

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

Les failles transformantes

Présenté par :

Sebih ilyes

Meddah Abdelkarim

Soutenu le :04/07/2021 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. MAHMOUDI. M	Maitre-assistant A	Université d'Oran 2	Examineur

Promotion : 2021

CITATIONS

Le succès c'est d'aller d'échec en échec sans perdre son enthousiasme.

[Winston Churchill]

C'est ce que nous pensons déjà connaître qui nous empêche souvent d'apprendre.

[Claude Bernard]

Est bon tout ce qui accroît la puissance. Est mauvais tout ce qui la diminue. Tout ce qui ne me tue pas me fortifie.

[Nietzsche]

Remerciements

Au terme de ce travail, nous tenons à remercier tous ceux qui, d'une façon ou d'une autre, ont contribué à l'élaboration de ce mémoire. Certains par leurs conseils et leurs connaissances scientifiques, d'autres par leur soutien et leurs présences dans les moments les plus pénibles.

Nos premiers remerciements vont aux membres du jury :

*Monsieur **A.SEDDIKI** qui nous fait l'honneur de présider ce jury. Soyez assuré de notre profond respect.*

*Monsieur **M.MAHMOUDI** Soyez chaleureusement remercié d'avoir accepté de faire, étudier et évaluer ce travail, et d'avoir bien voulu participer au jury de notre mémoire.*

*Nous tenons spécialement à exprimer notre toute profonde gratitude et nos sincères remerciements à notre encadreur **Mr.RACHID BENDOUKHA** pour tout le temps qu'il nous a consacré, sa grande disponibilité, ses précieux conseils et pour la qualité de son suivi durant toute la période de notre travail. Nous ne trouverons jamais les mots pour vous dire à quel point nous vous sommes reconnaissants pour votre encadrement scientifique, votre patience et votre enthousiasme à toute épreuve. Merci pour toutes vos discussions tellement enrichissantes, votre bonne humeur permanente et surtout votre confiance.*

Que tous ceux dont les noms n'ont pas été cités, ne se sentent pas oubliés, ils sont toujours dans nos pensées.

ABDELKARIM MEDDAH

ILYES SEBIH

Dédicaces

Je dédie ce mémoire à :

Tout d'abord, louange à Allah» qui m'a guidé sur le droit chemin tout au long du travail et m'a inspiré les bons pas et les justes reflexes. Sans sa miséricorde, ce travail n'aura pas abouti.

Mes très chers parents. En témoignage de ma reconnaissance envers le soutien, les sacrifices et tous les efforts qu'ils ont fait pour mon éducation ainsi que ma formation. Que le bon Dieu leurs protège et accorde une longue vie.

A mes chères frères AHMED et YAHIA

A mes chères sœur CHAHRAZED et LINDA

Mes oncles et mes tantes, sans oublier tout le reste de ma famille.

A mon binôme Ilyes pour son soutien moral aux moments difficiles et sur-tous pour ça patience.

Tous ceux qui m'ont accompagné et soutenu durant la réalisation de travail, en particulier mes chères ami(e)s, Youcef, Lidia, et Nabil

Abdelkarim

Dédicace

Je dédie ce modeste travail :

A mes chers parents pour leur soutien, leur patience, leur encouragement durant mon parcours scolaire et universitaire.

Leurs tendresse et amour ont fait de moi ce que je suis, sans oublier mes chers frères ainsi que ma famille.

A mon binôme Abdelkarim qui a partagé avec moi chaque instant de ce travail.

A vous mes amis qui m'aiment : Youcef, Lydia, Hanane, Ilyes, Anis ... qui m'ont toujours soutenu et encouragé durant mes années d'études.

Ilyes

Résumé :

Les mouvements de remontée du magma sont reconnus dans les fonds des océans pacifique et atlantique au niveau des failles transformantes.

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

Une faille transformante est une faille lithosphérique contrôlée par la cinématique globale, formant des zones déformées entre des plaques stables

Les tronçons de rides océaniques sont séparés par des failles transformantes car ces dernières sont nécessaires pour accommoder les différences de vitesse linéaire d'expansion des tronçons de dorsales.

Le mode formation des failles transformantes n'est pas aussi simple. Il débute d'abord par un modèle d'expansion simple (sans failles transformantes) avant de voir le modèle plus complet. Le tracé général des dorsales océaniques est hérité du processus de fragmentation de plaques, souvent contrôlé par des structures préexistantes.

La pétrographie des MORB et OIB révèle une paragenèse constituée d'olivine, de plagioclase et de pyroxène qui représente en général 90 à 95% du volume des basaltes océaniques.

Les éléments en traces et les terres rares ont permis de distinguer plusieurs types de MORB:

-Les MORB de type « N » (Normaux).

-Les MORB de type « E » (Enrichis).

- Les MORB de type « T » (Transitionnels).

Les MORB et les OIB sont liées à des structures internes. Leur mise en place nécessite 3 types de modèles qui discutent leur source.

Les OIB retrouvent leur origine à une source mantélique alors que les MORB ont une source plus superficielle

Les MORB auraient une source plus profonde que celle des OIB

La mécanique des plaques et de nombreux arguments géophysiques invoquent une organisation du manteau en vastes cellules de convection.

La dynamique convective interne, responsable du déplacement des plaques depuis les rides, se manifeste en surface par des points chauds.

Mot clés : failles transformantes – MORB – OIB - La lithosphère océanique-dorsale océanique-régime convectif.

MORB : Mid Ocean Ridge Basalt

OIB: Oceanic Island Basalts

Abstract

Magma surge movements are recognized in the depths of the Pacific and Atlantic oceans at the level of transforming flaws.

A typical ridge is composed of alternating ridge segments (divergent flaws) separated by transforming flaws at right angles to the previous ones.

A transforming flaw is a lithospheric flaw controlled by global kinematics, forming deformed areas between stable plates

The Sections of oceanic wrinkles are separated by transforming flaws as these are necessary to accommodate the differences in linear speed of expansion of the ridges sections.

The mode of formation of transforming flaws is not so simple. It starts with a simple expansion model (without transforming flaws) before seeing the more complete model. The general course of the oceanic ridges is derived from the process of plate fragmentation, often controlled by pre-existing structures

The petrography of MORB and OIB reveals a paragenesis made up of olivine, of plagioclase and pyroxene which generally represents 90 to 95% of the volume of oceanic basalts.

Trace elements and rare lands have made it possible to distinguish several types of MORB:

- MORB type "N" (Normal).
- MORB type "E" (Enriched).
- MORB type "T" (Transitional).

MORB and IBOs are linked to internal structures. Their implementation requires 3 types of models that discuss their source.

OIBs recover their origin from a mantle source while MORB finds it from a more superficial source

MORBs would have a deeper source than the OIBs

Plate mechanics and many geophysical arguments invoke an organization of the mantle into large convection cells.

The internal convective dynamics, responsible for the movement of the plates from the wrinkles, appear on the surface with hot spots.

Keywords: transforming flaws – MORB – OIB - The oceanic lithosphere - ocean ridge - convective regime

MORB : Mid Ocean Ridge Basalt

OIB: Oceanic Island Basalts

Plan de travail

I- Introduction.....	1
II-Le but du travail.....	2
III Historique	2
Chapitre II : Tectonique des failles transformantes.....	4
Introduction.....	4
I-Formation d'une faille transformante et transcurrente... ..	5
Définition	5
II-Les grands types de failles transformantes	6
1-Decrochement horizontal	6
2- coulissage des compartiments des failles transformantes	7
III-Géométrie des failles transformantes	10
Conclusion	12
Chapitre III : mode de formation des failles transformantes... ..	14
Introduction.....	14
1- Modèle "à plat" d'expansion océanique... ..	16
2-Exemples de failles transformantes.....	17
3-Formation des structures liées aux failles transformantes.....	25
A-Transformation et extension des failles transformantes.....	25
B-Structure liée aux failles transformantes	27
Conclusion	28
Chapitre IV : Géochimie des MORB	31
Introduction.....	31

I-Les éléments en traces dans les MORB.....	32
1-Les éléments alcalins et alcalino-terreux	32
2-Les MORB de type «N»	32
3-Les MORB de type E	33
II-Les terres rares	34
Introduction.....	34
1-Distribution des rapports Ta/La, Nb/Zr, Th/U dans les MORB.....	34
2-Distribution des rapports La/Ta. Th/Ta dans Les OIB.....	35
3-Distribution des rapports La/Sm, Ce/Yb, La/Yb dans les MORB du type «N» ..	36
4-Distribution du rapport Ce/Yb dans les MORB de type «E»	36
5-Distribution du rapport La/Yb, Yb/Ce MORB de type «T»	37
6-Distribution du rapport Ce/Yb, La/Sm dans les OIB tholeitiques.....	37
Conclusion	38
Chapitre V : Contexte géodynamique... ..	39
Introduction.....	39
1. premier modèle	39
2. deuxième Modèle... ..	40
3. troisième Modèle	41
4. Régime convectif.....	42
Conclusion générale.....	43
Annexe.....	46
Référence bibliographie.....	53

Liste des figures

Fig 1 : Principales dorsales océaniques	1
Fig 2 :Faille transformante	4
Fig 3: Progression d'une dorsale... ..	6
Fig 4 : décrochement horizontal.....	6
Fig5 : Coulissage horizontal des compartiments au niveau des failles transformantes.....	7
Fig 6: modèle expliquant la formation d'une faille transformante.....	14
Fig. 7 : Modèle "à plat" d'expansion océanique.....	16
Fig. 8 : Fractures océaniques dans l'Atlantique central	18
Fig. 9 : Failles transformantes au large de côtes Ouest-africaines.....	18
Fig. 10: Failles transformantes en limites orientale et occidentale de la plaque arabique.....	20
Fig. 11 : Plaque arabique, faille du Levant et faille Ouest-indienne.....	20
Fig. 12 : Faille transformante de San Andrea.....	21
Fig. 13 : Californie et faille de San Andrea	22
Fig. 14 : Failles transformantes de la plaque Scotia.....	23
Fig. 15 : La plaque Scotia	23
Fig. 16 : La faille alpine néo-zélandaise, relais transformant fosse-fosse.....	24
Fig. 17 : Limite Australie / Pacifique au voisinage de la Nouvelle-Zélande.....	25
Fig. 18 : Transformation d'une extension en alternance de failles transformantes	26

Fig. 19 : formation de structure de bassin au niveau des failles transformantes	28
Fig. 20 : Spectre élargie des MORB et OIB	34
Fig. 21 : distribution Ce/Nb en fonction de Ce	37
Fig. 22 : Mouvement de convection dans le manteau.....	40
Fig. 23 : Source mantellique alimentant N-MORB et E-MORB.....	41

Liste des tableaux

Tableau 1 : Analyses chimiques des provinces tholeitiques continentales.

Tableau 2 : concentration (en ppm) en éléments incompatibles de MORB et d'OIB.
(in Gautier I, 1987)

Tableau 3 : concentrations (en ppm) en éléments de la première série de transition de MORB et d'OIB (in Gautier I, 1987).

Tableau 4 : concentration (en ppm) et rapports en REE de MORB et d'OIB .
(La/Yb) : rapport La/Yb normé aux valeurs chondritiques. (in Gautier I, 1987).

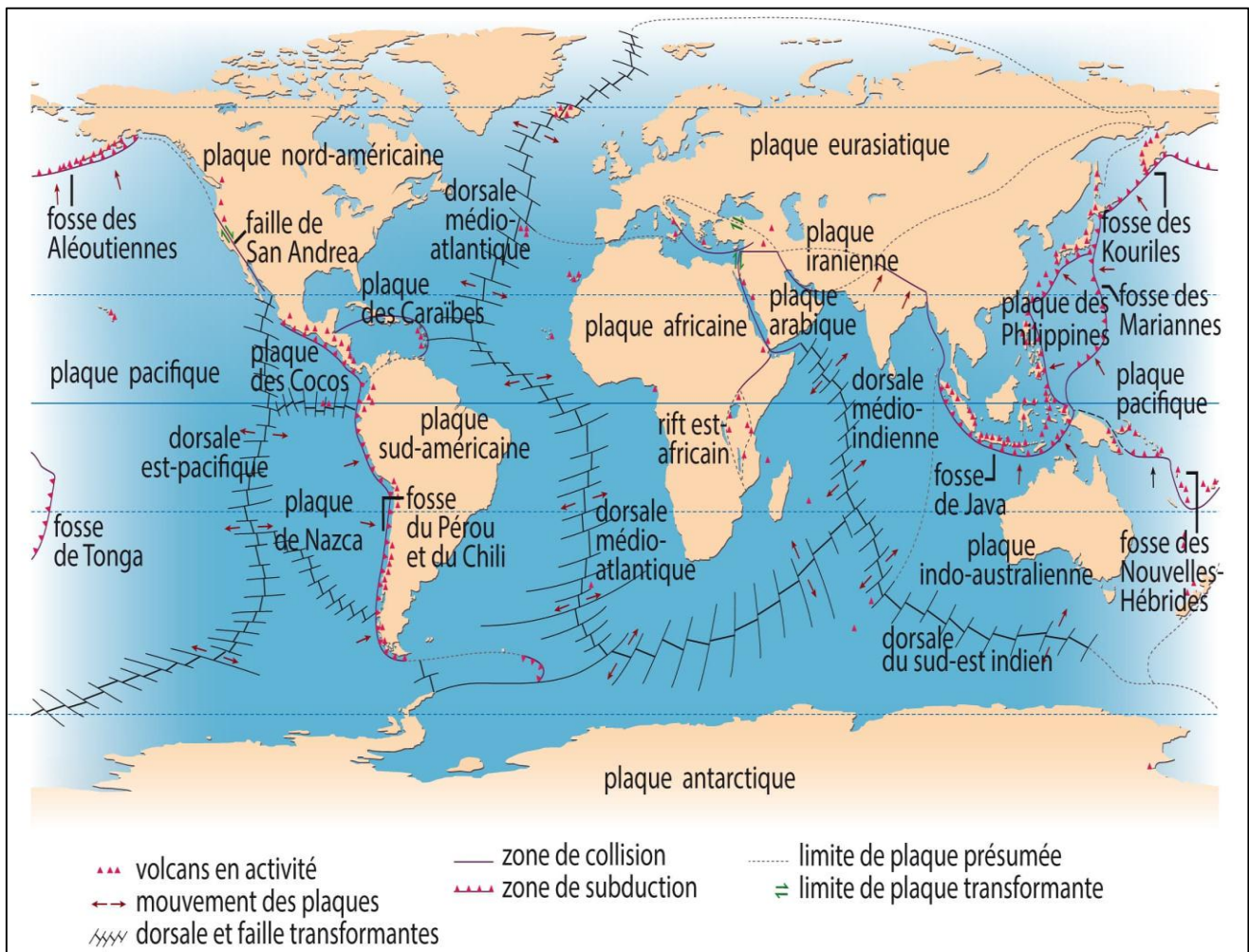
Chapitre I:

Généralités

I- Introduction

Les mouvements de remontée du magma 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**

Ces failles transformantes occupent l'ensemble des océans et délimitent des couloirs aux milieux des océans (dorsale médio atlantique, dorsale médio pacifique, dorsale médio indienne, dorsale du sud - est indien). **(Fig1)**



• **Fig 1 : Principales dorsales océaniques (Background map: NGDC World Coast Line data)**

II- But du travail :

Notre travail consiste à :

- Décrire le type de tectonique cassante qui favorise les remontées magmatiques
- Discuter le contexte géodynamique des dorsales medio océaniques
- Discuter le volcanisme des dorsales
- Présenter les deux types de dorsale et leur mode de formation
- Donner les caractéristiques pétrographiques des dorsales océaniques
- De présenter la géométrie des failles transformantes
- De mettre en évidence la formation et le type de faille transformante
- D'expliquer le coulissage des compartiments des failles transformantes
- De discuter la relation qui pourrait exister entre les failles transformantes et la dorsale

III- 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.

