

La géologie de l'Océan Indien

Préparation à l'agrégation SV-STU, université d'Orsay.

Leçon de contre-option de géologie

Proposition de plan par : Mathieu Rodriguez

Adresse mail : rodriguez@geologie.ens.fr

Cette leçon est traitée ici au niveau grand C, car il se peut que ce sujet, au vu de sa difficulté, devienne un leçon de spécialité cette année.

Introduction :

Par convention, l'océan Indien est séparé de l'océan Atlantique par la longitude du cap des Aiguilles (20° méridien est), de l'océan Pacifique par la longitude du cap South West à l'île de Tasmanie et de l'océan austral par le 60° parallèle sud. Sa surface est de 75 000 000 km². On définit un océan par son contenu, l'eau de mer ; et son contenant, la croûte océanique.

Contrairement à l'Atlantique et au Pacifique où la nature pétrologique de la croûte océanique a été très étudiée par les missions en submersible et les forages ODP/IODP, celle de l'Océan Indien reste assez peu connue. Seules quelques ophiolites d'âge Fini-Jurassique, vestiges des premiers stades de l'ouverture océanique, ont été identifiées, comme les ophiolites de Masirah en Oman. Elles appartiennent au type HOT (Harzburgite Ophiolite Type) ; indiquant que ce plancher océanique se serait mis en place dans un contexte d'accrétion rapide. Cependant, depuis le Jurassique, les dorsales ont été ré-organisées et leur régime de fonctionnement a subi plusieurs changements en fonction de la cinématique. Par exemple, la dorsale SW Indienne est actuellement la plus lente du monde (taux d'ouverture effectif à 4 mm/a). Le plancher de l'Océan Indien actuel est probablement d'une grande complexité pétrologique du fait de la complexité de son histoire.

Etudier la géologie au sens large de l'Océan Indien et respecter le temps imparti pour la leçon impose de renoncer à l'exhaustivité pour mieux se consacrer aux particularités de l'Océan Indien. Vos choix doivent se justifier par une volonté de mettre en évidence les points communs et les particularités géologiques de l'Océan Indien par rapport aux autres océans. Autrement dit, la lithosphère océanique de l'Océan Indien a des particularités communes aux lithosphères des autres océans qu'il n'est pas forcément nécessaire de détailler : subsidence thermique du plancher océanique en fonction de son refroidissement avec l'âge, rigidité flexurale dépendante de l'âge, etc...

Dans une première partie, nous détaillons la physiographie de l'Océan Indien, et la façon dont celle-ci contrôle les courants océaniques et la répartition des principales formations sédimentaires.

Dans une seconde partie, nous étudions la géodynamique de cet océan. Nous détaillons particulièrement la zone de subduction de la Sonde (Java-Sumatra), dont l'activité géologique est responsable du tsunami du 24 Décembre 2004, l'une des catastrophes les plus meurtrières de l'histoire (230 000 morts environ).

Enfin, nous reconstituerons l'histoire géologique de cet océan à partir de l'étude des cartes des anomalies magnétiques du plancher océanique. Nous verrons comment l'ouverture de l'Océan Indien et son évolution ont été contrôlées épisodiquement par la subduction de la Néotéthys, et la collision Inde-Eurasie à l'origine de l'Himalaya. Nous mettrons en évidence le rôle des panaches mantelliques dans l'évolution géologique de l'Océan Indien, et en particulier l'activité des dorsales médio-océaniques.

La présence de nombreuses îles dans cet océan favorise les curiosités évolutives. Comment la géologie de l'Océan Indien a conditionné l'évolution biologique ne sera pas abordé dans cette correction.

