypressoides» caractéristiques, dues essentiellement à l'**expansion des gaz magmatiques** et à la **vaporisation instantanée** de l'eau de mer au contact du magma, ont été fort bien décrites aux Açores lors de l'éruption de Capelinhos (île de Fayal, Tazieff, 1958).

En Islande lors de l'émergence de l'île volcanique de Surtsey (Thorarinsson, 1964), ainsi qu'en Indonésie lors de la formation de l'Anak Krakatoa (Decker et Hadikusumo, 1961).

La lave intensément fragmentée par les explosions dues à la détente des gaz magmatiques et de la vapeur d'eau de mer, retombe sous l'eau en formant des **couches stratifiées de hyaloclastites d'explosions**. De telles éruptions hydroclastiques ont peu de chances de se produire au-delà d'une profondeur de 500 m (700 m à 1000 m pour d'autres auteurs).

La zone axiale des dorsales se situant à une profondeur moyenne de 2 500 m, ce style d'éruption ne s'observe que dans des zones très localisées de la dorsale, à proximité immédiate d'îles volcaniques édifiées sur la dorsale (Islande, Açores, etc.).

En revanche, les **éruptions sous-marines explosives** sous faible tranche d'eau constituent un stade obligatoire de l'**édification** des nombreuses **îles volcaniques intra-océaniques**.

#### 4.2. Eruptions sous-marines profondes

Au-delà de 700 m de profondeur environ, la pression extérieure forte maintient la phase gazeuse presque en grande partie dissoute dans le magma.

Contrairement à ce qui se passe dans le cas du volcanisme basaltique aérien, la séparation des phases liquides et gazeuses est considérablement freinée au moment de l'éruption

- les éruptions à grande profondeur, à l'axe des dorsales, sont **des éruptions** généralement « **tranquilles** ».

Les recherches récentes ont cependant modifié notre perception du caractère « tranquille » des éruptions sous-marines profondes

- les preuves s'accumulent de l'existence de violentes explosions volcaniques sous-marines au niveau des dorsales, avec dépôts fréquent de hyaloclastites et brèches pyroclastiques de type strombolien.

Les produits des éruptions de grande profondeur ont été observés à l'axe des dorsales lentes et rapides, et sur de nombreux « seamounts » sous-marins.

Ces observations ont permis de distinguer des « **éruptions calmes** », où l'interaction physique entre le magma en cours d'éruption et l'eau de mer est très limitée, et des « **éruptions hyaloclastiques** » (encore appelées « **réactives** » par Bonatti et Harrison, 1988), au cours desquelles une intense fragmentation par trempe thermique du basalte a lieu, pendant son épanchement sur le plancher océanique.

L'**exploration** intensive de segments de **dorsales à taux d'accrétion varié** a montré l'omniprésence de **deux grands types de coulées basaltiques sous-marines**

- *Les coulées à laves en coussins ou **pillow lava*** d'une part, et les ***lacs de lave** et **coulée massive*** (ou coulée fluide) d'autre part (Juteau et Maury, 2012).

Les laves en pavés et les hyaloclastites profondes, rarement observées à l'axe des dorsales, ont été décrites essentiellement sur les volcans sous-marins intra-océanique (encore appelés « seamounts »).

## II- Géomorphologie des volcans sous-marins

### 1. Les différentes formes de volcans

Chaque volcan a son histoire, faite d'une ou de plusieurs éruptions, d'explosions de matière ou de coulées visqueuses. Et chaque histoire donne naissance à une silhouette différente. Distinguons en particulier :

## 1.1. Les stratovolcans

Un **stratovolcan** correspond à un **édifice volcanique** caractérisé par **une alternance de phase effusive** (coulées de laves) et de **phase explosive** (des couches pyroclastiques).

**La forme classique est conique** avec des **flancs convexes** et, **au sommet, un cratère en forme d'entonnoir**.

**Les pentes (10 à 35°)** et **les altitudes des stratovolcans** sont **relativement importantes**.

La plupart des stratovolcans présentent des **cônes adventifs** qui **apparaissent sur les flancs du cône principal** résultant de la sortie latérale du magma dans l'histoire de l'édifice.

Sur les 1500 volcans actifs connus sur terre 699 sont des stratovolcans comme le mont Fuji (Japon) et le Stromboli (Italie).



**Photo 20 : le mont Fuji (Japon)**

## 1.2. Les volcans fissuraux

**Localisés dans des contextes extensifs**, ils sont associés à **des grandes fractures de l'écorce terrestre**. **Les volcans d'Islande** sont généralement **des volcans fissuraux** comme le **Krafla (Photo 4)** ou la **chaîne du Laki (Photo 1)**. De même, la plupart des volcans du rift est-africain sont fissuraux.



**Photo 21 : éruption fissurale.**

### 1.3. Les volcans bouclier

Les **volcans boucliers** sont formés par **des éruptions successives** de lave de **nature basaltique** qui, du fait de leur température élevée (**1200°C à 1050°C**) et de leur **faible viscosité** à l'émission, s'épanchent en **coulées longues et peu épaisses**, **édifiant un large cône volcanique**.

Ces volcans présentent typiquement des pentes faibles comprises entre 2° et 10°, et des diamètres nettement supérieurs à leur hauteur. Les volcans **MaunaLoa** et **Kilauea des îles Hawaïi** en sont des exemples.



Photo 22: volcan Kilauea



Photo 23: volcan Mauna Loa

## 2. Principaux types de volcans boucliers

En fonction de leurs dimensions et à partir des critères morphologiques et structuraux, trois types de volcans boucliers sont distingués :

- **Les volcans boucliers type « Islandais »**
  - Les volcans boucliers de type islandais forment des édifices volcaniques aux dimensions modestes résultant parfois d'un seul événement éruptif correspondant à une émission prolongée de magma à partir d'un cratère centrale et possèdent une forme conique simple. La hauteur de ces volcans est inférieure à 1000 m et leur pente sont généralement très faibles (inférieure à 5°). Leur sommet est occupé par un cratère subcirculaire qui peut être le siège d'un lac de lave.
- **Les volcans boucliers type « Galápagos »**
  - Les volcans boucliers de type Galápagos constituent des édifices beaucoup plus volumineux (plusieurs kilomètres de hauteur) depuis leur base sous-marine, et sont dotés de pentes plus fortes (15 à 30°). Ils possèdent un profil caractéristique en forme de carapace de tortue avec notamment un aplatissement très net à l'approche de la

zone sommitale. Le principal élément structural est certainement la prédominance des fissures éruptives concentriques autour d'une large caldeira centrale.

- **Les volcans boucliers type « Hawaïen »**
  - Les volcans de ce type sont énormes (jusqu'à 9 kilomètre de hauteur au-dessus du plancher océanique). Ils présentent des pentes pouvant varier le plus souvent entre 1° et 10° et un volume de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres cubes.
  - Le volcan bouclier Hawaïen connaît de fréquentes éruptions durant sa phase majeure de fonctionnement, émettant des laves basaltiques à partir d'événements essentiellement fissuraux. Ces fissures éruptives ouvertes en zone sommitale ou sur les flancs des volcans présentent une disposition radiale par rapport au sommet.
  - Le glissement des flancs libres, bordés par les rifts zones, est un mécanisme très répandu, voire constant dans les volcans boucliers hawaïen.

### 3. Modèle d'évolution des volcans boucliers océaniques

Depuis Plusieurs décennies, les études menées sur les volcans boucliers de l'archipel d'Hawaï ont permis d'obtenir un aperçu détaillé de leur mode de fonctionnement. La présence de volcans à tous les stades d'évolutions (depuis l'édifice sous-marin naissant jusqu'aux îles les plus anciennes) fait de cet archipel un objet quasiment unique sur terre.

Un modèle général d'évolution des volcans boucliers basaltiques a donc logiquement été établi à partir de l'exemple hawaïen (Peterson et Moore, 1987). Quatre stades principaux d'évolutions sont distingués :

- **Stade initial (ou bouclier sous-marin) – Loihi, Hawaï :**
  - Il correspond à la construction sous-marine de l'édifice avec l'émission de laves alcalines associées à de faibles taux de fusion partielle. A Hawaï, le seul édifice connu en cours d'édification sous-marine est le mont Loihi. Son étude a montré que le développement de rift zones, de calderas sommitales et d'instabilités de flancs est possible dès ce stade d'édification.
  - Le passage à des laves tholéïtite et des taux de production plus élevés marquent la transition vers le stade dit (« bouclier » ou « shield-building stage »). Émises sous une importante tranche d'eau, les laves prennent la forme de pillow lavas voire de coulées de type « pahoehoe ». Lorsque l'édifice approche de la surface, les manifestations volcaniques se font plus explosives et sont associées à des niveaux de hyaloclastites et de brèches d'explosion.