Dès 1935 des études poussées ont été réalisées dans les dorsales océaniques plus particulièrement au niveau des failles transformantes.

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.

Chapitre I : Généralités

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'accroissent 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* » (*transform fault*) sur la base d'observations géométriques à l'échelle locale et globale dans deux articles publiés les 24 juillet et 22 octobre 1965.

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 position des rides medio océaniques (Fig 2).

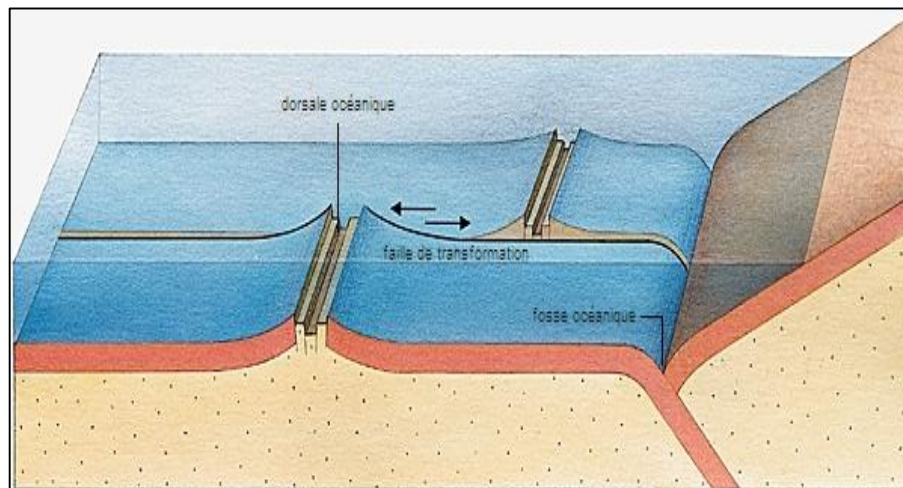


Fig 2 : Faille transformante

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 transformante et transcurrente :

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 :

Il s'agit de 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.

• Une faille transformante :

Une faille transformante, parallèle au déplacement relatif des plaques, relie donc deux axes d'expansions où la croûte océanique se forme autour de crêtes sensiblement perpendiculaires à cette faille transformante (**Fig 3**).

Du point de vu expansion les vitesses sont plus rapides. Les dorsales se résolvent souvent en des failles d'expansion se chevauchant, sans failles transformantes.

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.

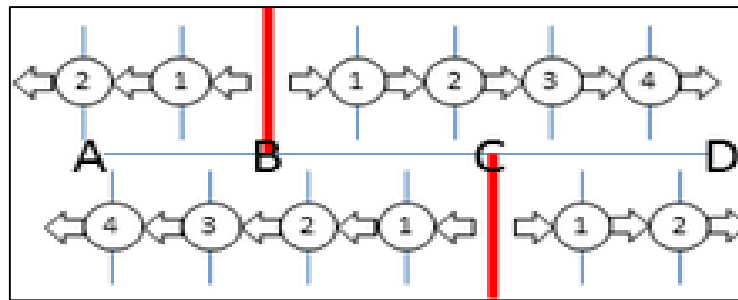


Fig 3: Progression d'une dorsale.

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 est la même, et donc la longueur du segment [BC] de faille transformante active séparant les deux crêtes tend à rester constante au cours du temps.

II-Les grands types de failles transformantes :

1-Décrochement horizontal :

Un décrochement est une faille sub verticale à rejet horizontal. Une telle faille délimite donc deux compartiments ayant connus un mouvement relatif le long de leur limite sans déplacement vertical de l'un par rapport à l'autre.(**Fig 4**)

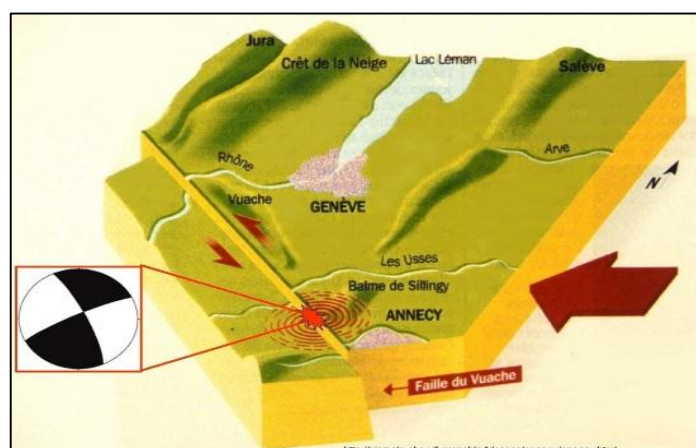


Fig 4 : décrochement horizontal (2010 [LGIT](#) et rapport BRGM R 39029)

2- coulissage des compartiments des failles transformantes :

Le sens de déplacement relatif peut être déterminé à l'affleurement par la recherche sur les miroirs de failles de marqueurs tels que marches d'escalier, cristallisations, stries, stylolithes...

À l'affleurement ou sur carte, on peut aussi rechercher des marqueurs tels que des crochons ou objets géologiques interrompus et décalés par la faille (galet, couche repère, formation, pli...).

En l'absence de critère certain, ou du fait qu'on observe un état final pouvant résulter d'une succession de déplacements, on peut parler de rejet ou déplacement apparent (**Fig 5**).

En se positionnant sur l'un des compartiments supposé fixe, on parle de décrochement dextre lorsque l'autre compartiment a eu un déplacement relatif vers la droite, et de déplacement senestre lorsque que le déplacement relatif est vers la gauche.

Le sens de mouvement relatif (dextre ou senestre) ne change pas quel que soit le compartiment sur lequel se place l'observateur, choisissez votre compartiment sans souci, le résultat est le même.

Les mouvements relatifs essentiellement décrochant peuvent être détecté et/ou mis en évidence par l'étude de paysages et de cartes topographiques et géologiques.

Pour les failles actives cartographiées, le mécanisme au foyer des séismes permet, si nécessaire, de déterminer le caractère dextre ou senestre de la faille.

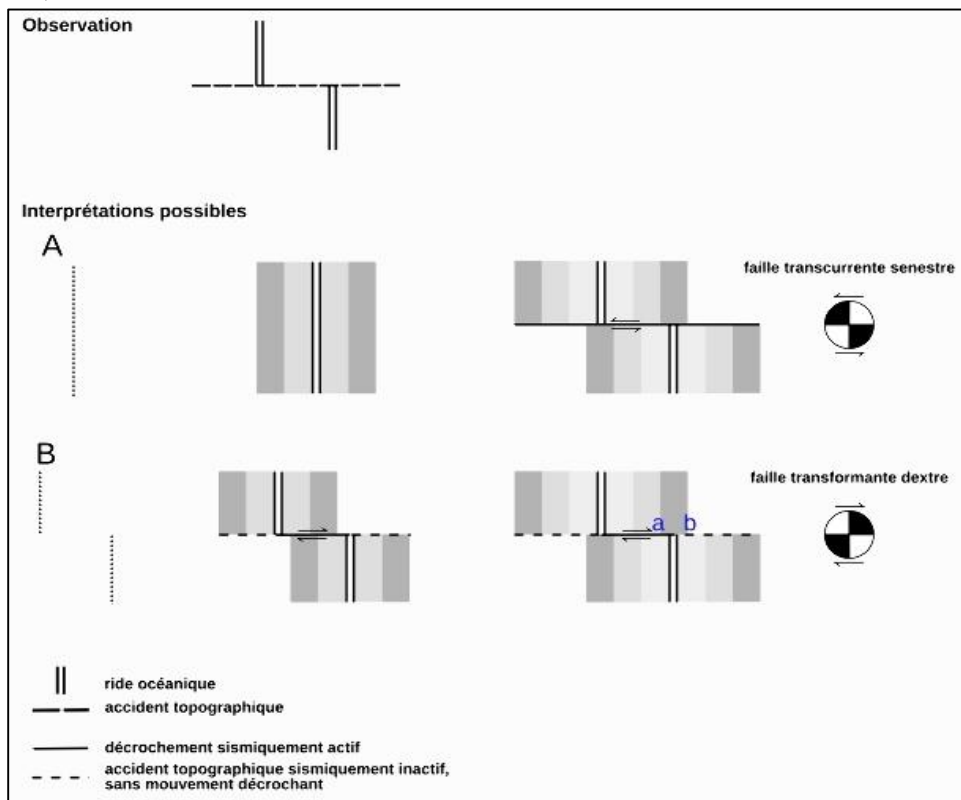


Fig 5 : Coulissage horizontal des compartiments au niveau des failles transformantes (2013 Olivier Dequincey)

Chapitre II : Tectonique des failles transformantes

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 (*offset*) 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 affectant des failles de l'Atlantique central que Sykes montre en 1967 que les décrochements observés jouent selon le sens opposé 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 types de limite de plaque, les deux autres types, plus précocement reconnus comme tels, étant :

- les **rides océaniques**
- les **zones de subduction (/collision)**

III-Géométrie des failles transformantes :

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.

De cette géométrie sphérique découle deux propriétés intéressantes.

Chapitre II : Tectonique des failles transformantes

- 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.
- 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'isolatitude eulérienne, permettant la détermination des pôles eulériens.

Pour certains (espérons-le, de plus en plus rares), les tronçons de rides océaniques sont séparés par des failles transformantes car ces dernières sont nécessaires pour accommoder les différences de vitesse linéaire d'expansion des tronçons de dorsales.

Cela découle d'une mauvaise interprétation de la vitesse linéaire lors du passage à un modèle d'expansion "à plat".

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" ou bien sont prises en relais par des failles de type transformante.

Conclusion :

Les failles transformantes sont rattachées à la tectonique cassante de très grande ampleur. Elles prennent position sur les fonds océaniques.

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

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
- Une faille transformante

Du point de vue expansion les vitesses sont plus rapides. les dorsales se résolvent souvent en des failles d'expansion se chevauchant, sans failles transformantes.

La vitesse de séparation des plaques étant la même de part et d'autre de la faille transformante Un décrochement est une faille sub verticale à rejet horizontal.

En définitive, en l'absence de critère certain, ou du fait qu'on observe un état final pouvant résulter d'une succession de déplacements, on peut parler de rejet ou déplacement apparent.

En se positionnant sur l'un des compartiments supposé fixe, on parle de décrochement dextre lorsque l'autre compartiment a eu un déplacement relatif vers la droite, et de déplacement senestre lorsque que le déplacement relatif est vers la gauche.

Le sens de mouvement relatif (dextre ou senestre) ne change pas quel que soit le compartiment sur lequel se place pour les failles actives cartographiées, le mécanisme au foyer des séismes permet, si nécessaire, de déterminer le caractère dextre ou senestre de la faille.

Deux interprétations sont possibles aux observations des fonds océaniques. À partir d'une ligne de fracturation initiale continue, se développe une dorsale océanique séparant deux plaques (gauche et droite).

- Les tronçons de ride océanique sont sur deux ensembles distincts, comportant chacun deux plaques, qui coulissent l'un par rapport à l'autre le long de l'accident topographique observé.

Chapitre II : Tectonique des failles transformantes

- 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.

Une faille transformante est l'un des trois types de limite de plaque, les deux autres types, plus précocement reconnus comme tels, étant :

- les rides océaniques
- les zones de subduction (/collision).

Les failles transformantes des rides océaniques sont 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" ou bien sont prises en relais par des failles de type transformant.

Chapitre III:

Mode de formation des failles transformantes

Introduction

Le mode formation des failles transformantes n'est pas aussi simple. Il débute d'abord par un modèle d'expansion simple (sans failles transformantes) avant de voir le modèle plus complet.

La formation d'une faille transformante peut être attachée à deux modèles (**Fig 6**).

- **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.