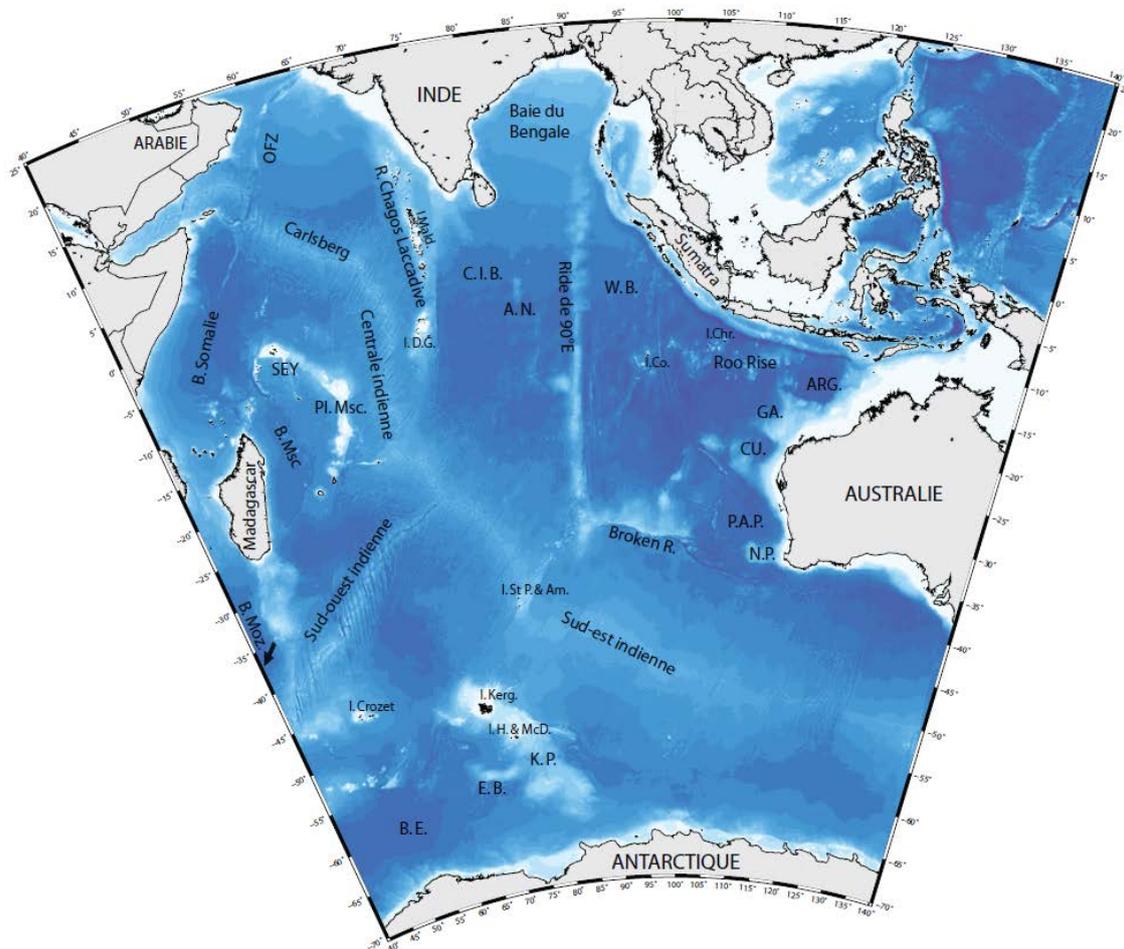


Figure 1 : Vue générale de l'océan Indien. A. N., monts sous-marins Afanasy-Nikitin ; ARG., plaine d'Argo ; B. Moz., bassin du Mozambique ; B. E., bassin d'Enderby ; B. Masc., bassin de Mascareignes ; C.I.B., Bassin central indien ; CU., bassin de Cuvier ; E.B., Elan Bank ; GA., bassin de Gascoyne ; I.D.G, Diego Garcia ; I. Co., Iles Cocos (Keeling) ; I. Chr, Iles Christmas ; I. St. P. & Am., Iles St Paul et Amsterdam ; I. H. & McD., Iles Heard et McDonald ; I. Mald., Iles Maldives ; K.P., plateau des Kerguelen ; N.P., plateau naturaliste ; OFZ, zone de fracture d'Owen ; P.A.P., plaine abyssale de Perth ; Pl. Masc., plateau de Mascareignes ; SEY, Seychelles ; W.B., bassin de Wharton (Document : M. Delescluse).