- **Stade bouclier émergé (Subaerialshield building stage) - Kilauea / Piton de la Fournaise :**
  - Cette étape constitue la phase principale de construction de l'édifice en domaine sub-aérien. La croissance du volcan résulte de l'accumulation de coulées de lave fluides sur ses pentes et de l'intrusion de corps magmatiques sous forme de réservoirs, de dykes et de sills au sein de l'édifice.
  - Au cours de ce stade, les taux d'émissions magmatiques sont élevés. Ils peuvent cependant varier de plusieurs ordres de grandeur selon les édifices : 0,19km<sup>3</sup>/an pour le Kilauea (Cayol et al, 2000), au Piton de la Fournaise ce taux est estimé à 0,01Km<sup>3</sup>/an (Lénat et Bachèlery, 1987)
  
- **Stade de déclin (ou stade différencié ou capping stage) – Mauna Kea :**
  - Cette phase se traduit par une baisse de l'activité éruptive et du taux de production magmatique. Elle peut débiter après une période de repos et d'inactivité volcanique. Les laves émises sont plus différenciées (Hawaïite, mugéarite, voire trachyte ; Frey et al, 1990).
  - La différenciation magmatique suggère une diminution de l'alimentation profonde et une évolution des réservoirs vers des systèmes clos. Les éruptions deviennent plus explosives et peuvent générer d'importants écoulements pyroclastiques. Les produits émis au cours de cette phase représentent de faibles volumes (2% de l'édifice) et ont tendance à napper finement les formations du stade bouclier.

Dès le stade déclin, le taux de construction volcanique va devenir inférieur aux taux d'érosion qui va alors jouer un rôle majeur dans le démantèlement progressif de l'édifice.
  
- **Stade de reprise de l'activité (ou renewed volcanism)**
  - Une activité volcanique sporadique peut éventuellement reprendre pendant la phase d'érosion du bouclier. Cela a notamment été mis en évidence à l'île Maurice. Les laves émises sont très alcalines, sous-saturées en silice (basanites, téphrites, phonolites).
  - La subsidence et l'érosion continues de l'île vont progressivement réduire l'altitude de l'édifice jusqu'à sa disparition complète sous le niveau de la mer (stade atoll, si subsidence et croissance récifale) et son recouvrement par les sédiments marins (stade guyot)

### III- Morphologie des produits volcaniques sous-marins

A grande profondeur, le basalte émis à 1200 °C subit en surface une trempe thermique extrêmement brutale en débouchant dans l'eau de mer glaciale à 2 °C. Cette trempe est beaucoup plus brutale qu'à l'air libre, pour deux raisons :

L'eau a une chaleur spécifique trois à quatre fois supérieure à celle de l'air, et l'eau a une conductibilité thermique plusieurs centaines de fois supérieure à celle de l'air. En bref, cela signifie que l'eau de mer glaciale se réchauffe beaucoup plus difficilement que l'air au contact de la lave incandescente, ce qui rend très efficace la trempe thermique subie par cette dernière. L'effet de cette trempe thermique sur la **morphologie** des coulées **dépend** principalement du **volume de lave** émis :

- l'émission de *volume modérés* de lave entraîne invariablement la formation de lave en coussins, ou « *pillow lava* », constituant des corps effusifs à morphologie remarquablement variée, le plus souvent tubulaire, mais jamais planaire ;
- l'émission de *volume très important* mène à la formation de corps effusifs à morphologie essentiellement planaire : *lac de lave*, *coulées fluides* et *coulées massives*.

- **Laves en coussins ou pillow lava**

Les **éruptions** basaltiques fissurales ou ponctuelle à **faible débit produisent** typiquement des **laves en coussins**. L'observation des dorsales par submersibles et les nombreux forages profonds ayant atteint la couche basaltique, indiquent que les coulées de lave basaltiques en coussins constituent de loin la forme volcanique la plus abondante en volume dans les océans, et par conséquent à la surface de la terre, si l'on tient compte du fait qu'elles constituent aussi l'essentiel des parties immergées des volcans boucliers intra-plaques tel que Hawaï ou La Réunion, et une part significative des volcans d'arc insulaires.

Les pillow lavas caractérisent les émissions de laves basiques à intermédiaires en milieu aquatique, qu'il soit sous-marin, sous-lacustre ou même sous-glaciaire (Islande).

Ces basaltes proviennent de lave brusquement refroidie et vitrifiée instantanément en surface au contact de l'eau de mer glaciale (**fig.2 D.**).

Cette couche de verre épaisse de 1 à 2 cm empêche la coulée de s'étaler en surface, l'obligeant à s'écouler en doigts de gants. Elle forme des tubes qui se chevauchent les uns les autres, et avance vers le bas de la pente par éclatement successifs de la croûte vitreuse frontale.

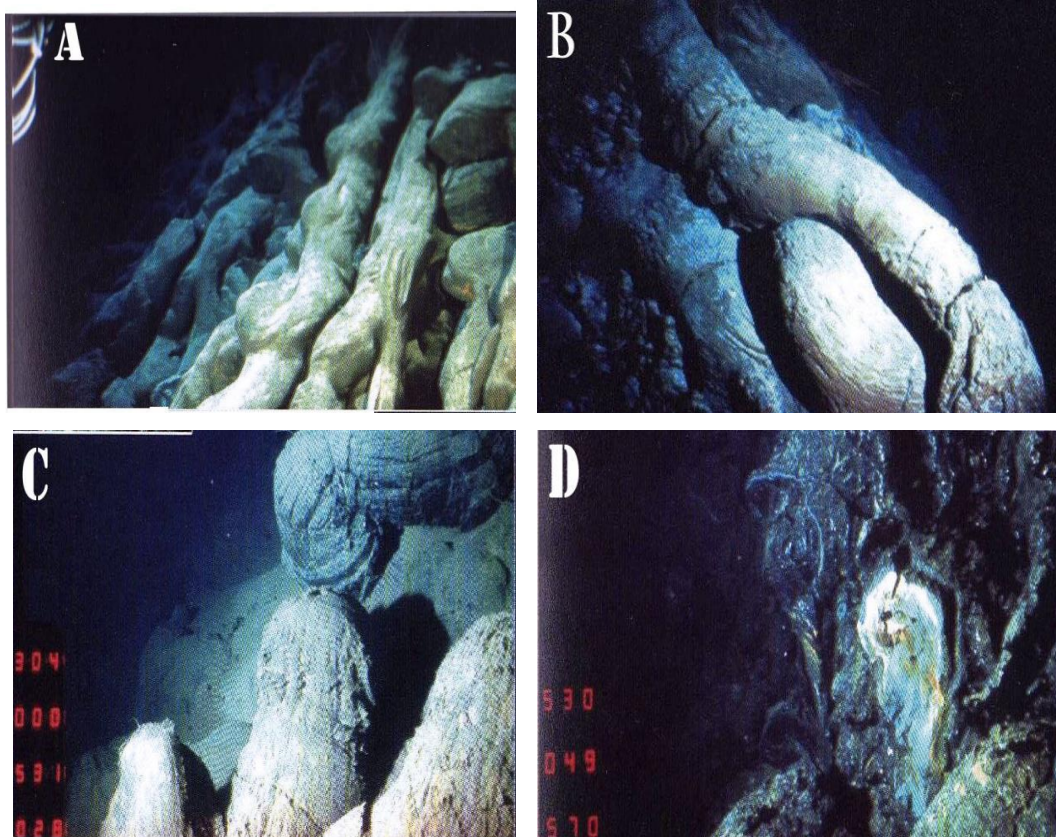
La pression interne de la lave en fusion dans les tubes fait d'ailleurs craquer la croûte vitreuse en de nombreux endroits, ce qui entraîne la formation de nombreuses protubérances vitreuses et petites coulées secondaires.

Les coulées à pillows font au maximum quelques centaines de mètres de longueur. Elles sont souvent plus larges que longues, lorsqu'elles sont issues d'une fissure.

Elles se terminent vers le bas par un front de coulée constitué, par digitation et bourgeonnement, de nombreuses langues de pillows tubulaires, produisant à l'avant un amoncellement de coussins.

Les fronts de coulées sont très abrupts ( $30^\circ$  à  $60^\circ$  ou plus), avec une hauteur moyenne de 5 à 20 m, pouvant atteindre parfois 50 m. (**fig.2.A**).

Quand la pente est forte, les pillows sont des tubes très allongés, dont l'extrémité est arrondie (**fig.2.B**). Les digitations peuvent présenter des formes variées, incluant les « trompe d'éléphant » (**fig.2.C**).



**Fig.2: Morphologie des pillow lavas.**

A. Front de coulée sur un flanc raide de volcan axiale (pente  $50^\circ$ ), formé de tubes basaltiques dévalant la pente.