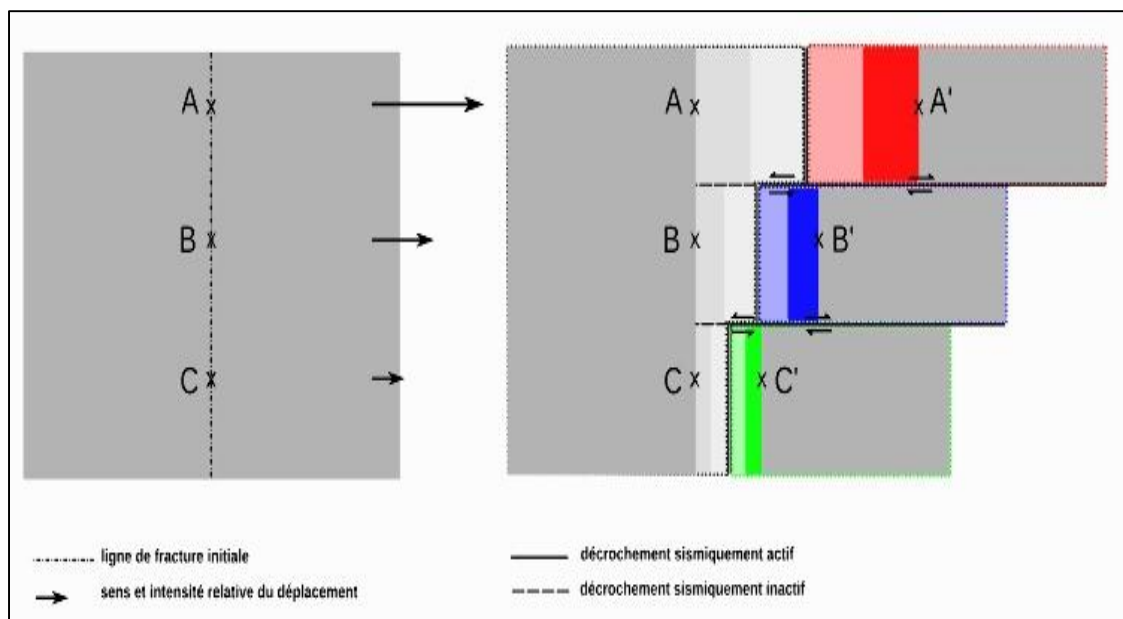


Fig 6: modèle expliquant la formation d'une faille transformante (2013 Olivier Dequincey)

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.

Chapitre III : mode de formation des failles transformantes

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.
- 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.

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.

La ligne de côte "droite" est redessinée au fur et à mesure de l'expansion.

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.

Le 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.

1- Modèle "à plat" d'expansion océanique :

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.

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.

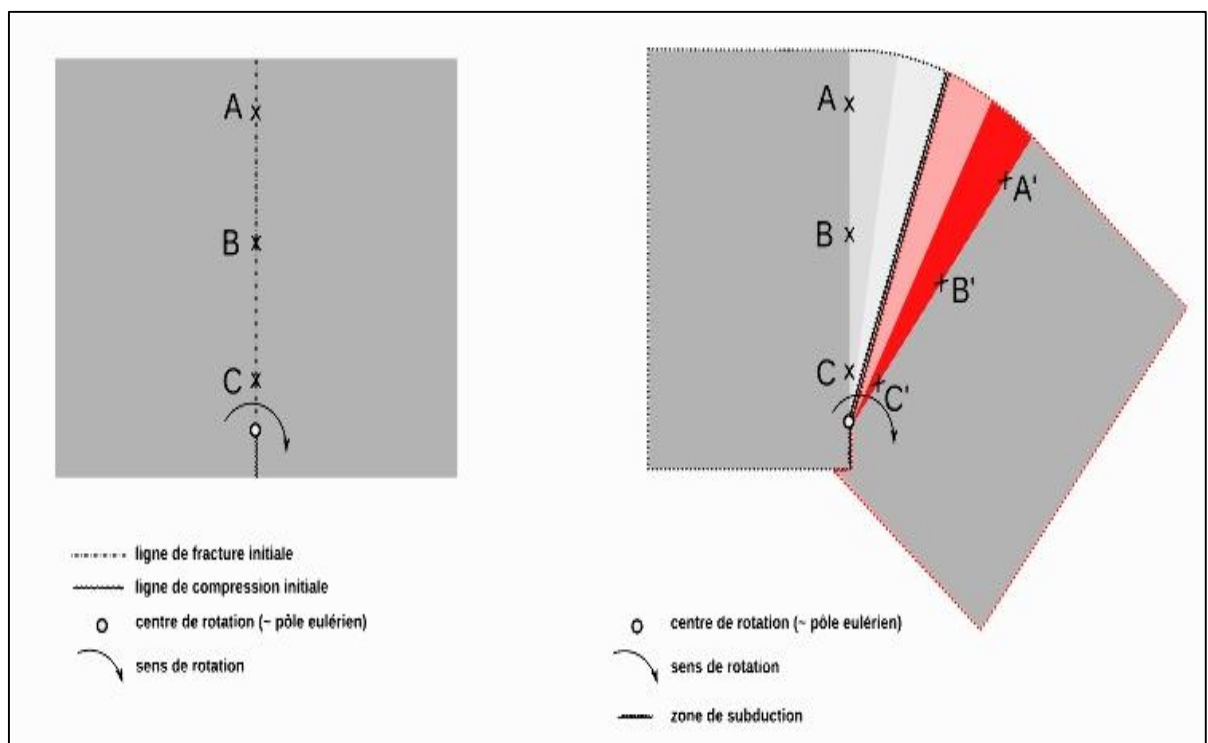


Fig 7 : Modèle "à plat" d'expansion océanique (2013 Olivier Dequincey)

Chapitre III : mode de formation 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, une zone de subduction/collision est présente "sous" le pôle de rotation.

- 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).
- Les 3 trois tronçons de dorsale reflètent les trois tronçons initiaux de fracturation.

C'est au niveau des relais que sont présentes les failles transformantes, actives entre les tronçons de ride océanique, sous forme de traces au-delà.

On retrouve le "découpage" initial des côtes qui permet la reconstitution du "puzzle" initial.

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

2- Exemples de failles transformantes :

- Afin de mettre en évidence l'ensemble des modèles expliquant le mode de formation des failles transformantes il nous a été utile et important de citer quelques exemples de failles transformantes (Fig. 8...19) permettant d'illustrer les différents types de relais : entre limites divergentes, ride-ride (*ridge-ridge*), entre limite divergente et limite convergente ride-fosse

Chapitre III : mode de formation des failles transformantes

- (*ridge-trench*) ou ride-collision, entre limites convergentes et fosse-fosse (*trench-trench*) ou fosse-collision voir collision-collision.



Fig 8 : Fractures océaniques dans l'Atlantique central (2013 Google earth)

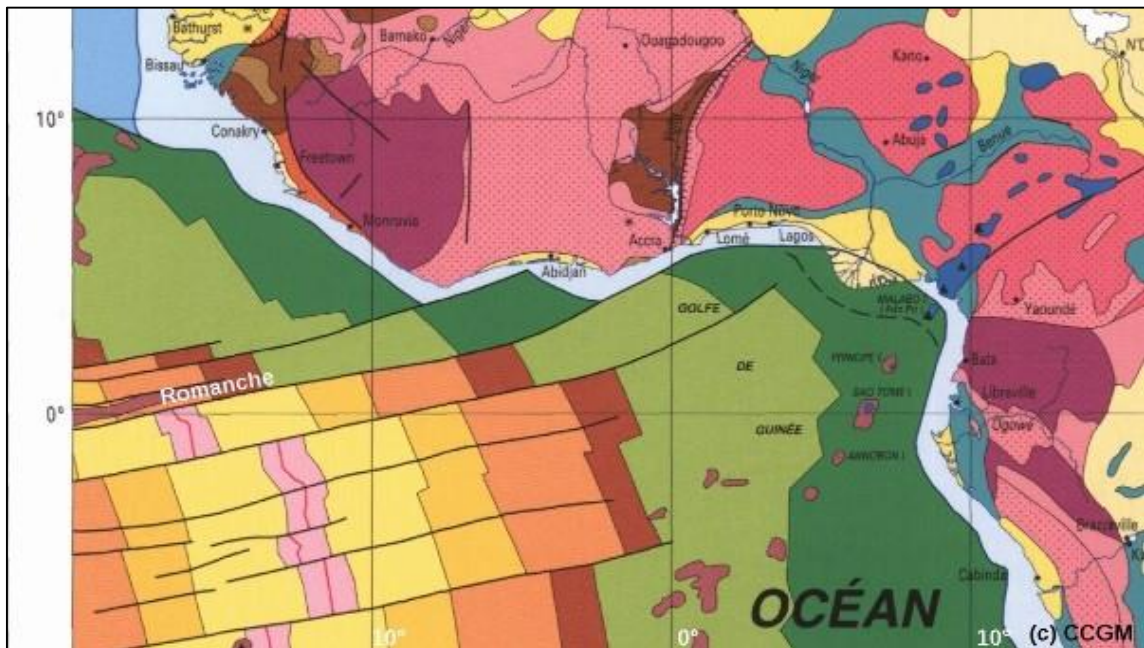


Fig 9 : Failles transformantes au large de côtes Ouest-africaines (2000 CCGM)

Chapitre III : mode de formation des failles transformantes

De grandes stries parallèles zèbrent le fond de l'Atlantique central, entre les côtes brésiliennes et africaines, ce sont les traces de failles transformantes *sensu lato*.

Sur la carte géologique on voit bien que ces failles décalent des tronçons de rides océaniques.

Sur les fonds océaniques, on distingue les failles transformantes *sensu stricto*, failles sismiquement actives, séparant deux plaques tectoniques entre deux tronçons de dorsale, de leurs parties sismiquement inactives séparant des fonds océaniques des fonds océaniques d'âges différents appartenant à la même plaque tectonique.

Le relief observable le long des failles transformantes *sensu lato* (parties actives et prolongements) s'explique en partie du fait de la différence d'âge entre les lithosphères présentes de part et d'autre, du fait de leur évolution thermique qui entraîne l'accroissement de la profondeur du plancher océanique au cours du temps.

D'autres phénomènes modulent la topographie le long de ces failles.

Ces failles sont des zones de fractures privilégiées de circulation hydrothermale, ce qui peut accélérer le refroidissement (donc augmenter la profondeur) de certaines portions de plancher océanique à leurs bordures.

Le plancher océanique peut être réchauffé (et donc "réhaussé") par contact lors de son passage en bout de ride océanique, active et "plus chaude".

* De plus, vers les extrémités des tronçons de dorsale, des épanchements volcaniques peuvent avoir lieu (en bout de tronçon de ride océanique, ou du fait de connexions entre chambre magmatique et faille transformante).

Dans la partie active, de légères sinuosités et/ou une déviation de la direction du mouvement des plaques peut entraîner des phénomènes locaux de transpression (mouvement décrochant avec une légère composante en convergence) avec formation de chaînes de reliefs, ou de transtension (mouvement décrochant avec une légère composante en divergence) avec formation de bassins en *pull-apart*, ou rhombochasmes.

Chapitre III : mode de formation des failles transformantes

- Relais ride-zone de collision (ex-fosse) en milieu océanique et continental : faille du Levant et faille Ouest-indienne :

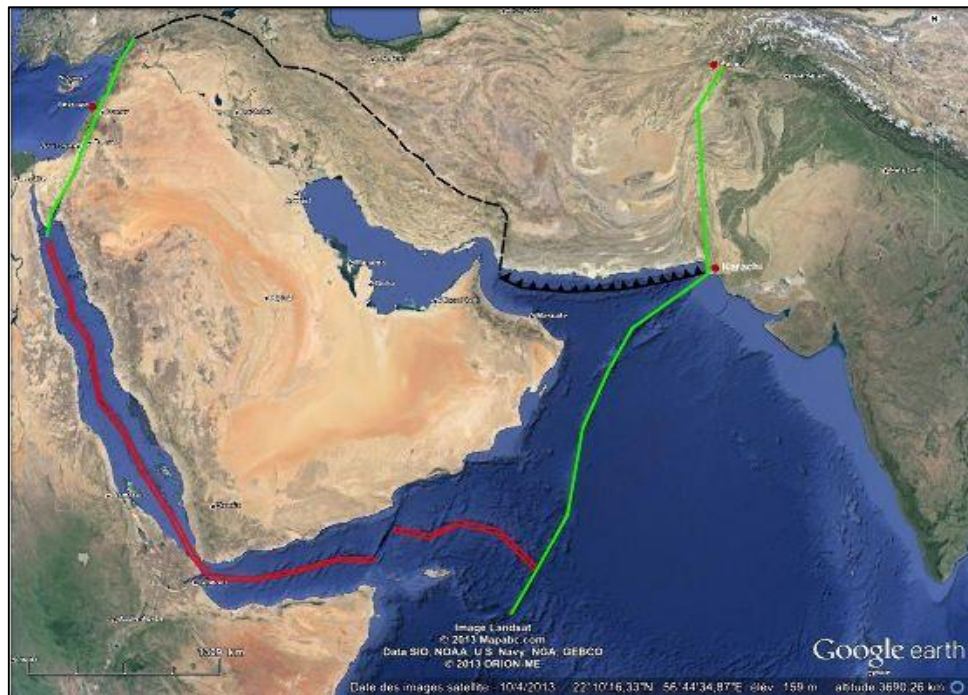


Fig 10: Failles transformantes en limites orientale et occidentale de la plaque arabe (2013 Google earth, modifié)

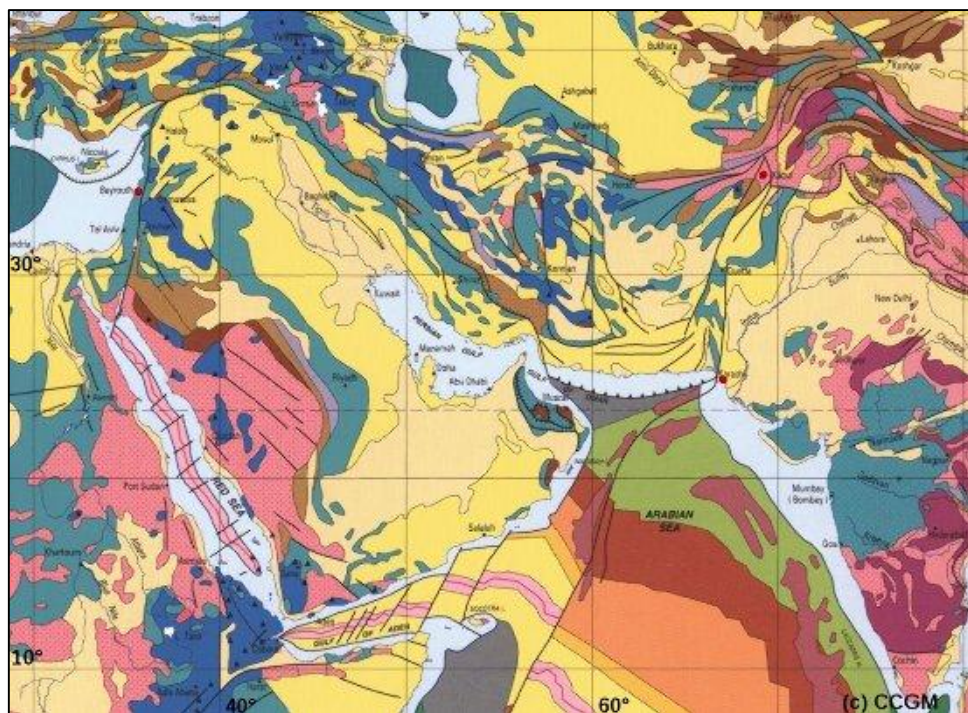


Fig 11 : Plaque arabe, faille du Levant et faille Ouest-indienne 2000 [CCGM](#)

Chapitre III : mode de formation des failles transformantes

La plaque arabique est délimitée au Sud par des rides océaniques, au Nord par une zone de collision et une zone de subduction et par deux failles transformantes sur ses bordures Ouest (faille du Levant) et Est (faille transformante Ouest-indienne).