1° Physiographie, circulation océanique et sédimentation dans l'Océan Indien

A) Méthodes d'étude des fonds sous-marins

-Sondeurs bathymétriques multi-faisceaux : des émetteurs placés sur la coque du bateau envoient une onde acoustique qui est réfléchi sur les fonds. Le temps d'aller-retour de l'onde est converti en distance, i.e. en profondeur. La résolution des images obtenues est très élevée (de l'ordre de la centaine de mètre en général).

-Utilisation des satellites altimétriques : les courtes longueurs d'onde du géoïde, identifiées grâce aux mesures du niveau de la mer par les satellites, reflètent la topographie des fonds sous-marins (résolution plus faible, ~quelques kilomètres).

-Les forages.

-la sismique réflexion/ et la sismique réfraction :

La sismique réflexion est un outil de prospection du sous-sol basé sur l'enregistrement d'ondes sismiques émises artificiellement depuis la surface et réfléchies en profondeur sur les interfaces séparant des milieux dans lesquels les vitesses de propagation de ces ondes sont différentes, ce qui permet d'identifier les limites de couches géologiques, et leur architecture en profondeur.

Dans le cas de la sismique réfraction, on s'intéresse particulièrement à la vitesse de propagation des ondes, qui varie selon la nature du milieu traversé et permet de définir certains de ses paramètres physiques.

B) Les principaux reliefs de l'Océan Indien

-Les reliefs sont d'origine tectonique et volcanique. Les exemples suivants sont à localiser sur la carte des fonds océaniques.

-*Les dorsales océaniques, et les grandes transformantes associées* : Les dorsales de Carlsberg, Centrale Indienne, SW Indienne, SE Indienne. La dorsale de Sheba est l'une des dorsales les plus jeunes au monde. Initiée il y a 20 Ma, elle forme le Golfe d'Aden et sépare la plaque Arabe de la plaque Afrique. Morphologie d'une dorsale lente : voir figure de comparaison de coupes topographiques de la dorsale SW Indienne avec les dorsales des autres océans.