B. Tubes de lave basaltique sur la pente d'un volcan axial

C. Extrémité de pillow lava en « trompe d'éléphant » D. Le verre basaltique non encore altéré, noir et brillant sous les projecteurs, est prépondérant dans la zone axiale. (NOAA).



#### IV- Caractéristiques pétrographiques des M O R B

Les caractéristiques pétrographiques des MORB reflètent leur composition chimique et l'histoire de leur cristallisation.

**Les textures** observées témoignent du **refroidissement rapide** des magmas extrudés.

La cristallisation se déroule non loin des températures liquidus.

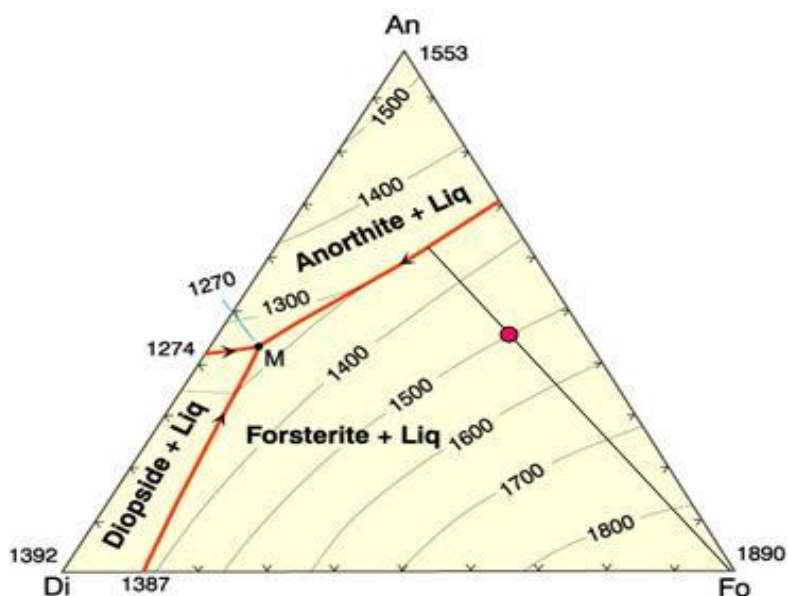
Sur la base des données texturales et expérimentales la séquence de cristallisation typique fait succéder dans le temps **l'olivine, le plagioclase et le clinopyroxène** auxquels sont souvent associés un **spinelle** chromifère et magnésien et des **oxydes** ferro-titanés (**fig.3**).

Le plagioclase et l'olivine forment les principaux phénocristaux, le Cpx et les oxydes sont incorporés à la mésostase dont la cristallisation s'effectue à l'eutectique (M sur la figure).

Les magmas tholéïitiques, dont ceux des MORB (les magmas tholéïitiques existent dans d'autres contextes géotectoniques) sont pauvres en eau.

De ce fait l'activité de l'oxygène dite **fugacité d'oxygène** (notée  $f_{O_2}$ ) est **faible**.

Les minéraux tels les oxydes ferrotitanés apparaissent donc tardivement dans la séquence de cristallisation au niveau des Icelandites.



**Fig.3: Diagramme de phase An-Di-Fo aux faibles pressions (P=1 atm). D'après Bowen (1915)**

Les phénocristaux peuvent représenter jusqu'à 30% du mode du basalte porphyrique dont certains peuvent témoigner d'une origine cumulative selon leur agencement (voir textures).

Ces séquences de cristallisation sont différentes d'une ride à l'autre selon la vitesse d'expansion ou en rapport avec la conjonction possible entre une ride et un point chaud.

Plusieurs dragages ont permis de récolter des échantillons gabbroïques formés de Pl, Ol, Cpx, Opx, Hb, Sphène, Apatite et Titanomagnétite. Les textures sont celles de cumulats.

## V- MINÉRALOGIE DES MORB

La composition chimique des principaux minéraux des MORBS dépend de la composition de la roche hôte :

- Les olivines ont des compositions variant de Fo91 dans les picrites à Fo 70 dans les ferro-basaltes. Les cristaux sont parfois inhomogènes avec un zonage compositionnel témoignant de la variation compositionnelle du magma en probable relation avec des mélanges magmatiques;
- Les plagioclases sont généralement basiques avec des compositions allant d'An40 à An90.
- Le zonage est fréquent témoignant de cristallisations hors équilibre montrant là encore l'importance des mélanges magmatiques.
- La teneur en An des plagioclases précoces semble liée à la vitesse d'expansion.
- Les basaltes des dorsales lentes ont des plagioclases plus calciques (An75-92) que les basaltes des dorsales rapides (An56-88). Cela reflète probablement que les basaltes des dorsales rapides sont plus évolués que ceux des dorsales lentes;
- Les Cpx sont des diopsides ou des augites dont les compositions oscillent entre: **W<sub>035-40</sub>En<sub>50</sub>Fs<sub>10-15</sub>**
- Le spinelle chromifère ou la chromite sont fréquents dans les picrites ou les basaltes peu évolués riches en olivine.
- Leur teneur en Cr varie de 25 à 45% du total des oxydes, l'alumine variant de 12 à 30%.

Dans les gabbros associés, les variations chimiques sont plus larges du fait de la cristallisation fractionnée mieux exprimée.

## VI- Géochimie des MORB :

### Introduction

Les MORB (les tholeites) et les basaltes alcalins des îles océaniques se distinguent les uns des autres essentiellement par leurs compositions chimiques. Malgré des variations importantes au sein de chaque groupe, en particulier des OIB, des conclusions importantes peuvent être tirées des études comparatives.

La géochimie des éléments majeurs, traces et terres rares a permis de faire une étude des MORB d'océan atlantique, pacifique et indien. Nous allons passer en revue la distribution de ces éléments.

### Les éléments majeurs

Les teneurs en SiO<sub>2</sub> varient entre 47 et 52%, les teneurs en K<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> sont faibles généralement inférieures à 0.2%. (**fig.4**)

Seul le verre volcanique représente les compositions de liquides, c'est donc sur ses analyses que les considérations paragénétiques sont développées.

L'évolution chimique des MORB ne peut se baser sur la silice comme indice de différenciation du fait du peu de variations dans ses teneurs, on peut en revanche suivre cette évolution grâce au nombre mg\* dit communément mg number et correspondant au rapport  $100\text{Mg} / (\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$ .

Une première analyse de la fréquence des mg# des MORB en fonction de leur distribution dans les différents bassins océaniques montre un certain nombre de points dont:

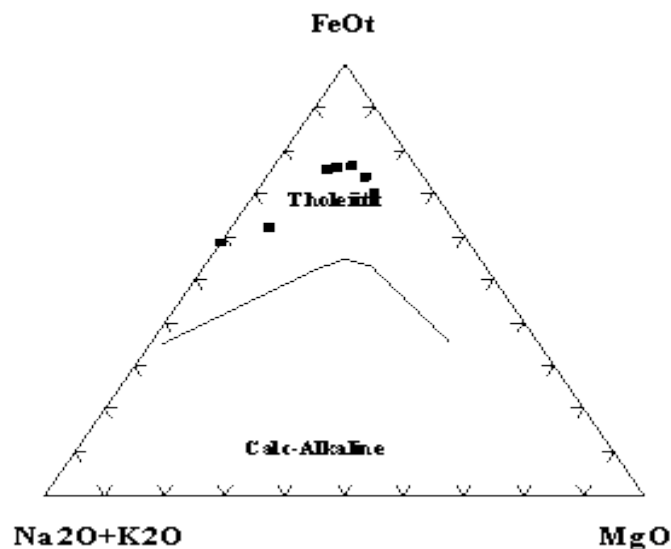
- les valeurs de mg# les plus fréquentes se situent entre 55 et 65.
- les valeurs de mg# calculées des liquides en équilibre avec les olivines mantelliques sont voisines de 70. Les histogrammes montrent donc la rareté de ces verres volcaniques.
- Ce sont donc les magmas fractionnés qui sont dominants. Les magmas primaires des MORBS ont donc dû subir de larges degrés de fractionnement entre la séparation de la source et l'extrusion au niveau des dorsales.
- les processus d'évolution des magmas sous les dorsales doivent être différents selon la vitesse d'expansion.

Les dorsales rapides (pacifiques) présentent des magmas à compositions très diversifiées et à degré d'évolution plus important que ceux émis dans les dorsales lentes (Atlantique). La différenciation est essentiellement contrôlée par le fractionnement du plagioclase et de l'olivine aux faibles pressions.