La faille du Levant est essentiellement continentale à part dans le golfe d'Aqaba. La faille Ouest-indienne est majoritairement océanique et "devient" continentale au Pakistan dont elle explique en partie la sismicité actuelle.

Le long de la faille du levant se développent des bassins en *pull-apart*, ou rhombochasmes, bien connus que sont la Mer Morte et le lac de Tibériade.

- **Relais ride-ride à ne pas manquer : Californie et faille de San Andrea :**

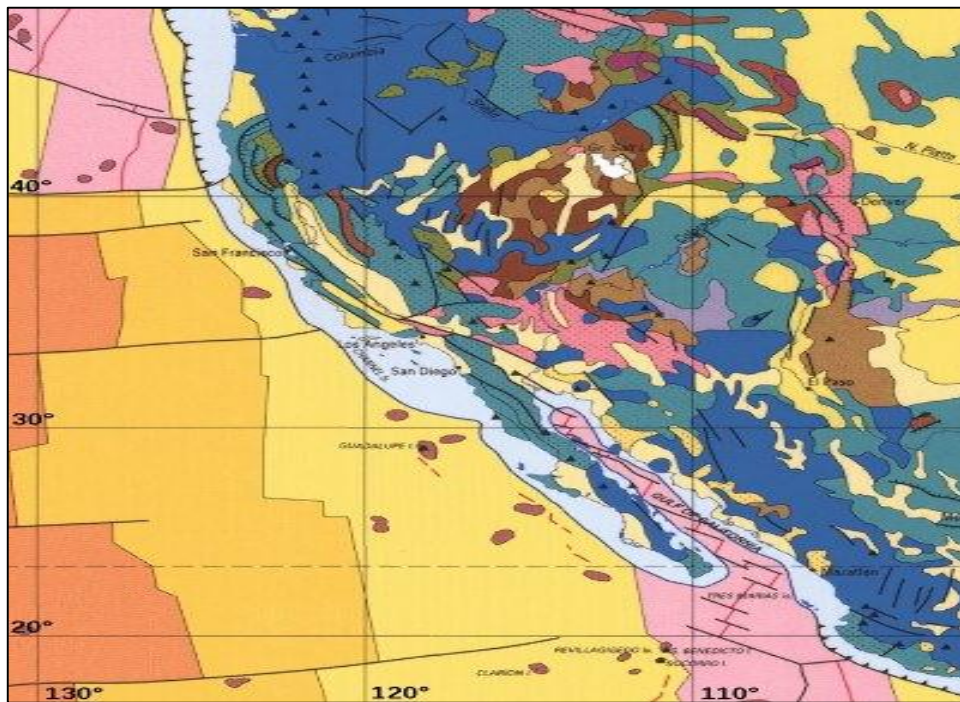


Fig 12 : Faille transformante de San Andrea (2000 [CCGM](#))



Fig 13 : Californie et faille de San Andrea (2013 USGS / Google earth)

Quatre plaques sont présentes, la plaque Pacifique à l'Ouest, la plaque Nord-américaine à l'Est ainsi que deux micro-plaques au Nord (Juan de Fuca) et au Sud (Cocos), vestiges d'une ancienne plaque tectonique dénommée Farallon. Presque continue en Californie "terrestre", la faille de San Andrea est composée de nombreux segments séparés de petits tronçons de ride océanique dans la baie de Californie.

On a ici deux exemples de points de jonction triples : Pacifique - Juan de Fuca - Amérique du Nord et Pacifique - Cocos - Amérique du Nord.

Cette faille "mythique" est sous haute surveillance. Une ancienne image de la semaine présente cette faille de San Andrea vue d'avion au-dessus du Carrizo Plain National Monument. En suivant cette faille à terre, on trouve de nombreux petits bassins en *pull-apart*.

- Relais ride-fosse : la plaque Scotia :

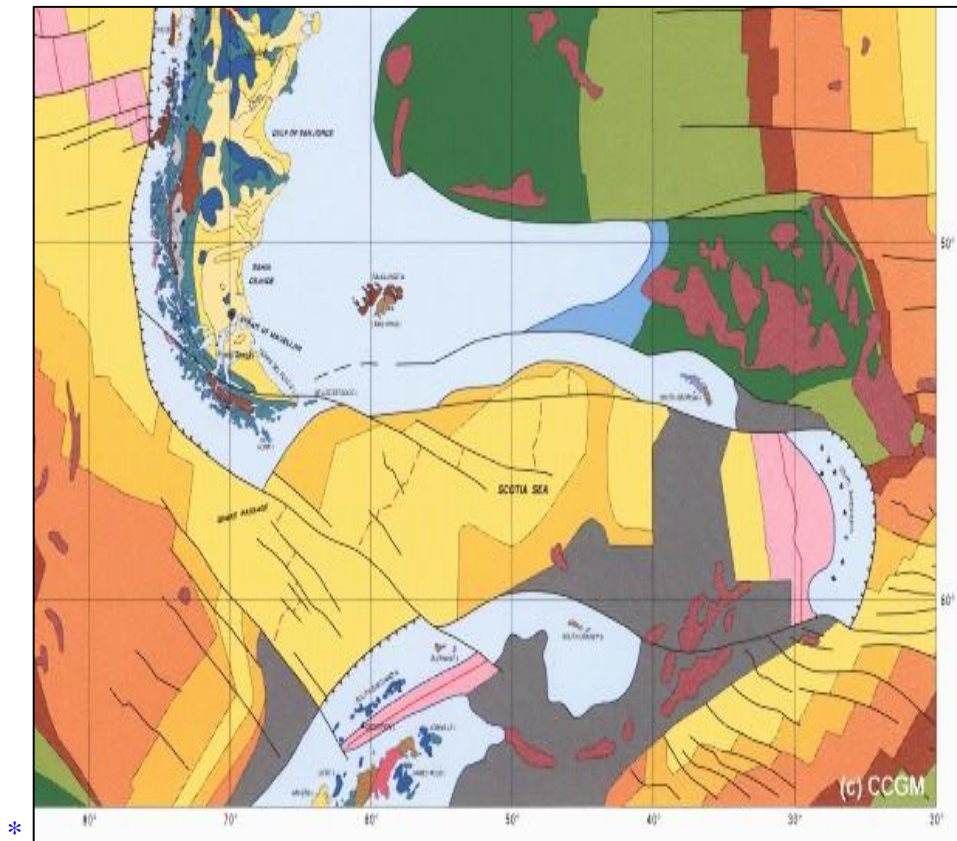


Fig 14 : Failles transformantes de la plaque Scotia (2013 USGS / Google earth)

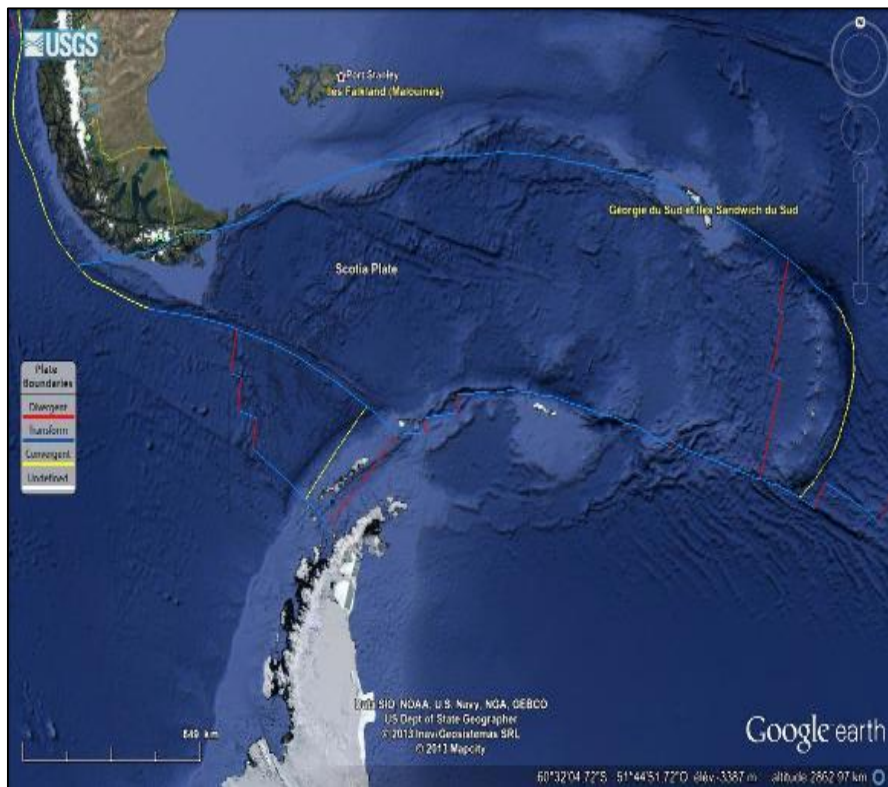


Fig 15 : La plaque Scotia (2000 [CCGM](#))

On peut voir deux failles transformantes au Nord et au Sud de la plaque Scotia entre, à l'Ouest, la zone de subduction de la plaque Antarctique sous la pointe de l'Amérique du Sud puis sous Scotia plus au Sud (point triple) et, à l'Est, la ride océanique orientale de la plaque Scotia. Notons l'existence d'une micro-plaque entre la dorsale orientale de la plaque Scotia et la fosse de subduction Amérique sous Scotia, micro-plaque délimitée elle aussi par deux failles transformantes pour ses limites Nord et Sud.

- **Relais fosse-fosse : Caraïbes et faille alpine néo-zélandaise :**

Un exemple de réseau de failles transformantes de type fosse-fosse déjà évoqué est la limite Nord de la plaque Caraïbes dont il est question lors des séismes d'Hispaniola (Haïti / République dominicaine) comme ce fut le cas, par exemple en janvier 2010 en Haïti dans ce contexte tectonique particulier des Caraïbes.

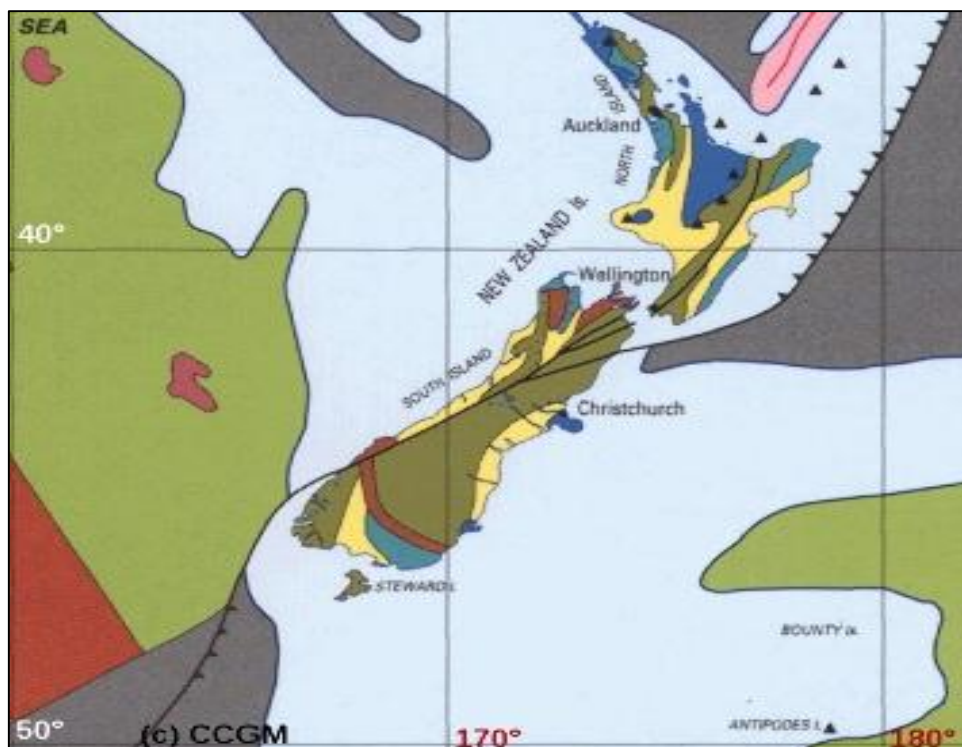


Fig 16 :La faille alpine néo-zélandaise, relais transformant fosse-fosse (2000 [CCGM](#))



Fig 17 : Limite Australie / Pacifique au voisinage de la Nouvelle-Zélande (2013 USGS / Google earth)

Un exemple moins classique de faille transformante est la limite entre les plaques Pacifique et Australie au voisinage de la Nouvelle Zélande. La limite entre la plaque australienne, au Nord et à l'Ouest, et la plaque Pacifique, au Sud et à l'Est, est une fosse de subduction de l'Australie sous le Pacifique au Sud de la Nouvelle-Zélande, est de type transformant en Nouvelle-Zélande et prend alors le nom de faille alpine (*Alpine Fault*) traversant les Alpes de l'île Sud, puis repasse au Nord à une fosse de subduction mais, ici, du Pacifique sous l'Australie.

3- *Formation des structures liées aux failles transformantes :*

A-Transformation et extension 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.

Chapitre III : mode de formation des failles transformantes

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.

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 18**).