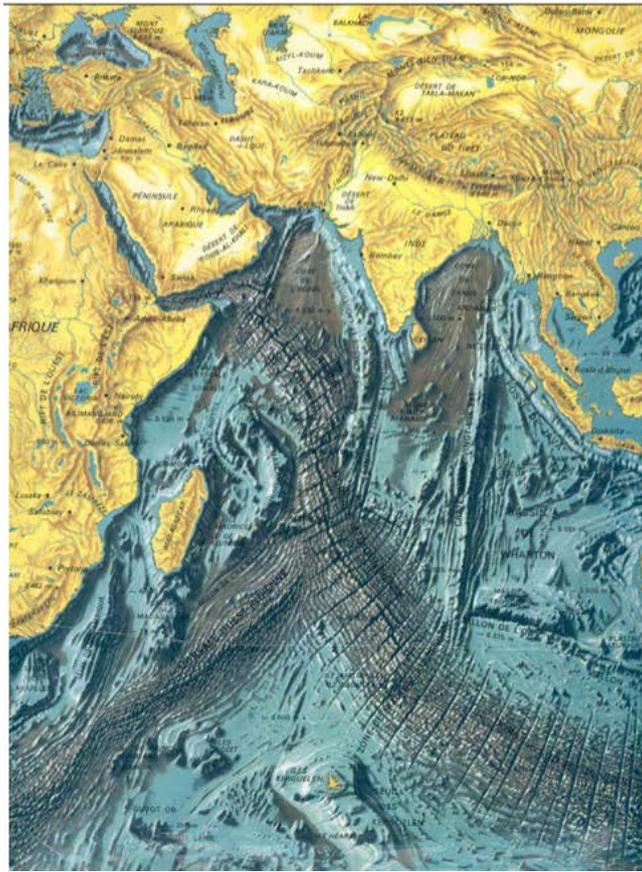
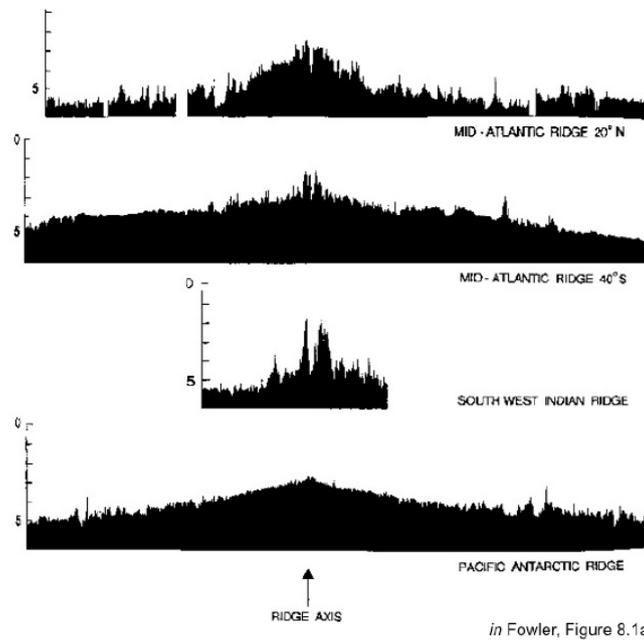


Figure 2: extrait de la première carte des fonds océaniques par B. Heezen et M. Tharp



in Fowler, Figure 8.1a

Figure 3 : profils topographiques à travers différentes dorsales, dont la SW Indienne

-Les zones de subduction : le prisme d'accrétion du Makran Pakistanais, la subduction de la Sonde. Le prisme d'accrétion du Makran n'affiche pas vraiment de fosse, la signature topographique de la zone de flexure au front du prisme étant comblée par les sédiments provenant du Pakistan. Concernant la subduction de la Sonde, la fosse est mieux marquée par une dépression de près de 7000 m de fond.

- Les reliefs associés au fonctionnement d'un panache mantellique : île de la Réunion, Plateau des Seychelles-Maurice, Plateau des Kerguelen, le Crozet, Ride des Chagos-Maldives, Ride de 90°E, Broken Ridge. Le volume du plateau des Kerguelen, estimé à environ $15 \cdot 10^6 \text{ km}^3$, en fait la seconde plus grande Province Magmatique (=LIP) au monde après Ontong-Java.

==> Mise en évidence des points chauds associés à ces reliefs d'après les cartes de tomographie sismique à différentes profondeurs du manteau et les cartes d'anomalies du géoïde. Anomalie négative du géoïde sous l'Inde inexplicée.