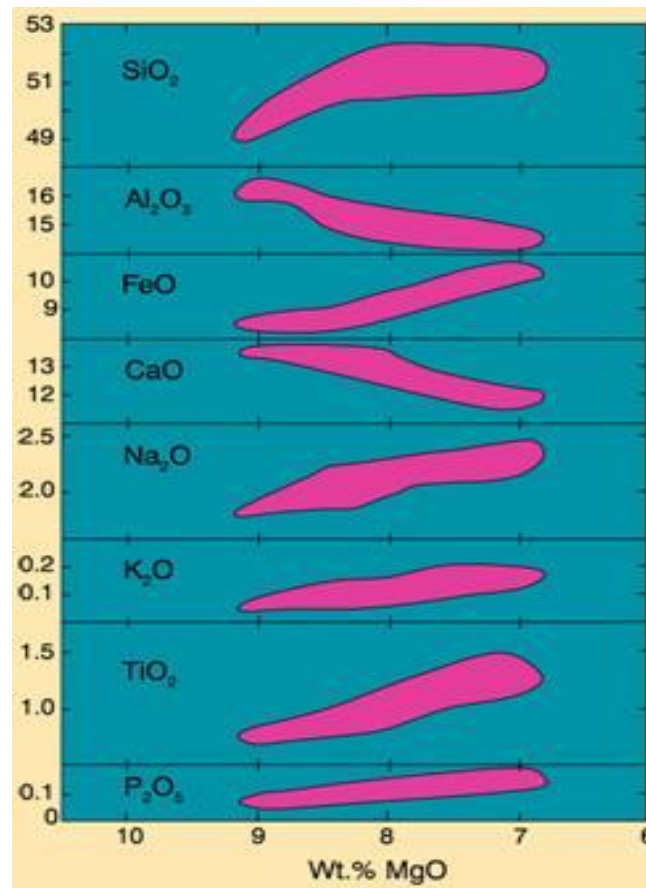
Dans certains secteurs de dorsales et notamment en Islande, on peut rencontrer des variétés pétrographiques allant des basaltes aux rhyolites.

La différenciation dans ce cas fait succéder les faciès pétrographiques suivants:

- Basaltes magnésiens avec fractionnement, par ordre décroissant, de Pl+Ol+Cpx;
- Basaltes évolués avec Pl+Ol+Cpx;
- Ferro basaltes: Pl+Cpx+Ol;
- Ferro andésite: Pl+Cpx+Ol;
- Icelandite: Pl+Cpx+ Mt: Titanomagnétite (voir ci dessus pour la fugacité d'oxygène);
- Rhyodacite: Pl+Cpx+Mt+ Ap: apatite;
- Rhyolite: Pl+Cpx+Mt+ Ap.



**Fig.4 : Distribution des compositions chimiques d'une série tholéitique dans le diagramme AFM  
D'après Juteau et Maury (1997). Série des îles Galapagos.**



**Fig.5 : Évolutions chimiques des éléments majeurs dans une série tholéiitique des Afars (Type MAR. Mid Atlantic Ridge) en fonction de MgO tenu pour indice de différenciation**

- les trends observés sont en accord avec le fractionnement de phénocristaux décrits ci dessus;
- la diminution de MgO et l'augmentation relative de FeO est une des caractéristiques des séries tholéiitiques;
- le rapport FeO/MgO augmente donc avec la différenciation dont le fractionnement et la séparation des olivines est un des facteurs majeurs;
- la diminution d'Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> et du CaO est essentiellement due au fractionnement des plagioclases calciques. Les variations de SiO<sub>2</sub> sont faibles;

L'ensemble de ces observations implique que les magmas parents des MORB ont subi jusqu'à 67% de fractionnement dans des chambres magmatiques situées sous les dorsales. Cela a réduit la masse originelle des magmas d'au moins un tiers.

## 2- Les éléments en traces :

- Les éléments à large rayons ioniques (**LILES, Cs, Rb, K, Ba, Pb, Sr**).

Les **MORB** sont appauvris en ces éléments en comparaison avec les tholéiites des OIB et des plateaux continentaux.

Aussi les rapports d'éléments: **K/Rb, K/Ba** et **Sr/Rb** sont plus forts dans les tholéiites des **MORB** par rapport à celles d'autres environnements géotectoniques.

Hormis le Sr qui rentre dans la structure du plagioclase, les autres éléments sont fortement incompatibles.

Les valeurs de leurs rapports sont donc indépendantes de la minéralogie de la source, du degré de fusion partielle et de la cristallisation fractionnée.

Ils reflètent donc les rapports entre ces mêmes éléments dans la source mantellique.

- Les éléments inertes ou immobiles ou encore les éléments à fort champ ionique (HFSES) tels le **Th, U, Zr, Hf, Nb** et Ta sont peu concentrés dans les **N-MORB** par rapport aux autres tholéiites (**E-MORB** ou **T-MORB** et les **OIT** (océan Island Tholéiites)).
  - Certains rapports tels **Zr/Nb** permettent de différencier les **N-MORB** (**Zr/Nb > 30**) des OIT ou des **E-MORB** (**Zr/Nb** voisin de 10).

## 3-Les terres rares.

Le diagramme ci dessous montre les spectres typiques De **MORB** normaux et enrichis, normalisation des terres rares aux chondrites.

Les **N-MORB** ont des spectres à pente positive montrant un spectre plat pour les terres rares lourdes **HREE** et sont fortement appauvris en terres rares légères **LREE**.

Leurs magmas primaires ont des concentrations en terres rares de 10×chondrites, alors les magmas différenciés peuvent atteindre 50×chondrites. Les rapports entre éléments restent ceux de la source.

Les spectres des E-MORB sont à pente négative car ils sont enrichis en **LREE**.

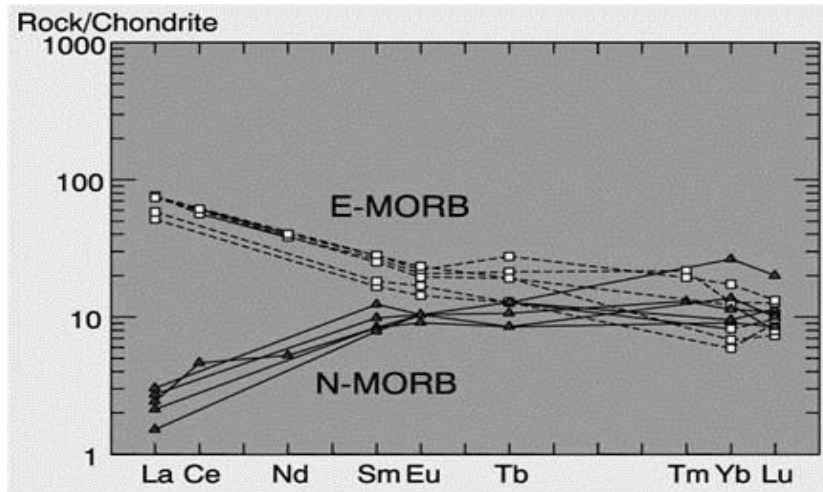


Fig.6 : Spectres des terres rares des N-MORB et E-MORB. Teneurs d'après Schilling et al. (1983) normalisées aux chondrites.

- Les **E-MORB** ont généralement un rapport  $(La/Sm) N > 1.8$  ou 1 selon les auteurs;
- Les **N-MORB** ont un rapport  $(La/Sm) N < 1$  ou 0.7.
- Les **T-MORB (MORB transitionnels)** ont des valeurs du rapport intermédiaires. Ils sont interprétés comme résultant d'un simple mélange entre les deux magmas.

#### 4-Diagrammes araignées ou spiderdiagrammes:

La (fig.7) ci-dessous montre les spectres élargis des **N-MORB**, **E-MORB** et **OIT** (Océan Island Tholeiite, tholéiite des îles océaniques associées aux **OIB alcalins**).

Les teneurs en ces éléments (classés par ordre d'incompatibilité décroissant de gauche à droite) sont normalisées au manteau primitif.

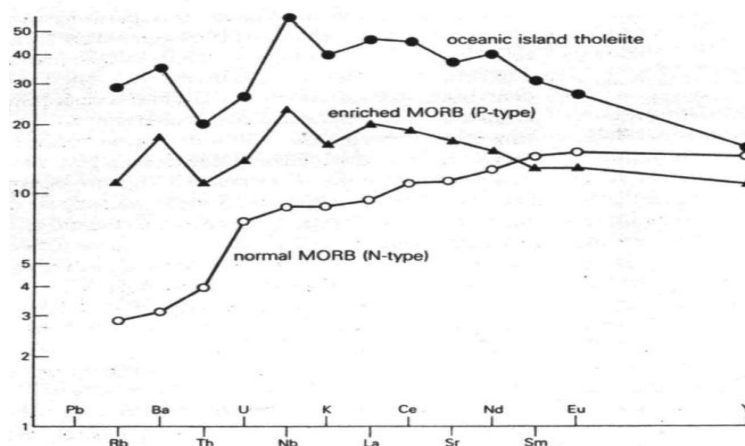


Fig.7 : Spectres élargis des N-MORB comparés à ceux des MORB enrichis et des OIT. (In Wilson, 1989.)