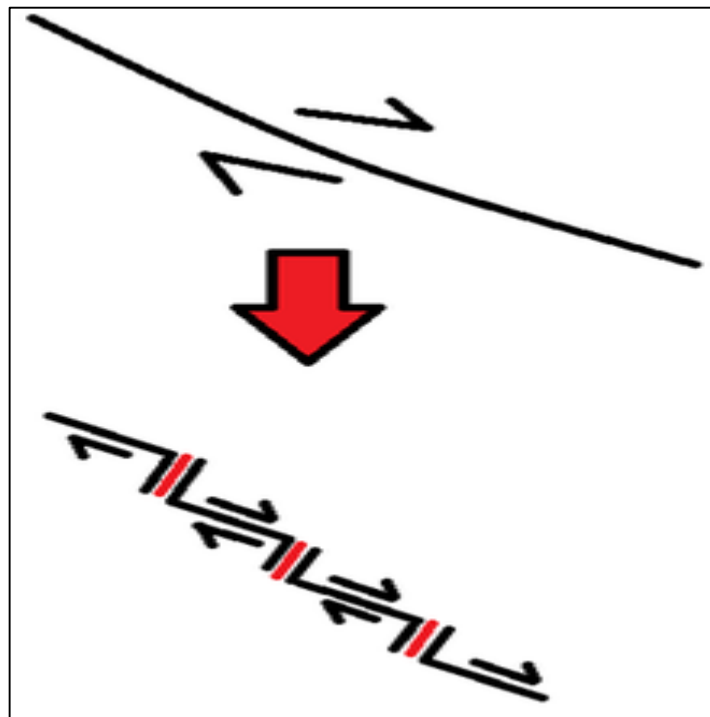


Fig 18 : Transformation d'une extension en alternance de failles transformantes.

(2013 Olivier Dequincey)

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.

Chapitre III : mode de formation des failles transformantes

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 coulissement 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.

B- Structure liée aux failles transformantes :

La faille Ouest-indienne peut être considérée depuis 3 plaques. Vue de la plaque indienne, c'est un relais de type ride-collision (**Fig 19**). Vue de la plaque arabique, c'est un relais "océanique" de type ride-subduction. Enfin, vue de la plaque eurasiatique c'est un relais oriental terrestre de type subduction-collision (faille de l'Hindou-Kouch qui fait du Pakistan un pays géologiquement instable).

Pour une découverte plus approfondie de la zone de fracture d'Owen (océan Indien) et l'ouverture de bassins en *pull-apart*, il est possible de se reporter à un article de M. Rodriguez *et al.* Consacré à ce sujet, ainsi qu'à d'autres articles proposés sur la page professionnelle de cet auteur.

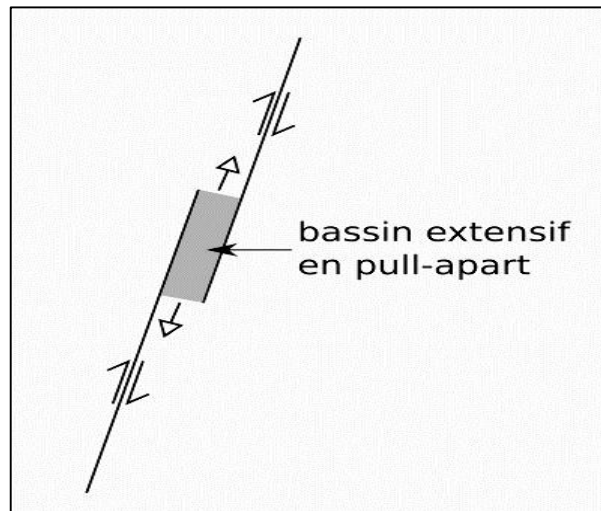


Fig 19 : formation de structure de bassin au niveau des failles transformantes
(2013Olivier Dequincey)

Conclusion :

Le mode formation des failles transformantes débute d'abord par un modèle d'expansion simple.

La formation d'une faille transformante peut être attachée à deux modèles

- Modèle expliquant la formation d'une faille transformante.
- Modèle "à plat" d'expansion océanique
- 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.

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.

Chapitre III : mode de formation des failles transformantes

- 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.

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. La ligne de côte "droite" est redessinée au fur et à mesure de l'expansion.

Ces failles sont bien des failles transformantes, mais pas du type relais entre tronçons d'une ride océanique séparant deux plaques mais plutôt de type limite entre plaques.

- pour la lithosphère océanique on considère 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.

Le passage d'un modèle sphérique à un modèle "à plat" doit garder l'élément géométrique de base qui est la rotation.

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.

La vitesse linéaire d'expansion variable est nulle au centre de rotation et de plus en plus élevée quand on s'en éloigne.

Aucune faille transformante n'affecte la ride océanique centrale

- La formation de lithosphère océanique est plus importante quand on s'éloigne du centre de rotation.
- Aucune faille transformante n'apparaît comme conséquence de cette ouverture.

Chapitre IV:

Géochimie des MORB

Introduction :

Seules trois phases sont présentes dans les MORB et les OIB : il s'agit de l'olivine de plagioclase et de pyroxène qui représente en général 90 à 95% du volume des basaltes océaniques. Le reste est représenté par du verre volcanique et des oxydes opaques.

Il existe trois types du MORB :

- **MORB DE TYPE N :**

Les MORB normaux appelés aussi MORB et de type N sont les roches les plus couramment rencontrées à l'axe des dorsales et dans les bassins océaniques

Elles sont appauvries en éléments les plus incompatibles (**K, Ba, Rb...**)

- **MORB DE TYPE E :**

Les MORB enrichis appelés aussi MORB de type E sont riches en éléments incompatibles (**U, Th, Rb, Cs, Ba, Nb, P, Ta et les terres rares légères**)

- **Les MORB DE TYPE T :**

Les MORB de transition appelés aussi les MORB de type T sont caractérisés par des caractères géochimiques intermédiaires entre ceux du type E et TU type N

I-Les éléments en traces dans les MORB :

Les éléments en trace apportent un complément d'informations indispensable à l'étude des divers types basaltiques et à leur distinction.

Les MORB peuvent être subdivisés en deux grands groupes :

- **Premier groupe:**

Le premier groupe des MORB est caractérisé par des données en éléments en trace (K, Rb, Sr, Ba, Cs) qui sont consignées dans (**le tableau en annexe**).

- **Deuxième groupe :**

Le second groupe est mis en évidence à partir des données de terres rares (U, Th, Zr, Hf, Nb, Ta, Y, Ga, Pb) (**tableaux en annexe**).

1- Les éléments alcalins et alcalino-terreux :

Ils se concentrent dans la phase liquide des magmas, ce qui se traduit par des coefficients globaux de répartition (D) inférieur à 0,1 pour les éléments faiblement hygromagmaphiles (Treuil et varet, 1973, Joron et al. 1976, Treuil et al, 1981 Joron et al. 1981) Leur degré d'incompatibilité est proportionnel à leur rayon ionique.

La formulation mathématique des processus petro génétiques tels que la fusion partielle, la cristallisation fractionnée et le mélange des magmas est simplifiée en raison de cette propriété. Elle permet également d'accéder quantitativement aux milieux sources.

2- Les MORB de type «N»:

Les tholeites sont appauvries en éléments incompatibles par rapport aux OIB.

Les rapports **K/Rb**, **K/Ba**, **Sr/Rb**, sont plus élevés dans les MORB que dans le OIB ce qui signifie que les cations les plus incompatibles sont plus appauvris dans le milieu source des basaltes abyssaux que dans celui des basaltes d'îles océaniques. Bien que ces deux principales remarques aient un caractère général (Engel et al. 1965, Gast, 1968).

Les tholeites abyssales couvrent néanmoins un éventail assez large de compositions chimiques.

Ainsi les basaltes des rides indiennes (MORB /sont légèrement plus riche en K et Rb et ont des rapports K/ Rb plus faibles que les moyennes calculées par Hart (1971) pour les MORB Atlantique et pacifique (Subbarao et Edge, 1973).

3- Les MORB de type E :

Ces tholeites caractérisent les segments de rides topographiquement plus élevés mais que l'on trouve aussi ailleurs sont enrichies en LREE par rapport aux basaltes de type N».

Elles sont également plus riches en éléments incompatibles (Bryan et al, 1976, Langmuir et al. 1977, White et schilling 1987) (**tableau annexe**) et les rapports **K/Rb**, **K/Ba**, **Sr/Rb** sont 4 à 6 fois plus faibles, sur la base de ces données.

C'est dans ce groupe que se placent les tholeites islandaises de type abyssal (sigvaldason et al. 1976: O'Nions et al, 1976)

Les basaltes de type E sont donc intermédiaires entre les MORB de type Net les OIB bien que leurs concentrations en éléments incompatibles et leurs proportions relatives soient

variables (B V.S.P., 1981), seules les teneurs en Sr ne sont pas très différentes entre les basaltes de type N et les basaltes de type E. Bien qu'il s'agit d'un cation à fort rayon ionique, son comportement peut être lié à un fractionnement très précoce au cours de la cristallisation voire dans la source même si le niveau de ségrégation des magmas est assez superficiel (Ringwood., 1975).

- **Les tholeïtes d'îles océaniques**

Malgré de fortes variations, les concentrations en K, Rb, Ba, Sr, Cs dans les tholeïtes typiques (type enrichi d'Islande et Maunaloa, sont voisines de celles des basaltes de type E ou plus élevées (Monts de l'Empereur) (tableau Annexe) Les rapports K/Rb, K/Ba, Sr/Rb, couvrent un éventail assez large mais traduisent dans l'ensemble l'enrichissement en éléments les plus incompatibles

- **Les tholeïtes transitionnelles :**

Leurs types sont les tholeïtes du Kilauea, intermédiaires entre les tholeïtes et les basaltes alcalins d'Hawaï d'après leurs concentrations en LREE et leurs rapports LREE/ HREE et intermédiaires également d'après leurs teneurs en éléments incompatibles

(BVSP, 1981) Le caractère légèrement plus alcalin de ces tholeïtes transitionnelles s'accompagne donc d'une plus grande richesse en éléments incompatible.

II-Les terres rares:

Introduction :

Appelés lanthanides, les terres rares regroupent 15 éléments de numéro atomique du Lanthane (2-57) Lutétium (2-71) mais de propriétés physico chimiques semblables.

Ce sont des éléments incompatibles (ou hygromagmaphiles, treuil et al, 1979), ce qui signifie qu'ils ont une affinité pour la fraction liquide des magmas (Fig. 20).

Les valeurs de concentrations (en ppm) et rapports en REE de MORB et d'OIB sont consignés dans le **(tableau annexe)**.

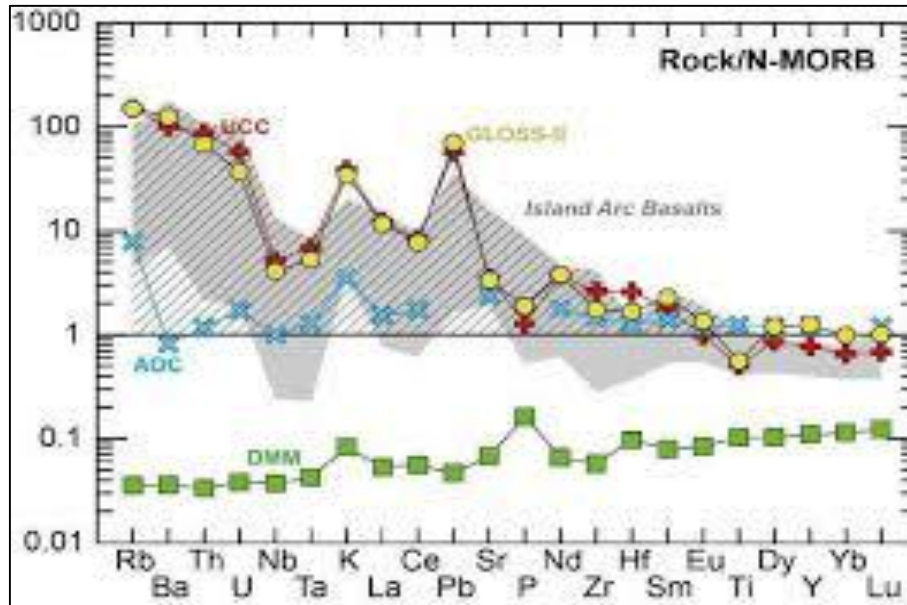


Fig. 20 : Spectre élargie des MORB et OIB

Fig : Spectres multi-élémentaires normalisés au N-MORB (d'après Sun & McDonough, 1989). DMM : Manteau appauvri (Workman & Hart, 2005) ; AOC : Croûte océanique altérée (Carter et al., 2015) ; GLOSS-II : sédiments subduits globaux (Plank, 2014) ; UCC : croûte continentale supérieure (Rudnick & Gao, 2014). Le domaine grisé correspond aux roches les plus mafiques ($MgO > 6$ wt%) des Petites Antilles (compilation GeoRoc, <http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/> consultée en février 2015). La zone hachurée correspond à la contribution de l'agent métasomatique sur la signature géochimique des basaltes d'arc .

1- Distribution des rapports Ta/La, Nb/Zr, Th/U dans les MORB :

Comme pour les éléments du premier groupe, ceux-ci sont nettement appauvris dans les tholeïtes abyssales par rapport aux OIB. Des différences apparaissent au sein de ces tholeïtes entre les basaltes de type N et les basaltes de type E bien qu'elles ne se traduisent pas nécessairement par un caractère plus enrichi dans les seconds. Les teneurs en **U, Th, Ta** augmentent dans les basaltes de type E. Celles en Nb également (Langmuir et al, 1977 ; B.V.S.P. 1981) et cela d'autant plus que les MORB ont un caractère alcalin (Erlank et Kable, 1976). En revanche, le hafnium et Zirconium sont plus abondants dans les MORB de type N» (Langmuir et al, 1977).

Bien que les concentrations en ces éléments incompatibles varient dans les MORB, leurs proportions relatives ont une signification importante. Elles permettent en effet de relier génétiquement des échantillons entre eux et de caractériser leur milieu source (Jordon et al, 1982). Ainsi, pour Erlank et Kable (1976) puis Jordon et al (1982), des rapports différents entre

éléments fortement incompatibles dont les D sont distincts soulignent des variations de la composition chimique du milieu source. Cela s'observe pour les rapports **Ta/La, Nb/Zr, et Th/U**, systématiquement plus élevés pour les basaltes de type «E» que dans les basaltes de type «N» ce que ces auteurs attribuent à deux milieux sources différents.