Partant du fait que les MORB sont issus de lares degrés de fusion partielle de leur source, les teneurs relatives en éléments incompatibles doivent être similaires à celles de la source.

Ainsi l'appauvrissement en éléments incompatibles allant du Rb au N doit refléter le même appauvrissement en ces éléments de la source.

Si l'on part donc d'un manteau originel chondritique; l'appauvrissement en éléments incompatibles des sources de MORB doit être la conséquence de multiples épisodes de fusion partielle correspondant à l'extraction continue des composant s'incorpore à la croûte continentale à travers les temps géologiques.

## VII- Géochimie Isotopique des M O R B

Seules les données Isotopiques sur les couples **Rb-Sr** et **Sm-Nd** sont rapportés ici.

Les valeurs des rapports  **$87\text{Sr}/86\text{Sr}$**  et  **$143\text{Nd}/144\text{Nd}$**  relevées sur les **N-MORB** des océans atlantiques, Pacifique, et Indien, des **E-MORB** et des **OIB** sont reportées sur la figure ci dessous.

- Les **MORB** dérivent de sources hétérogènes car les valeurs des rapports isotopiques sont variables.
- La différence entre **MORB** et **OIB** suggère que les **MORB** ont été produits par **fusion partielle du manteau** avec de **faibles rapports Rb/Sr** que les **sources des OIB**.  
Cette différence doit exister depuis 1 à 2 Ga pour être reflétée dans les compositions isotopiques.
- Les **MORB** dérivent de **la fusion partielle** d'une **couche mantellique appauvrie** à partir de laquelle les matériaux de la **Croute Continentale** ont été progressivement extraits depuis 4 Ga ou plus.
- En revanche **les OIB** apparaissent dériver de **sources mantelliennes enrichies** impliquant les composants d'un manteau primitif et de matériaux océaniques ou de la lithosphère continentale recyclés.
- Les **E-MORB** paraissent dériver de réservoirs différents de ceux des **N-MORB**.  
Ils sont considérés comme résultant de l'imprégnation des sources des **N-MORB** par des **liquides provenant des sources des OIB** et remontés grâce aux **panaches mantelliennes**.



**Conclusion :**

Le volcanisme des rides médianes est presque partout sous-marin et ne donne de volcans subaériens que sur les parties où il émerge

Parmi les facteurs physiques ou chimiques susceptibles de contrôler le dynamisme du volcanisme basaltique sous-marin, figurent en premier lieu

- La température
- La viscosité du magma au moment de l'éruption (la viscosité dépendant elle-même de la température)

Les différents types d'éruptions sous-marines se déroulent soit

- sous faible tranche d'eau (moins de 700 m) ou
  - en milieu profond (plus de 800 m).

**La géomorphologie** des volcans sous-marins révèle plusieurs types de formes volcaniques : **les stratovolcans, les volcans fissuraux et les volcans boucliers.**

**La minéralogie des MORB** révèle une paragenèse composée d'olivine, le plagioclase et le clinopyroxène auxquels sont souvent associés un spinelle chromifère et magnésien et des oxydes ferro-titanés.

- Les olivines ont des compositions variant de Fo91 dans les picrites à Fo 70 dans les ferro-basaltes.
  - Les plagioclases sont généralement basiques avec des compositions allant d'An40 à An90.
  - Les Cpx sont des diopsides ou des augites dont les compositions oscillent entre:  $Wo_{35-40}En_{50}Fs_{10-15}$
  - Le spinelle chromifère ou la chromite sont fréquents dans les picrites ou les basaltes peu évolués riches en olivine.
- 
- Les teneurs en SiO<sub>2</sub> varient dans les MORB entre 47 et 52%, les teneurs en K<sub>2</sub>O et TiO<sub>2</sub> sont faibles généralement inférieures à 0.2%.
  - Les MORB sont appauvris en ces éléments en traces en comparaison avec les tholéiites des OIB et des plateaux continentaux

- Les rapports d'éléments: K/Rb, K/Ba et Sr/Rb sont plus forts dans les tholéiites des MORB par rapport à celles d'autres environnements géotectoniques.

**L'étude géochimique des RRE** a permis de mettre en évidence trois types de **MORB** :

- N-MORB : **(La/Sm) N < 1 ou 0.7** ) avec des spectres à pente **positive**
- E-MORB : **(La/Sm) N > 1.8 ou 1** ) avec des spectres à pente **négative**
- T-MORB : **(des valeurs du rapport intermédiaires)**

**La géochimie isotopique** des MORB montre qu'elles dérivent de sources hétérogènes car les valeurs des rapports isotopiques sont variables.

La différence entre **MORB** et **OIB** suggère que les **MORB** ont été produits par **fusion partielle du manteau** avec de **faibles rapports Rb/Sr** que les **sources des OIB**

Les différents bassins océaniques montrent un certain nombre de points dont:

- les valeurs de mg# les plus fréquentes se situent entre 55 et 65.

Les valeurs de mg# calculées des liquides en équilibre avec les olivines mantelliques sont voisines de 70

- les processus d'évolution des magmas sous les dorsales doivent être différents selon la vitesse d'expansion.



## **Chapitre V**

### **Contexte Géodynamique**

## Introduction

La dorsale s'étend sur 60 000 Km à travers les océans. Ses reliefs, larges de 1000 à 3000 Km occupent le tiers de la surface globale des fonds océaniques. Cette dorsale peut même être en contact avec les masses continentales.

Dans les océans jeunes tels l'océan Atlantique ou l'océan Indien la dorsale est à mi distance des masses continentales.

Alors que l'océan Pacifique (plus vieux), la dorsale est excentrée par rapport aux marges qui sont d'ailleurs toutes actives.

La mise en place des MORB dans l'océan atlantique, pacifique et indien trouve son origine à une source mantellique, la remontée magmatique peut être due aux mouvements de convections au niveau des sources magmatiques profondes.

## I- Modèles Pétrogénétiques des M O R B

Deux types de basaltes sont extrudés au niveau des dorsales océaniques:

- les **N-MORB** appauvris en éléments incompatibles avec des rapports **K/Rb, K/Ba** et **Zr/Nb** relativement élevés et des rapports  **$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$**  faibles;
- les **E-MORB** ou **T-MORB** (P comme plume ou panache) sont moins **appauvris** en éléments incompatibles et ont de forts rapports  **$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$** . Les autres rapports notamment sont plus **faibles** par rapport au **N-MORB**.

Ces deux types de magmas proviennent de sources différentes. Sources appauvris du manteau asthénosphérique pour les **N-MORB**.

La pétrogenèse des **E-MORB** implique, elle, l'intervention d'un composant **enrichi** tel un panache mantellique lié à un **point chaud**.

## 1- L'hétérogénéité des sources et leur mécanisme

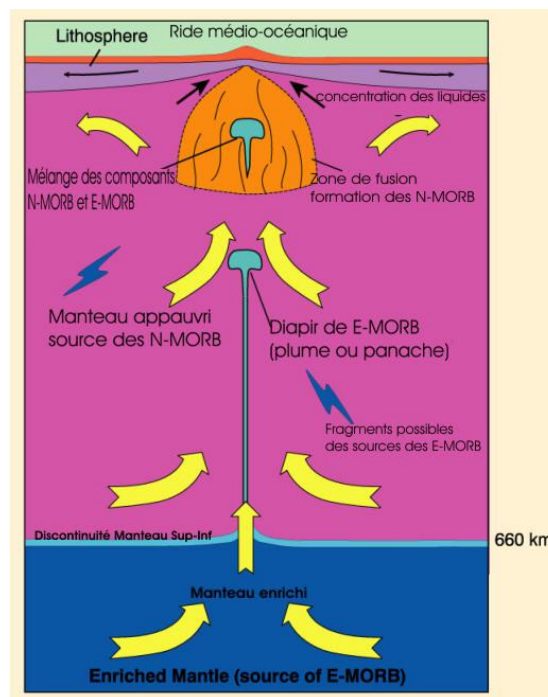
L'hétérogénéité des sources couplée aux mécanismes d'évolution des liquides générés lors de la fusion partielle du manteau asthénosphérique (cristallisation fractionnée, mélanges, profondeur de fusion, degré de fusion) sont autant de paramètres déterminants dans la pétrogenèse des MORB.

Les magmas parents des MORB prennent naissance par des processus de fusion polybarique au sein de diapirs mantelliques ascendants probablement à des profondeurs voisines de 60 km.

Lors de leur montée ils subissent des rééquilibrages avec les minéraux du manteau avant leur ségrégation et évolution indépendante. Celle-ci est en accord avec le fractionnement de  $Ol+Cpx+Opx$  à des pressions de 8 à 10kb (28-34km environ).

Les études isotopiques sont à la base des de l'implication de différents composants mantelliques dans les mécanismes de genèse des différents types de magmas (**fig.1**).