La similitude des rapports **Y/Tb, Zr/Hf, Nb/Ta** observée sur l'ensemble des MORB comme des OIB est due au comportement identique d'une même paire d'éléments face au fractionnement. Ceci s'exprime par des «D» très proches.

Ainsi, ces rapports sont remarquablement constants en milieu océaniques quel que soit l'environnement géodynamique.

Ils sont donc posés être ceux du Manteau primaire chondritique puisque ces éléments n'ont pas été fractionnés l'un par rapport à l'autre au cours de la différenciation primaire du Manteau (Cambon et al. 1980, Joron et al. 1982).

2- Distribution des rapports La/Ta. Th/Ta dans Les OIB:

Il existe une certaine similitude des concentrations en ces éléments incompatibles dans les tholeïtes et les basaltes alcalins à l'échelle des différentes îles océaniques (**tableau annexe**). Ceci suggère l'influence de facteurs communs lors de la mise en place des magmas en milieu océanique intraplaque.

C'est ainsi que Gast (1970) et Gast (1973) évoquent le rôle de processus pétrogénétiques pour expliquer l'augmentation des concentrations en éléments fortement incompatibles des tholeïtes aux basaltes alcalins et donc l'apparition de ces deux types magmatiques.

En revanche, les rapports **La/Ta. Th/Ta** sont très semblables dans les OIB et très voisins de ceux observés dans les basaltes de type «E (**tableau annexe**), Compte tenu de la similitude des propriétés physico-chimiques de ces trois éléments, suggère l'existence de ces laves (Cambon et al. 1980).

Ce résultat intéressant, ajoute aux spectres de REE enrichis des basaltes de type E amené certains auteurs à relier la genèse des MORB au milieu sources des OIB (Schilling, 1973, 1975, White et Schilling 1978). Ils évoquent pour cela l'ascension des panaches mantelliques, de Morgan (1971).

3- Distribution des rapports La/Sm, Ce/Yb, La/Yb dans les MORB du type «N»:

Ils ont des concentrations supérieures à celles des chondrites de 9 à 10 fois pour les LREE et de 13 à 15 fois pour les HREE (BVSP, 1981).

Ils sont donc appauvris en LREE par rapport aux HREE, d'où des rapports (**La/Sm**) en et (**Ce/Yb**) en de 0,50 en moyenne (Schilling 1973, saunders 1984) et un rapport (**La/Yb**) en compris entre 0,30 et 0,40 (Langmuir et al. 1977). Ces caractéristiques sont fondamentales puisqu'elles s'observent dans la plupart des MORB de l'Atlantique, du pacifique et de l'océan indien.

4- Distribution du rapport Ce/Yb dans les MORB de type «E»:

Les basaltes de type Ex sont riches en éléments incompatibles tel que (**U, th, Rb. K. Cx, Ba Nb, P, Ta**) et les terres rares légères.

Leurs spectres montrent qu'ils sont enrichis en LREE par rapport aux HREE selon des degrés très variables et le rapport (**Ce/Yb**).

On peut passer de valeurs supérieures à 1 à des valeurs supérieures à 10 (Saunders, 1984). Ce caractère a l'abord été relié à une mise en place au niveau des segments de rides topographiquement plus élevé (ride de Reykjane plateau des Açores). Mais il existe aussi à grande profondeur comme au niveau du 45°N en Atlantique (wood et al. 1979)

5- Distribution du rapport La/Yb, Yb/Ce MORB de type «T»:

Ce sont des tholeites dont la géochimie est intermédiaire entre celles des MORB de type N et celle des MORB de type E. Elles sont connues aux niveaux topographiquement intermédiaires entre ceux des rides et ceux des fonds abyssaux

Certains sont appauvris en LREE (**La/Yb, Yb/Ce=0,62** dans la zone famous) et d'autres sont enrichies (**La/Yb cn=13-19** dans cette même zone) (Langmuir et al, 1977).

6- Distribution du rapport Ce/Yb, La/Sm dans les OIB tholeitiques :

Les valeurs de concentration ont (ppm) et rapport REE de OIB sont consignés dans le (**tableau en annexe**).

Les tholeites d'îles situées sur les rides comme l'Islande ou m positions intraplaque comme les Açores, la Réunion ou encore l'alignement Hawaii-Empereur ont des teneurs plus élevés en REE que les tholeites abyssales (**tableau annexe**)

L'enrichissement des LREE par rapport aux HREE est également plus prononcé, d'où des rapports (**La/Sm**) c.n et (**Ce/Yb**) c.n nettement supérieurs à It Schilling 1971. O 'Nions et al 1976).

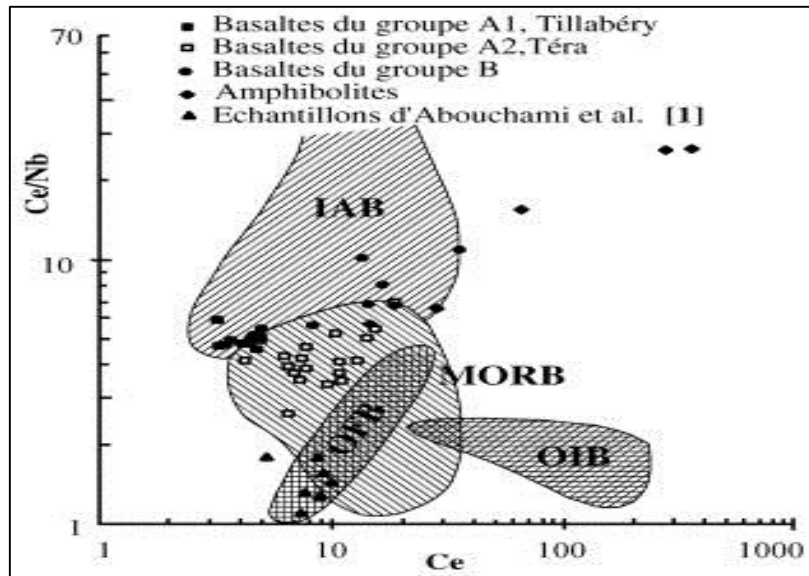


Fig 21 : distribution Ce/Nb en fonction de Ce

Conclusion :

Les tholeites continentales ont des compositions minéralogiques et chimiques, analogues aux tholeites océaniques.

Elles en diffèrent cependant par leurs teneurs plus élevées en éléments incompatibles, ces chiffres suivant extrait d'une étude de Haris (1972) donnent une idée sur l'importance des écarts.

Pour expliquer ces différences, plusieurs hypothèses ont été proposées (contamination Crustale, variation du taux de fusion partielle, hétérogénéité du manteau « effet de paroi dans le manteau »

Les éléments en traces ont permis de distinguer plusieurs types de MORB: Les MORB de type « N» (Normaux). Les MORB de type « E» (Enrichis). Les MORB de type « T» (Transitionnels).

La géochimie isotopique nous permet d'avoir des diverses interprétations sur l'âge et la cause de l'appauvrissement des MORB. Elle sera à l'origine de nombreux modèles géodynamiques et de l'évolution du manteau.

Chapitre V:

Contexte géodynamique

Introduction :

Les MORB et les OIB sont liées à des structures internes. Leur mise en place nécessite 3 types de modèles qui discutent leur source. En effet les OIB retrouvent leur origine à une source mantélique alors que les MORB ont une source plus superficielle. L'ensemble des études faites par des différents auteurs révèle 3 types de modèles.

1. premier modèle :

Les MORB et les OIB ont des sources mantelliennes différentes celle des MORB est plus superficielle que celle des OIB.

Le schéma (**Fig 22**) est largement adopté il repose sur l'idée que c'est le manteau le plus superficiel qui alimente le volcanisme, très abondant de ride. Ainsi, les variations géochimiques observées le long de la ride de Reykjanes sont interprétées en termes de mélange.

Le milieu source des MORB, asthénosphérique (100 à 200 km de profondeur), serait pollué par les remontées dues au hot spot islandais depuis la mésosphère (profondeurs supérieures à 200 Km) (Schilling, 1973).

Les données isotopiques sont à l'origine de modèles qui situent le milieu source des MORB dans le manteau supérieur jusqu'à 650-700 Km de profondeur et le milieu source des OIB dans le Manteau inférieur (Sun et Hanson, 1975 ; O'Nions et al 1979, Dupre et Allegre, 1980 ; De Paolo, 1981 ; Jacobsen et Wasserburg 1981 ; Norry et Fitton, 1983).

Pour De Paolo (1981) le volume du milieu source des MORB représenterait un quart du volume mantellique global, 30% pour Jacobsen et Wasserburg (1981) et 50 % pour O'Nions et al (1979). Mais quelle que soit la valeur retenue, la stratification du manteau n'aurait pas été permanente et résulterait d'un changement de son **régime convectif** (Dupre et Allegre, 1980).

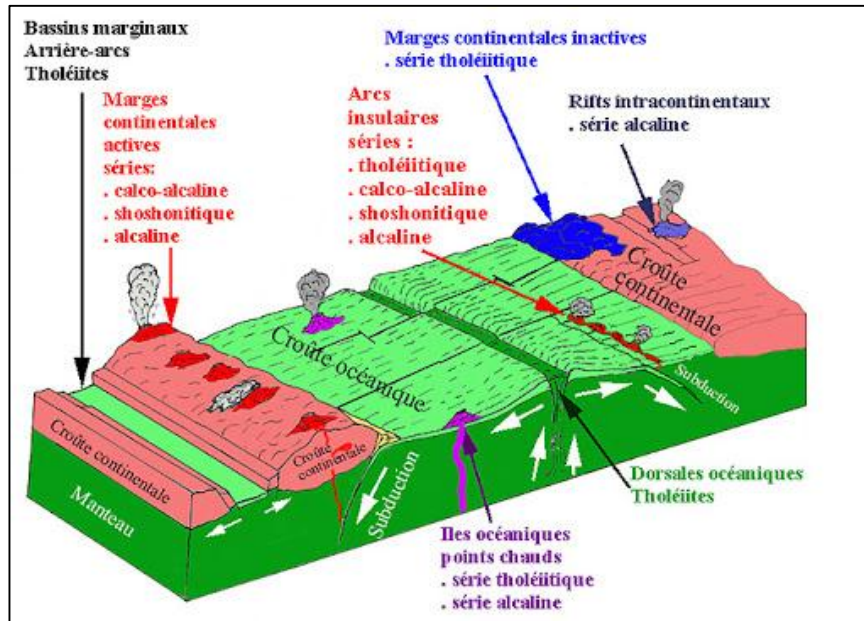


Fig 22 : Mouvement de convection dans le manteau (Pearce et al. (1884) pour les roches granites, Thiéblemont, Cabanis (1990) pour les roches acides)

2. deuxième Modèle :

Les MORB et les OIB ont des sources mantelliques différentes celle des MORB est plus profonde que celle des OIB C'est à cette thèse que se rallient Tatsumoto (1978), Kay (1979) et Anderson (1981). Pour ces auteurs, des arguments tels que la variabilité des données isotopiques.

En Pb dans l'archipel d'Hawaii, le volume mantellique trop élevé que nécessite le modèle de Schilling (1975) et les faibles taux de fusion nécessaires à la formation des magmas alcalins, sont en faveur d'une position plus superficielle de la source des OIB par rapport à celle des MORB.

Ce type de ségrégation mantellique fait apparaitre deux niveaux appauvris sépare: Un premier qui correspond au résidu de fusion du milieu source des OIB qui forme la portion mantellique des lithosphères océaniques et continentales. Un second, plus profond, qui correspond au milieu source des MORB et qui est appauvri par métasomatisme (Kay, 1979 Anderson, 1981).

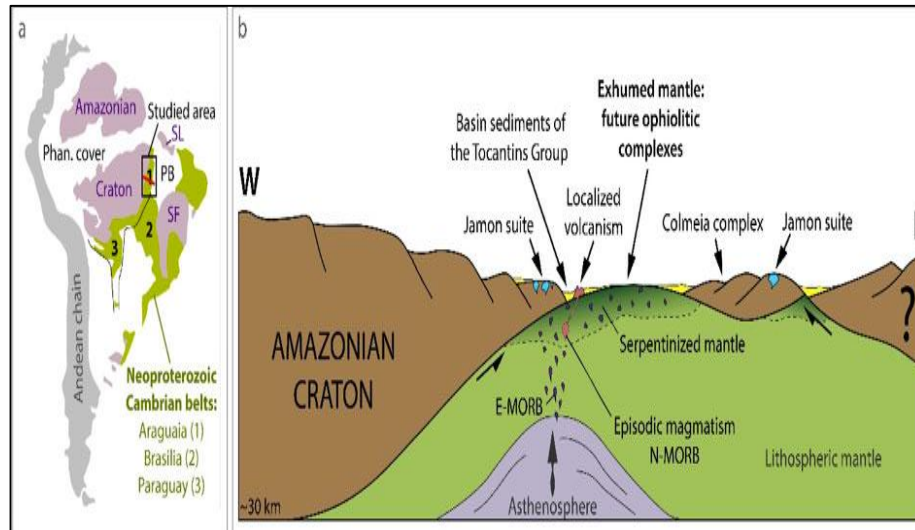


Fig. 23 : Source mantellique alimentant N-MORB et E-MORB

3. troisième Modèle :

La bipolarité des modèles précédents ne rend pas compte de la variété des exemples connus de MORB et d'OIB.

La mise en évidence de plusieurs pôles isotopiques (3, 4 ou 5 dans le système Sr/Pb) suppose l'existence d'autant de composants mantelliques: Dans un premier temps, l'existence de trois réservoirs rendrait compte des données isotopiques des MIORB (Mid Indien Océan Ridge basalts) et des OIB indiens et l'on a considéré que seul le milieu source des OIB était hétérogène (Dupre et Allegre, 1983).

Toutefois, la dualité des sources mantelliques produisant les MORB (au-dessus de 670 km de profondeur) est maintenue Elle s'oppose pourtant à des arguments géophysiques qui réfutent le découpage horizontal du Manteau. En fait, Davies (1981) (in Gautier I, 1987) va dans le sens de cette hypothèse en proposant un matériel source des îles océaniques disséminé par poches dans l'ensemble du manteau avec toutefois une plus forte concentration de ces poches dans le Manteau inférieur afin de rendre compte de la discontinuité géophysique située à -670 Km (Davies, 1984).

Un mode intermédiaire est proposé par Allègre et al. (1984); c'est le modèle des «chapelets» (blob clusters model). Qu'Hamelin (1986) résume ainsi Le matériel des points chauds (à l'origine des OIB) est généré en profondeur dans le manteau mais est ensuite fragmenté et dispersé au cours de son ascension à travers le manteau supérieur.

Dans ce modèle, les différences observées entre les variabilités et les valeurs isotopiques moyennes des diverses dorsales sont reliées à la taille et à la plus ou moins grande dispersion des hétérogénéités dans le manteau supérieur.

4. Régime convectif :

La mécanique des plaques et de nombreux arguments géophysiques invoquent une organisation du manteau en vastes cellules de convection.

Cette dynamique convective interne, responsable du déplacement des plaques depuis les rides (Morgan, 1972), se manifesterait en surface par des points chauds, (Morgan 1971). Si cette interprétation n'est pas unanimement adoptée, l'existence même de la convection, simulée en laboratoire (Mc Kensi et Richter, 1976) n'est pas remise en cause L'interprétation des données géochimiques en termes de réservoirs contraint le régime convectif du Manteau.

Ces parties supérieures et inférieures du Manteau seraient affectées par des régimes convectifs indépendants Pour Sun et Hanson (1975) puis Jacobsen et Wasserburg (1981).

Sur des considérations géochimiques et thermiques, seul le milieu source des MORB serait convectif A noter que dans le cas où les MORB auraient une source plus profonde que celle des OIB, Anderson (1981) est conduit à invoquer à nouveau deux convections mantelliques, la plus profonde induisant la plus superficielle. Cependant, les dernières simulations expérimentales et les études géophysiques et sismiques montrent que la différence de densité entre le manteau supérieur et le manteau inférieur est insuffisante pour créer un découplage convectif Les portions lithosphériques subductées atteignent le manteau inférieur sans qu'aucune barrière ne stoppe leurs descentes d'où l'hypothèse d'une convection mantellique actuelle affectant la totalité du manteau (Davies, 1984; Loper, 1985).

Pour Tatsumoto 1978 (in Gautier 1,1987) et Dupre et Allegre (1980) Cette stratification de grande ampleur aurait fonctionné depuis le début de l'histoire de la terre et jusqu'à 1,5-2 milliards d'années.

Conclusion générale

Conclusion Générale

Les mouvements de remontée du magma sont reconnus dans les fonds des océans pacifique et atlantique au niveau des failles transformantes.

Ces dernières sont rattachées à la tectonique cassante de très grande ampleur et prennent position sur les fonds 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.

- Une dorsale typique est composée d'une alternance de segments de crêtes (failles divergentes) séparées par des failles transformantes à angle droit des précédentes.
- Une faille transformante est une faille lithosphérique contrôlée par la cinématique globale, formant des zones déformées entre des plaques stables. 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.
- Du point de vue expansion les vitesses sont plus rapides. Les dorsales se résolvent souvent en des failles d'expansion se chevauchant, sans failles transformantes.
- Le sens de déplacement relatif peut être déterminé à l'affleurement par la recherche sur les miroirs de failles de marqueurs tels que marches d'escalier, cristallisations, stries, stylolithes...

Une faille transformante est l'un des trois types de limite de plaque, les deux autres types, plus précocement reconnus comme tels, étant :

- les rides océaniques
- les zones de subduction (/collision).

- Les tronçons de rides océaniques sont séparés par des failles transformantes car ces dernières sont nécessaires pour accommoder les différences de vitesse linéaire d'expansion des tronçons de dorsales.

Conclusion Générale

- Le mode formation des failles transformantes n'est pas aussi simple. Il débute d'abord par un modèle d'expansion simple (sans failles transformantes) avant de voir le modèle plus complet.
- Des décrochements parallèles à la direction de déplacement se développent et "strient" les fonds océaniques. Ils se déplacent dans le même sens, mais à des vitesses différentes, donc avec un mouvement relatif, donc avec des failles actives.
- Le mode de formation des failles transformantes permet d'illustrer les différents types de relais :
 - entre limites divergentes, ride-ride (*ridge-ridge*).
 - entre limite divergente et limite convergente ride-fosse (*ridge-trench*) ou ride-collision.
 - entre limites convergentes et fosse-fosse (*trench-trench*) ou fosse-collision voir collision-collision.

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

- la faille Ouest-indienne peut être considérée depuis 3 plaques.
- la plaque indienne est considérée comme étant un relais de type ride-collision
- la plaque arabique, est un relais "océanique" de type ride-subduction
- La pétrographie des MORB et OIB révèle une paragenèse constituée d'olivine, de plagioclase et de pyroxène qui représente en général 90 à 95% du volume des basaltes océaniques.

Le reste est représenté par du verre volcanique et des oxydes opaques.

- Les éléments en traces et les terres rares ont permis de distinguer plusieurs types de MORB:
 - Les MORB de type « N » (Normaux).
 - Les MORB de type « E » (Enrichis).
 - Les MORB de type « T » (Transitionnels).
- Les MORB et les OIB sont liées à des structures internes. Leur mise en place nécessite 3 types de modèles qui discutent leur source.
- les OIB retrouvent leur origine à une source mantélique alors que les MORB en t'une source plus superficielle

Conclusion Générale

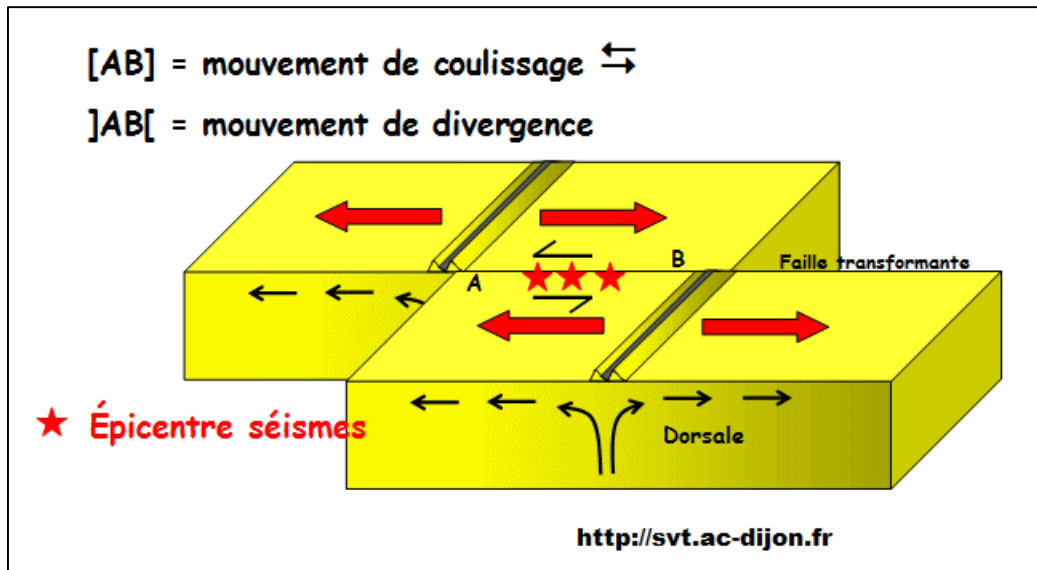
Les considérations géochimiques et thermiques révèlent un milieu convectif pour la source des MORB

- les MORB auraient une source plus profonde que celle des OIB

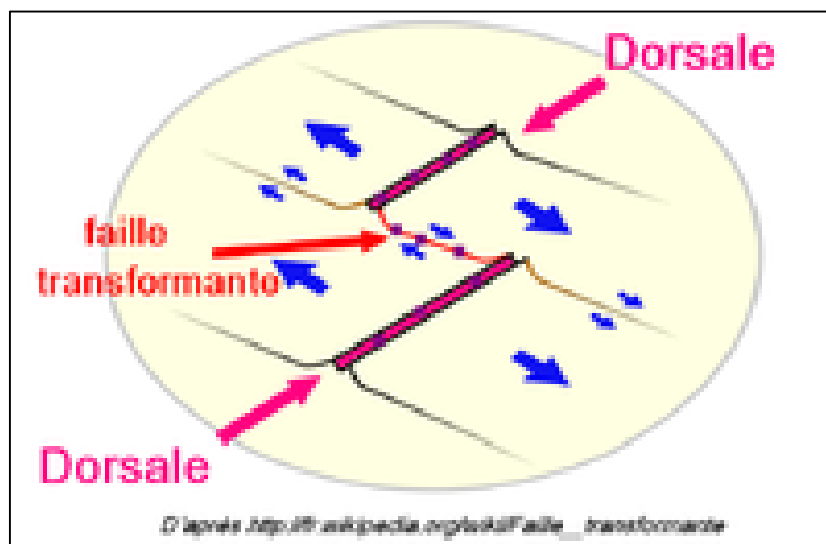
Le milieu source des MORB, asthénosphériques (100 à 200 km de profondeur), serait pollué par les remontées dues au hot spot islandais depuis la mésosphère (profondeurs supérieures à 200 Km)

- la stratification du manteau n'aurait pas été permanente et résulterait d'un changement de son régime convectif.
- La mécanique des plaques et de nombreux arguments géophysiques invoquent une organisation du manteau en vastes cellules de convection.
- La dynamique convective interne, responsable du déplacement des plaques depuis les rides, se manifeste en surface par des points chauds.

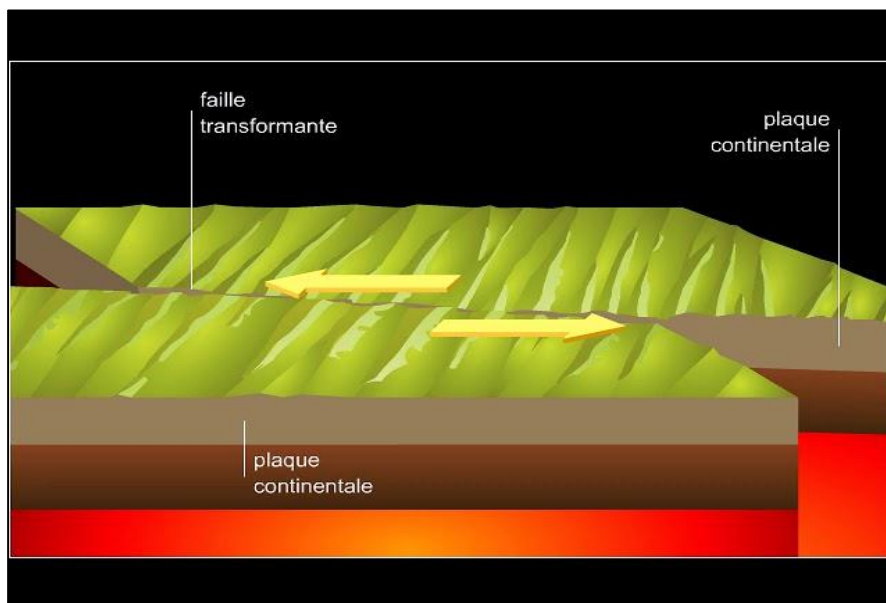
Annexe



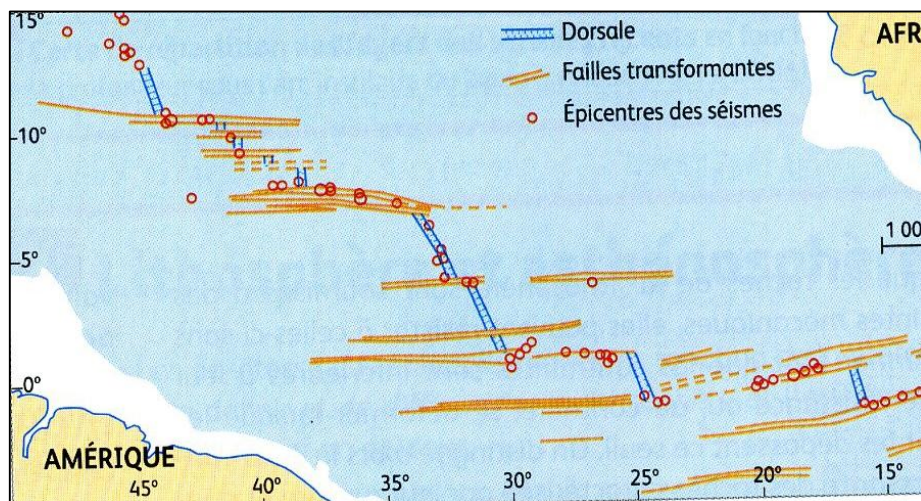
Localisation séisme et mouvement de coulissage des failles transformantes



Faïlle transformante de l'océan pacifique



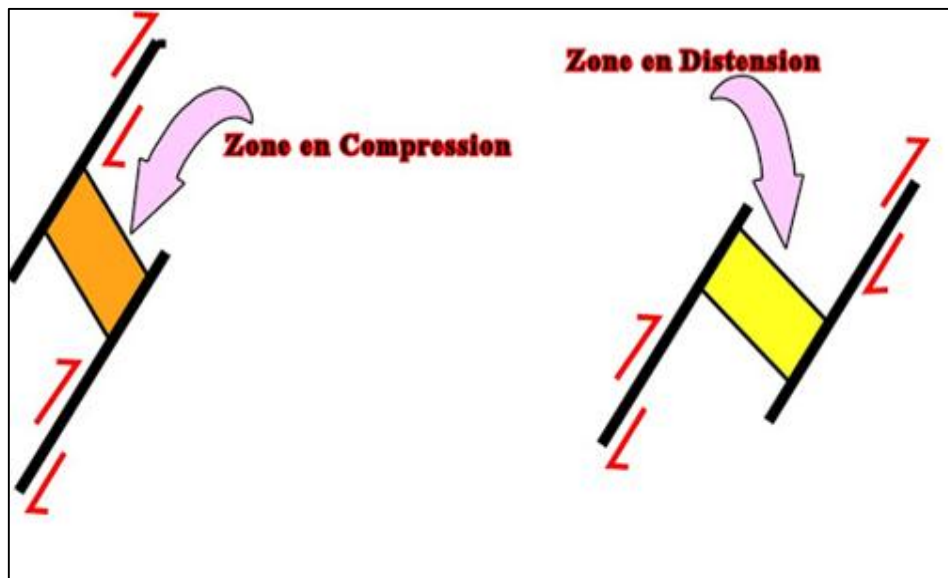
Coulissements, failles et sièmes



Faillle transformante (Océan Atlantique)



Faille de San Andreas



Régimes tectoniques associés

	Colombia River basalt		Karoo basalt			Deccan basalt	
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49.5	53.8	49.7	52.1	51.8	50.51	52.65
Al ₂ O ₃	15.5	13.9	8.9	14.1	14.8	12.65	14.42
Fe ₂ O ₃	3.8	2.6	2.0	3.7	3.9	3.12	2.76
FeO	7.8	9.2	10.5	8.4	7.3	11.23	10.02
MnO	0.2	0.2	0.2	0.2	0.2	0.23	0.14
MgO	6.2	4.1	15.3	5.5	7.1	5.45	4.98
CaO	10.2	7.9	7.7	8.7	10.6	10.57	8.96
Na ₂ O	2.8	3.0	1.6	2.6	2.4	2.43	3.01
K ₂ O	0.6	1.5	1.6	1.7	0.7	0.61	1.08
TiO ₂	1.6	2.0	2.7	2.6	1.1	2.85	1.70
P ₂ O ₅	0.3	0.4	0.4	0.4	0.1	0.35	0.28
H ₂ O	} 1.6	} 1.2	-	-	-	-	-
H ₂ O			-	-	-	-	-
CO ₂			-	-	-	-	-
Total	100.1	99.8	100.6	100.0	100.0	100.0	100.0

Tableau : Analyses chimiques des provinces tholeitiques continentales.