Les modèles développés par l'équipe Allègre dans les années 80 permettent de proposer des schémas basés sur des études faites sur les dorsales actuelles et impliquant des matériaux liés aux panaches mantelliques.



**Fig.1: Modèle pétrogénétique pour source des M O R B**

La première figure (gauche) montre que les **N-MORB** naissent par fusion partielle de réservoirs mantelliques homogènes et appauvris.

En revanche les E-MORB seraient les résultats de l'implication de "gouttes" provenant du manteau sous-jacent et isotopiquement hétérogène et différent de la source des N-MORB.

Ce réservoir serait le même que celui des **OIB (manteau inférieur)**.

Une autre composante pourrait impliquer des matériaux liés à une subduction et recyclés dans le manteau.

Les signatures géochimiques en éléments en trace ou en compositions isotopiques semblent aussi en liaison avec la dynamique magmatique sous la dorsale elle-même liée au taux d'expansion.

## **2-Dynamique de remontée des magmas**

Suite à des mouvements de convection mantelliques associées à une intrusion de fluides les magmas primaires remontent en surface. Ils vont former un réservoir magmatique profond.

Les cisaillements profonds (Zerka et al 2004) vont l'affecter et favoriser la remontée magmatique qui va par la suite alimenter une première source profonde.

L'élévation de pression et de température va permettre au magma de remonter vers une source superficielle.

L'augmentation de la pression et de la température dans cette source va favoriser des fractures. L'énergie dégagée va faire remonter le magma et crée en même temps des séismes qui sont le plus souvent de forte intensité qui peuvent provoquer la formation de tsunamis.

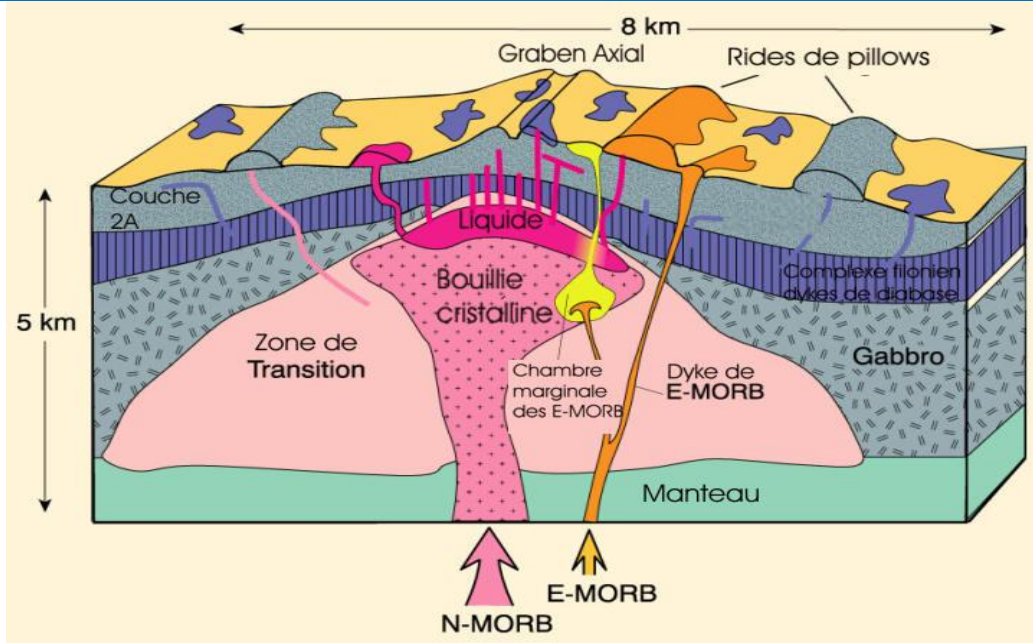
## II-Rôle des hétérogénéités mantelliques dans la genèse des MORB

### 1-Dans les dorsales rapides de type Pacifique

Dans cette configuration basée sur des études sismiques, bathymétriques et tomographiques une poche liquide en forme de champignon est située à 1.5 à 2.5 km sous le graben central.(fig.2)

Elle n'est large que de 3 à 4 km et épaisse d'à peine 1 km. Elle surmonte une zone de 6km de large environ correspondant à une bouillie cristalline et contenant une petite proportion de magma interstitiel.

- Les gabbros correspondent dans ce schéma à une consolidation de la bouillie cristalline au fur et à mesure de l'expansion et donc de l'éloignement de l'axe de la dorsale.
- Ce schéma (dorsale est-pacifique à 13°N) correspond à une coupe transversale située au milieu d'un segment de dorsale. La dorsale est pacifique étant formée, longitudinalement, par plusieurs segments limités par des zones de fractures. Chaque segment refléterait la répartition des sources mantelliques de fusion partielle.

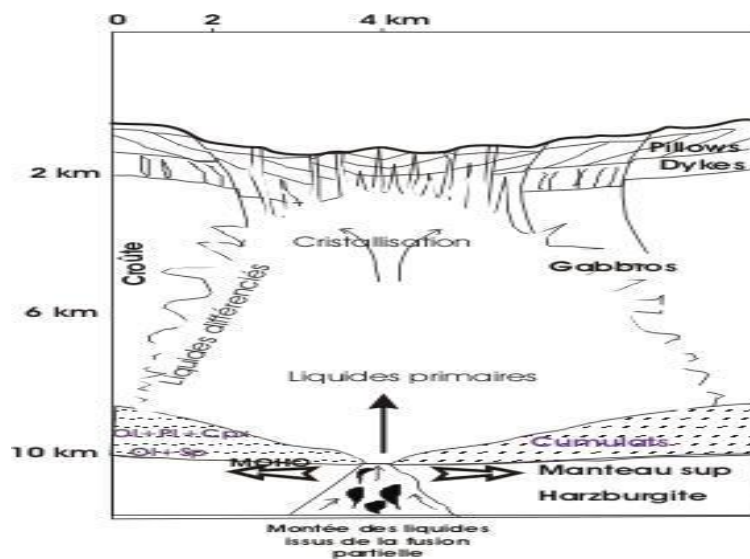


**Fig.2 : Arrivée et position en surface de N- MORB et E- M O R B dans les dorsales océaniques**

**2-Dans les dorsales lentes de type Atlantique**

Les magmas générés gonfleraient les réservoirs superficiels et formeraient des hauts topographiques. (fig.3)

Le volcanisme sous marin est à ce niveau très actif. Le graben central correspond alors à un effondrement tectonique comparable aux caldeiras des volcans aériens.



**Fig.3 : Rôle des hétérogénéités mantelliques dans la genèse des MORB : Etude expérimentale de la fusion partielle des proxénètes et des interactions magma/roche à haute pression**



Séisme océan Atlantique					Séisme océan Pacifique				
Année	Heure	Localisation Faille transformante	Magnitude Séisme	Profondeur (Km)	Année	Heure	Localisation Faille transformante	Magnitude séisme	Profondeur
Mars 2021	12.50	West chili	5.2	40 Km	20 juin 2021	17 :05	Sud d'océan pacifique	6.5	8.1 Km
20 Avril 2021	13 :49	Alaska	4.6	20 Km	21 juin 2021	11 :14	Iles Kermadec, Nouvelle – Zélande	6.0	27.0 Km
20juin 2021	20 :49	West Chili	3.4	114.1 Km					
20 Juin 2021	22 : 11	62 Km à l'ouest de las grullasmargen, Mexique	4.1	10.0 Km	21 juin 2021	07 :36	27 Km à l' WNW de puako, Hawaï	3.3	38.0 Km
21 Juin 2021	17 :45	68 Km ESE du parc national Denali, Alaska	2.0	120.0 Km	21 juin 2021	00 :10	Au large des cotes de l'Oregon	3.4	10.0 Km
21 Juin 2021	05 :09	5 Km WS de Manchester, Oklahoma	2.8	0.8 km					
21 juin 2021	04 :24	27 Km au SE de Tinogasta, Argentine	4.4	128.2 Km	21 Juin 2021	13 :39	169 Km au S de Tomohon, Indonésie	4.7	58.2 Km

**TAB. 1 : Séismes recensés au niveau des failles transformantes des océans durant le 1<sup>er</sup> trimestre 2021**

A partir des données sismiques de ce tableau on constate que les dorsales sont actives à nos jours et sur la sismicité est intensifiée dans le sud pacifique à cause des mouvements de convection qui ont pris de l'ampleur et qui favorisent la remontée magmatique donc dégagement d'énergie qui laisse les séismes se développer dans ces zones que sur des continents.



**Conclusion**

**Générale**

## Conclusion générale

Les failles transformantes sont rattachées à la tectonique cassante de très grande ampleur. Elles prennent position sur les fonds océaniques. Elles décalent la dorsale tous les 200 à 300 km. Et marquent les positions des rides medio océaniques.