- 1- 2- colombia Rier (Water, 1961)
- 2- 4- 5- Karoo :lesotho(Cox, 1972)
- 3- 6- 7- Deccan Sukheswala, poldervaart, 1958)

		THOLEITES																										
BAS. ALC	B.T	Empereur	Islande			Empereur			Hawaii			K	Rb	Sr	Ba	Cs	U	Th	Zr	Hf	Nb	Ta	Y	Ga	Pb			
			Type abyssal	Type enrichi		Suiko	Ojin	Kilauea	Mauna Loa																			

B.T : Basaltes transitionnels.

Annexe

Tableau : concentration (en ppm) en éléments incompatibles de MORB et d'OIB. (in Gautier I, 1987)

			V	Cr	Ni	Cu	Co	Zn	Sc
MORB de type «N»			250	270	135	86	47	85	38
MORB de type « E »			190	320	166	77	34	66	32
THOLEIITES	Hawaii	Mauna Loa		393					27
		Kilauea		85					30
	Emper eur	Ojin	305	86	59		47		29
		Suiko		100	43		48	112	30
	Islande	Type abys.	253	585	133	59		50	
		Type enr.	250	565	185	49		83	
Basaltes Alcalins	Hawaii			403	100				27
	Emper eur	Nintoku	234	85			42		22
		Suiko	367	45	50		46		
	Açores		267	278	108		51		29

Tableau : concentrations (en ppm) en éléments de la première série de transition de MORB et d'OIB (in Gautier 1,1987).

Annexe

		La	Ca	Nd	Sm	Eu	Tb	Yb	Lu	(La) (Yb) _n	(Ce) (Yb) _n	(La) (Ce) _n	(La) (Sn) _n	
MORB de type « N »		3.5				1.36		.79		.3-.4	.5	.73	.53	
MORB de Type « E »		8.7	15	4.07 11.6		1.08		.72		.62 5	1 10	1.1	1.1 2.9	
THOLIETES	Hawaii	Mauna Loa	8.25	22		4.60	1.56	.80	1.94	.28	2.9	3	.97	1.13
		Kilauea	15.3	38		6.15	2.02	.97	2.09	.30	4.9	4.7	1.05	1.56
	Empereur	Ojin	12.7				2.24	.94						
		Suiko	10.4	27	17	4.94	1.90	.94	2.27	.31	3	3	1.00	1.32
	Islands	Type abys	2.8			1.7			.80		2.3	1-3.4		1.13
		Type enr.	7.72			4.08			2.44		2.1			-
B T	La Réunion	16.7	36.5	20.6	4.94	1.59	.00	1.52	.24	7.5	6	1.19	2.13	
Basaltes Alcalins	Hawaii	23.1	52.3		7.17	2.23	1.02	2.28	.32	6.8	6	1.15	2.03	
	Empereur	Nin-toku	24.3				2.38	.86						
		Suiko	20.4				2.52	1.02						
	Açores	35.4	78.4	38	8	2.6	1.04	2.11	.26	11.3	14	1.17	2.60	
	Hawaii	35.8	88		11.3	3.65	1.52	2.92	.41	8.3	7.8	1.06	2.00	

B. T : Basaltes transitionnels.

Tableau : concentration (en ppm) et rapports en REE de MORB et d'OIB .

(La/Yb) : rapport La/Yb normé aux valeurs chondritiques. (in Gautier I, 1987).

Références 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. Orphie édit., France, 155p.
- **BOUYASSE P. (2014)** - Notes explicatives : carte géologique du monde version révisée de la 3e édition à l'échelle de 1:35 000 000. Commission de la carte géologique du monde ; IUGS ; UNESCO édit., Paris, 978-2-917310-24-3
- **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.
- **BRYANT E. (2005)** - Natural Hazards, 2nd edn. (Cambridge University Press, Cambridge).
- **BRYANT E. (2014)** – Tsunami: the Underrated Hazard, 3rd ed. (Springer Kindle), 222p.
- **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
- **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.
- **Oversby V.M., Gast P.W. (1970)** Isotopic composition of lead from oceanic islands. *J. Geophys Res.* 75, n°11, 2097-2114
- **Perfit M.R., Fornari D.J. (1983)** - geochemical studies of abyssal lavas recovered by DSRV Alvin from eastern Galapagos rift, Inca transform and Ecuador rift. 2- phase chemistry and crystallisation history. *J. Geophys res* 88: 10530-1055
- **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
- **Ringwood A.E. (1975)**- composition and petrology of the Earth's mantle *International series in the Earth and planetary Sciences ; 618 p.*

- **Roeder PL, Emslie R.F. (1970)** olivine- liquid equilibrium. Contrib. Miner B Petrol. 29 ; 275-289.
- **Saunders A D. (1984)** - the rare- earth characteristics of igneous rocks from the ocean basins, In "Rare-earth element geochemistry" vol 2 "developments in geochemistry". Henderson (Ed). Elsevier
- **Schilling JG (1973)** - Iceland mantle plume geochemical study of reykjanes ridge B Nature, 242, 565-571
- **Schilling JG (1975)** Azores mantle blob rare-Earth evidence. Earth planet Sc lett, 25.103-115
- **Schweitzer EL. Papike J.J., Bence A.E. (1979)**- Statistical analysis of clinopyroxens from deep-sea basalts. Amer. Miner 64:501-513
- **Sheraton JW, Black P (1981)**- Geochemistry and Geochronology of proterozoic tholeiite Dykes of east Antarctica Evidence for Mantle Metasomatisme. Contrib Mineral Petrol ; 78 ; 305-317.
- **Sierra F, Beccaluva L., Coltorti M., Morchesi S., Morra V. (1991)**-Ridge to Hot Spot Evolution of the Atlantic Lithosphere Mantle: Evidence from Lanzarote peridotite Xenoliths (Carrary Islands).J. Petrol, (Special Volume "orogenic Lherzolites and Mantle processes"), 255-270.
- **Sheridan M.F., Barberi F.(1983)** -Explosive Volcanism, 481 p
- **Sigurdsson H., Schilling J.G. (1976)**- Spinel in Mid- Atlantic Ridge basalts chemistry and occurrence. Earth planet. Sci. Lett., 29, 7-20
- **Sigvaldasson G.E., Steinthorsson S. Oskarsson N., Imsland P. (1976)**-The simultaneous production of basalts, enriched and depleted in large lithospheric trace ions (LIL), within the same fissure Subrms in Iceland. Bull. Soc. Geol. France, 7. 1 XVIII, 4 863-867
- **Sood M.K. (1981)**-Magma generation In "Modren igneous petrology"; 169-197.
- **ong Y., Frey F.A.(1989)** -Geochemistry of peridotite Xenoliths in basalts from Hannuoba, Eastern china: implication for subcontinental mantle heterogeneity Geochim Cosmochim. Acte, 53, 97-113.
- **Subbarao KV, Hedge CE (1973)** -K, Rb, Sr and Sr Sr in rocks from the mid B Indian Ocean ridge Earth planet Sc. Lett. 18. 223-228.
- **Sun S.S., Hanson G.N (1975)**-Evolution of the mantle geochemical evidence from alkali basalt Geology, 3-297-302
- **Sun S.S. Nesbitt R.W (1977)** -Chemical heterogeneity of the archean mantle, composition of the Earth and mantle evolution. Earth planet Se Lett. 35 429-4-48.

- **Sun S.S.(1980)**-Lead isotopic study of young Volcanic rocks from mid-ocean ridges. ocean islands and island ares. Phil Trans R. Soc. Lond. A297 409-445
- **Takahashi N. (1992)**-Evidence segregation towards fractures in the Horoman mantle peridotite Complex Nature, 359, 50-52
- **Takasawa E, Frey F.A., Shimizu N., Obata M., Bodinier JL. (1992)** - Geochemical Evidence for melt migration and reaction in the upper mantle Nature, 359, 52-55
- **Tatsumoto M (1978)**-Isotopic Composition of lead in oceanic basalt and implication to mantle evolution. Earth planet Se Lett, 38.63-87
- **Tomita T (1931)** Geological and petrological study of Dogo, Oki Islands. J.Geol Soc Tokyo, 38, 461-479
- **Treuil M., Varet J.(1973)**.-Critères pétrologiques, géochimiques et structuraux de la genèse et de la différenciation des magmas basaltiques: exemple de l'Afar. These de Doctorat d'Etat. Université d'Orléans, 284 pages.
- **Treuil M., Joron J.L. Jaffrezic H., Villemant B. Calas G. (1979)**-Géochimie des éléments hygromagmaphiles, coefficients de partage minéraux/liquides et propriétés structurales de ces éléments dans les liquides magmatique Bull. Mineral, 102: 402 409.
- **Treuil M., Joron J.L., Jaffrezic H.(1982)**-Géochimie du Manteau Distribution des éléments en traces dans les magmas basaltiques. Il position d'une méthode d'identification des effets de source et de distinction de ceux de la fusion partielle et de la différenciation des magmas. Exemple des domaines d'expansion J. Radioanal Chem., 71, n°1-2,347-363.
- **Tsugio Shibata, Geoffrey Thompson, Frederick A. Frey. (1979)**-Tholeiitic and Alkali basalts from the mid-Atlantic Ridge at 43°N. Contrib. Mineral Petrol 70., 127-141.
- **Upton B.G.J., Wasworth WJ (1966)**-The basalts of Reunion Island, Indian Ocean Bull, Vol. 29 7-24
- **Vasseur G., Vernieres J, Bodinier JL (1991)**.-Modelling of trace élément transfer between Mantle Melt and heterogranular peridotite Matrix J petrol..(Special Volume "orogenic Lherzolites and Mantle processes"), 41-55.
- **Vidal P., Dosso L. (1978)** -Core formation Catastrophic or Continuous ? Sr and Pb isotope geochemistry Constraints Geophys Res Lett., 5.169-172.
- **Vidale philippe (1994)**-Géochimie-2 cycle Capes Agrégation, 190p.
- **Villemant B. (1985)**.-La différenciation des séries Volcaniques géochimie des éléments traces dans les séries du Massif Central et d'Italie Centrale. These de Doctorat d'Etat, Univ- P et M. Curie (paris VI), 445 pages

- **Wasserburg G.J., de paolo D.J.(1979)-** Models of earth structure inferred from neodymium and strontium isotopic abundances. Proc Natl Acad Sci., USA, 76,3594-3598
- **Weis D. (1983).-** Pb isotopes in Ascension Island rocks oceanic origin for the gabbroic to granitic pitonic. Earth planet. Sc. Lett., 62; 278-282
- **Weis D., Beaux J.F, Gautier I, Giret A., Vidal P.(1989)** -Kerguelen Archipelago geochemical evidence for recycled material In "Crust/Mantle Recycling at Convergence Zones" Hart S R et Gulent Leds. Nato ASI Series, Kluwer Academic Press, Dordrecht 59-63.
- **Weis D., White W.M., Frey FA, Duncan RA, Fisk M.R., Dehn J., Ludden J, Saunders A., Storey M. (1992)-**the influence of Mantle plume in generation of indian oceanic Crust. Synthesis of Result from Scientific Drilling in the Indian ocean Geophysical Monograph, 70, Amer Geophysic. Union, 57-89
- **White WM, Hofmann A W. (1982)-**Sr and Nd isotope geochemistry of oceanic basalts and mantle evolution Nature, 296 821-825
- **White WM (1985)-**sources of oceanic basalts: radiogenic isotopic evidence Geology, 13.115-118.
- **Wilkinson J.F.G., Taylor S.R. (1980)-**Trace élément fractionation trends of tholeiitic magma at moderate pressre Evidence from an Al-Spinel ultra-mafic-Mafic inclusion suite Contrib Mineral. Petrol 75, 225-23
- **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.
- **M. Rodriguez, N. Chamot-Rooke, M. Fournier, P. Huchon, M. Delescluse, 2013.** Mode of opening of an oceanic pull-apart: The 20°N Basin along the Owen Fracture Zone (NW Indian Ocean), Tectonics, 32, 1-15. [doi:10.1002/tect.20083], [pdf], [compléments]
- **WILLIAM JASON MORGAN** Plate motions and deep mantle convection », dans Studies in earth and space sciences: A memoir in honor of Harry Hammond Hess, Geological Society of America Memoir, vol. 132, 1972, p. 7–22
- **Dan Peter McKenzie**, la Royal Society (FRS - 1976)
- **John M. Anderson (1981)** : The geology of the Fry Glacier area, South Victoria Land, Antarctica, with particular reference to the Taylor Group Pages 373-388.
- **George H. Davis (1984)** :Structural Geology of Rocks and Regions.