Elles s'expliquent par une activité magmatique distincte en chaque point de la dorsale, ce qui entraîne des vitesses d'expansion différentes de chaque segment, Cependant, elles assurent une divergence uniforme sur une surface sphérique, celle du globe terrestre.

Une dorsale typique est composée d'une alternance de segments de crêtes (failles divergentes) séparées par des failles transformantes à angle droit des précédentes.

La déformation est localisée uniquement sur une frontière, le déplacement est le même tout le long de la partie active et la faille est parallèle au sens de déplacement global.

Les tronçons de ride océanique délimitent deux plaques qui s'écartent l'un d'autre. Le mouvement relatif entre les plaques est une divergence au niveau des tronçons de dorsale et un décrochement entre ces deux tronçons. Seule cette portion de l'accident topographique est donc sismiquement active.

les failles transformantes des rides océaniques sont (simplement) le témoin que l'ouverture océanique

Des décrochements parallèles à la direction de déplacement se développent et "strient" les fonds océaniques... mais ils ne sont pas actifs uniquement entre les tronçons de dorsales, car les plaques mobiles, à droite, se déplacent certes dans le même sens, mais à des vitesses différentes, donc avec un mouvement relatif, donc avec des failles actives.

En effet, la fracturation d'une plaque aboutit à deux plaques dont les lignes de côtes océaniques n'évoluent pas du fait de l'expansion océanique.

On a bien une vitesse linéaire d'expansion variable, nulle au centre de rotation et de plus en plus élevée quand on s'en éloigne

En effet, s'il est logique que les failles transformantes s'alignent suivant la direction du déplacement relatif des plaques, il n'y a pas de contrainte équivalente sur la crête elle-même, qui pourrait faire un angle quelconque avec cette direction sans que le déplacement n'entraîne d'incohérence mécanique.

Le tracé général des dorsales océaniques est hérité du processus de fragmentation de plaques, souvent contrôlé par des structures préexistantes.

De fait, lorsqu'une faille de direction quelconque s'ouvre et s'étire, elle tend à se résoudre en un système de failles transformantes parallèles au mouvement, entre lesquelles s'installent des systèmes d'effondrement autour de failles orthogonales, à l'origine des crêtes océaniques

Les failles transformantes sont des limites de plaque lithosphérique où il n'y a ni subduction ni création de lithosphère (limite conservative).

Elles sont situées en bordure de plaques tectoniques et découpent les dorsales perpendiculairement. Les frontières près de ce type de faille sont géologiquement actives (séismes, volcans...).

L'animation des mouvements lents mais permanents de l'asthénosphère vers la lithosphère dégage un flux de chaleur interne, qui en s'évacuant, induit des mouvements visqueux dans ses profondeurs, ce mouvement des plaques rigides lithosphériques situées à la surface du globe (entre 100 à 200 km de profondeur et la surface) : c'est ce qui est appelé la tectonique des plaques.

Ce sont ces mouvements entre plaques lithosphériques qui sont la principale force à l'origine des séismes

Un séisme est un mouvement de plaque Continentale ou océanique causé par dégagement d'une quantité importante d'énergie qui favorise l'arrivée d'ondes élastiques issues d'une même source.

Il est la conséquence de la rupture fragile de la roche au-delà du seuil de contrainte admissible.

La description d'un séisme nécessite deux facteurs descriptifs importants qui peuvent être :

- L'épicentre
- la magnitude
- L'intensité
- Le Foyer (ou Hypocentre)

Les ondes élastiques 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 la surface.

La vitesse de propagation et l'amplitude de ces ondes sont modifiées par les structures géologiques traversées.

Les ondes P ou ondes primaires sont des ondes de compression ou ondes longitudinales qui se propagent dans tous les milieux.

Les particules se déplacent selon des mouvements de dilatation et de compression avant arrière dans la direction de propagation de l'onde.

Les ondes S ou ondes secondaires sont des ondes de cisaillement ou ondes transversales; elles ne se propagent que dans les solides.

Le mouvement des particules s'effectue dans un plan vertical, perpendiculairement au sens de propagation de l'onde.

Les séismes se produisent sur des failles, qui sont des zones de plus faible résistance mécanique et qui sont donc plus propices à accommoder la déformation imposée par le mouvement relatif des plaques tectoniques.

La sismicité se concentre pour l'essentiel le long des frontières des grandes plaques tectoniques, là où les mouvements relatifs sont les plus importants.

Le volcanisme des rides médianes est presque partout sous-marin et ne donne de volcans subaériens que sur les parties où il émerge.

. Il convient de distinguer deux styles très différents d'éruptions :

- Les éruptions sous faible tranche d'eau (moins de 700-800 m), où les hydro-explosions sont possibles;
- Les éruptions sous grande profondeur d'eau (plus de 800 m), où l'expansion des gaz et les explosions volcaniques sont empêchées par la pression hydrostatique de l'eau de mer.

Les stratovolcans révèlent une forme classique qui est conique avec des flancs convexes et, au sommet, un cratère en forme d'entonnoir.

Les pentes (10 à 35°) et les altitudes des stratovolcans sont relativement importantes.

Les volcans fissuraux localisés dans des contextes extensifs, ils sont associés à des grandes fractures de l'écorce terrestre.

Les volcans boucliers sont formés par des éruptions successives de lave de nature basaltique qui, du fait de leur température élevée (1200°C à 1050°C) et de leur faible viscosité à l'émission, s'épanchent en coulées longues et peu épaisses, édifiant un large cône volcanique.

Les caractéristiques pétrographiques des MORB reflètent leur composition chimique et l'histoire de leur cristallisation.

Les textures observées témoignent du refroidissement rapide des magmas extrudés.

La cristallisation se déroule non loin des températures liquidus.

Le plagioclase et l'olivine forment les principaux phénocristaux, le Cpx et les oxydes sont incorporés à la mésostase dont la cristallisation s'effectue à l'eutectique. Les magmas tholéiitiques, dont ceux des MORB.

- Les olivines ont des compositions variant de Fo91 dans les picrites à Fo 70 dans les ferro-basaltes. Les cristaux sont parfois inhomogènes avec un zonage compositionnel témoignant de la variation compositionnelle du magma en probable relation avec des mélanges magmatiques;
- Les plagioclases sont généralement basiques avec des compositions allant d'An40 à An90.

- Les basaltes des dorsales lentes ont des plagioclases plus calciques (An<sub>75-92</sub>) que les basaltes des dorsales rapides (An<sub>56-88</sub>). Cela reflète probablement que les basaltes des dorsales rapides sont plus évolués que ceux des dorsales lentes;
- Les Cpx sont des diopsides ou des augites dont les compositions oscillent entre: Wo<sub>35-40</sub>En<sub>50</sub>Fs<sub>10-15</sub>.

**L'étude géochimique des RRE** a permis de mettre en évidence trois types de MORB :

- N-MORB : (**La/Sm**) **N < 1 ou 0.7**) avec des spectres à pente positive
- E-MORB : (**La/Sm**) **N > 1.8 ou 1**) avec des spectres à pente négative
- T-MORB : (des valeurs du rapport intermédiaires)

**La géochimie isotopique** des MORB montre qu'elles dérivent de sources hétérogènes car les valeurs des rapports isotopiques sont variables.

La différence entre MORB et OIB suggère que les MORB ont été produits par fusion partielle du manteau avec de faibles rapports Rb/Sr que les sources des OIB.

Les différents bassins océaniques montrent un certain nombre de points dont:

- les valeurs de mg# les plus fréquentes se situent entre 55 et 65.

Les valeurs de mg# calculées des liquides en équilibre avec les olivines mantelliques sont voisines de 70

- les processus d'évolution des magmas sous les dorsales doivent être différents selon la vitesse d'expansion.

La mise en place des MORB dans l'océan atlantique, pacifique et indien trouve son origine à une source mantellique, la remontée magmatique peut être due aux mouvements de convections au niveau des sources magmatiques profondes.

Deux types de basaltes sont extrudés au niveau des dorsales océaniques:

- les N-MORB appauvris en éléments incompatibles avec des rapports K/Rb, K/Ba et Zr/Nb relativement élevés et des rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr faibles;
- les E-MORB ou T-MORB (P comme plume ou panache) sont moins appauvris en éléments incompatibles et ont de forts rapports <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr. Les autres rapports notamment sont plus faibles par rapport au N-MORB.

Ces deux types de magmas proviennent de sources différentes. Sources appauvries du manteau asthénosphérique pour les N-MORB.

**La pétrogenèse des E-MORB** implique, elle, l'intervention d'un composant enrichi tel un panache mantellique lié à un point chaud.

Dans les dorsales rapides de type pacifique les magmas générés forment une poche liquide en forme de champignon est située à 1.5 à 2.5 km sous le graben central.

La dorsale est pacifique étant formée, longitudinalement, par plusieurs segments limités par des zones de fractures, chaque segment refléterait la répartition des sources mantelliques de fusion partielle.

Dans les dorsales lentes de type Atlantique les magmas générés gonfleraient les réservoirs superficiels et formeraient des hauts topographiques

Le volcanisme sous marin est à ce niveau très actif. Le graben central correspond alors à un effondrement tectonique comparable aux caldeiras des volcans aériens.

## REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- BACHELERY P. (1981)** – Le Piton de la Fournaise (Ile de la Réunion). Etude volcanologique structurale et pétrologique, 216p, Université de Clermont-Ferrand.
- BACHELERY P. (1999)** – Le fonctionnement des volcans boucliers- exemple des volcans de la Réunion et de la Grande Comore, Mémoire d’HDR, 250p, Université de la Réunion.
- BACHELERY P. & LENAT J.F. (1993)** – Le Piton de la Fournaise. – Mém. Soc. Géol. France, n° 163, pp 221-229.
- BARDINTZEFF J.M. (2010)** - Le grand livre des volcans du monde séismes et tsunami. Orphieédit., France, 155p.
- BONATTI E. & HARRISON C.G.A (1988)** – Eruption styles of basalt in oceanic spreading ridges and seamounts: effects of magma temperature and viscosity. *J. Geophys. Res.*, 93 (B4), 2967-2980.
- BOUYASSE P. (2014)** - Notes explicatives : carte géologique du monde version révisée de la 3e édition à l'échelle de 1:35 000. Commission de la carte géologique du monde ; IUGS ; UNESCO édit., Paris, 978-2-917310-24-3.
- BRYANT E. (2005)** - Natural Hazards, 2nd edn. (Cambridge University Press, Cambridge).
- BRYANT E. (2014)** – Tsunami: the Underrated Hazard, 3rd ed. (Springer Kindle), 222 p.
- CAYOL V., DIETERICH J.H., OKAMURA A.T., & MIKLIUS A. (2000)** – High magma storage rates before the 1983 eruption of Kilauea, Hawaii, *Science*, 288, 2343- 2345.
- COURTILLOT V.E., DAVAILLE A., BESSE J. & STOCK J. (2003)** –three distinct types of hotspots in the Earth’s mantle, *Earth planet. SC. Let*, 205, 3-4, 295-308.
- DARWIN C.R. (1842)** – The structure and distribution of coral reefs. Smith Elder and Co., Londres.
- DECKER R.W. and HADIKUSUMO D. (1961)** – Results of the 1960 expedition to the Krakatu. *J. Geophys. Res.*, 66, 3497-3511.
- DUNCAN R.A., MCDOUGALL I., CARTER M. & Coombs D.S. (1974)** – Pitcairn Island- another Pacific hotspot? *Nature*, 251: 679-682.
- FREY F.A., WISE W.S., GARCIA M.O., West H., KWON S.T. & KENNEDY A. (1990)** – evolution of Mauna Kea volcano, Hawaii: Petrologic and geochemical constraints on postshield volcanism, *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 95 (B2), 1271- 1300.
- FRITZ H.M., MOHAMMED F. & YOO J.** – Lituya Bay Landslide Impact Generated Mega-Tsunami 50th Anniversary. In CUMMINS P.R., SATAKE K. & KONG L.S.L “Tsunami Science Four Years after the 2004 Indian Ocean Tsunami” Birkhäuser Basel, 2009, pp. 153-175



**GILLOT P.Y., CORNETTE Y. & GUILLE G. (1992)** – Age (K-Ar) et condition d'édification du soubassement volcanique de l'atoll de Mururoa (Pacifique Sud) C.R. Acad. Sci. Paris, 314:393-399.

**GILLOT P.Y., LEFEVRE J.C. & NATIVEL P. (1994)** – Model for the structural evolution of the volcanoes of Réunion Island, Earth and Planetary Science Letters, 122, 291- 302.

**HADJOU DJ M. (2009)** – La morphologie des volcans sous-marins. Mém. Ingénieur d'Etat, Univ. Oran, 60p.

**HEINRICH P., MANGENEY A., BOUDON G. & ROCHE R. (1999)** – Modéliser un raz de marée créée par un volcan. La recherche, Mars 1999, pp 66-71.

**HERRON E.M. (1972)** – Sea Floor Spreading and the Cenozoic History of the East-Central Pacific. Geological Society of America Bulletin, 83: 1671-1692.

**JUTEAU T. & MAURY R. (2012)** – La croûte océanique: Pétrologie et dynamique endogènes. Vuibert edit., 598p.

**KANAMORI H. (1972)** – Mechanism of tsunami earthquakes. Physics of the Earth and Planetary interiors, 6,346-359.

**KIENLE J., KOWALIK Z. & MURTY T.S. (1987)** – Tsunami generated by eruptions from Mount St. Augustine Volcano, Alaska, Science, 36, 1442-1447.

**LATTER J.H. (1981)** - Tsunamis of volcanic origin: summary of causes, with particular reference to Krakatau, 1883. Bulletin Volcanologique 44, 467-490.

**LE FRIANT A. (2001)** – Les déstabilisations de flanc des volcans de l'arc des petites Antilles : Origines et conséquences. Thèse de doctorat, Université Paris, France.

**LENAT J.F & BACHELERY P. (1987)** – Dynamic of magma transferat Piton de la Fournaise volcano (Réunion Island, Indian Ocean), in Modeling of volcanic processes, edited by C.Y.e. Scarpa, pp 57-72.

**LIPMAN P.W. (2000)** – The central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework. Spec. Pap. - Geol. Soc. Am., 346, 9-71.

**MACDONALD R., HAWKESWORTH C.J. & HEATH E. (2000)** – The Lesser Antilles volcanic chain: a study in arc magmatism. Earth Science Reviews 49: 1-76.

**MINAKAMI T. (1960)** – Fundamental Research for predicting volcanic eruptions. Part 1: Earthquakes and crustal deformations originating from volcanic activities. Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univ., 38: 497-544.

**PETERSON D.W. & MOORE R.B. (1987)** – Geologic history and evolution of geologic concepts, Island of Hawaii, Volcanism in Hawaii, USGS Prof. Pap., 1350, 149- 189.

**POMEROL C., LAGABRIELLE Y., RENARD M. & GUILLOT S. (2011)** – Eléments de géologie, Dunod édit., p.334.

**SCHEFFERS A. (2004)** - Tsunami imprints on the Leeward Netherlands Antilles (Aruba, Curaçao, Bonaire) and their relation to other coastal problems. Quatern. Int. 120, 163-172.

**SATAKE K. & IMAMURA F. (1995)** - (eds.), Tsunamis 1992–1994: Their Generation, Dynamics and Hazard (Birkhäuser, Basel, 1995). 890p

**STOFFERS P., HEKINIAN R., ACKERMAN D., BINARD N., BOTZ R., DEVECY C.W., HANSEN D., HODKINSON R., JESCHKE G., LANGE J.E., SCHOLTEN J., SCHMITT M., SEDWICK P. & WOODHEAD J.D. (1990)** – Actif Point chaud de Pitcairn trouvé. *Marine Geol.* 95: 51-55.

**TALANDIER J. & KUSTER G.T. (1976)** - Seismicity and submarine volcanic activity in French Polynesia. *J. Geophys. Res.*, 81, 5, 936-948.

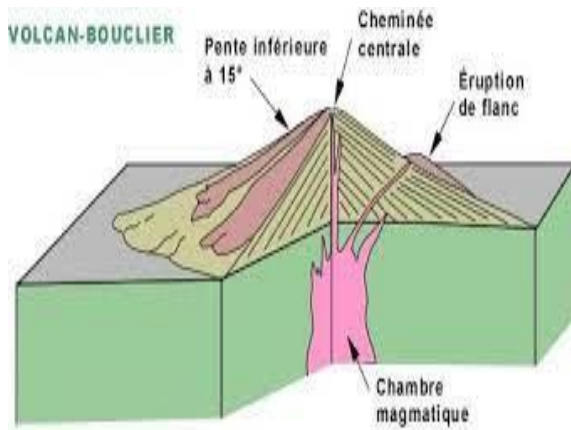
**TAZIEFF H. (1958)** – L'éruption 1957-1958 et la tectonique de Faial (Açores). *Soc. Belg. Geol. Bull.*, 67, 13-49.

**THORARINSSON S. (1964)** – Surtsey, the new island in the north Atlantic. *Almenna Bokafelagid*, Reykjavik, 64p.

**WATTS P. (1998)** - Wavemaker curves for tsunamis generated by underwater landslides. *J. Waterw. Port Coast. Ocean Eng.* 124, 127–137

## ANNEXE PHOTOS

*Planche 1* : Les volcans boucliers type « Islandais »



*Planche 2* : Les volcans boucliers type « Galápagos »