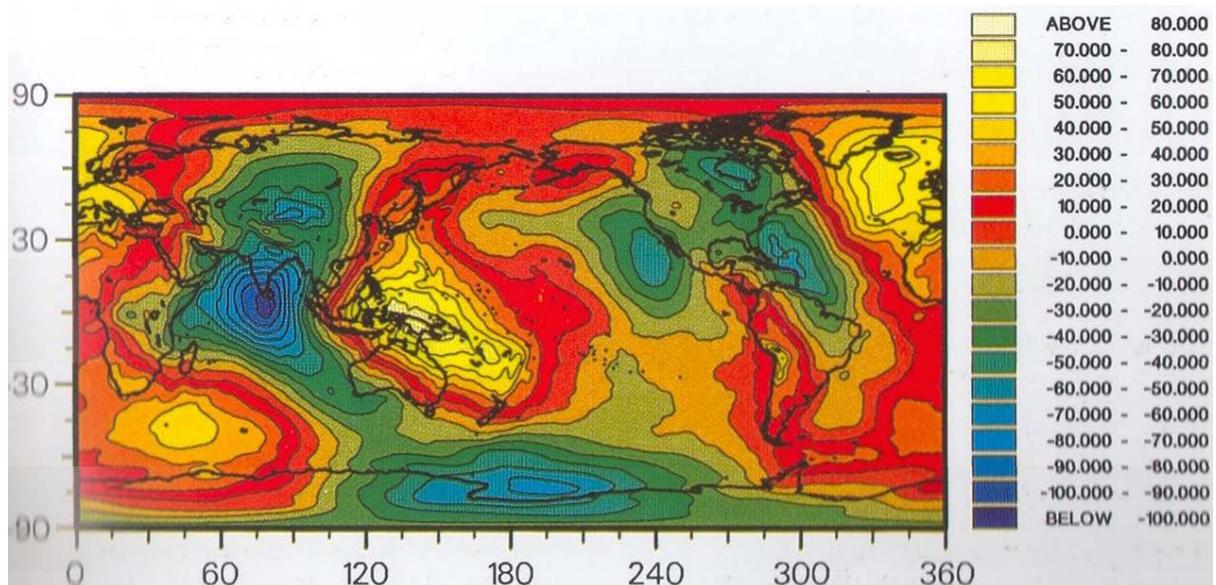


Figure 4 : carte des anomalies du Géoïde

C) La circulation océanique dans l'Océan Indien

-Salinité moyenne de l'Océan Indien : 34,76. La salinité varie selon le bilan évaporation/précipitation; et selon le réseau hydrographique continental : la salinité est moindre à l'embouchure des grands fleuves comme l'Indus, le Gange, ou le Brahmapoutre.

-Les courants de surface adoptent le schéma classique : courants anticycloniques au Nord de l'équateur, cycloniques au Sud. Ils sont sous l'influence de la mousson Indienne, qui se manifeste par une mobilité saisonnière de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) des vents. Le findlater Jet, l'une des gyres cycloniques les plus rapides au monde, génère le courant Somalien.

-L'Océan Indien est une zone de remontée des courants de fond de la circulation thermohaline, qui pénètre dans l'Océan Indien via le courant des Aiguilles au large de

l'Afrique du Sud. La morphologie des grands fonds contrôle les voies de passage de la circulation thermohaline.

-Il existe des zones d'upwelling côtier (ex. au large de la Somalie), surtout dans les zones soumises à la mousson, dont les vents chassent les eaux de surface et activent la remontée des eaux de fond. Cependant, leur importance est moindre que dans les autres océans (upwelling des côtes Chiliennes dans le Pacifique ; des côtes Guinéennes dans l'Atlantique). L'activité du courant somalien est à l'origine de la seule zone d'upwelling située dans la partie W d'un océan.

D) Répartition des sédiments dans l'Océan Indien

(Commenter des échantillons de chaque type de sédimentation, et la carte de répartition des principaux types de sédiments).

-*Sédimentation terrigène* : les fleuves qui érodent l'Himalaya génèrent d'importants systèmes turbiditiques profonds, parmi les plus vastes du monde. C'est le cas du système du Bengale (volume $12.5 \times 10^6 \text{ km}^3$) et de l'Indus (surface : 10^6 km^2).

-*Sédimentation carbonatée* : La physiographie de l'Océan présente différentes zones qui élèvent le fond océanique au dessus de la CCD. La sédimentation carbonatée est particulièrement bien exprimée sur les dorsales et suit leur configuration en point triple. De même pour les reliefs associés à l'activité d'un point chaud (ride des 90°E, Kerguelen...).

-*Sédimentation siliceuse* : Exprimée dans les zones d'upwelling + ceinture siliceuse péri-antarctique, qui remonte jusqu'à 30°S.

-*Sédimentation pélagique/ argiles des grands fonds* : dans toutes les zones où les modes de sédimentation précédents ne s'expriment pas !

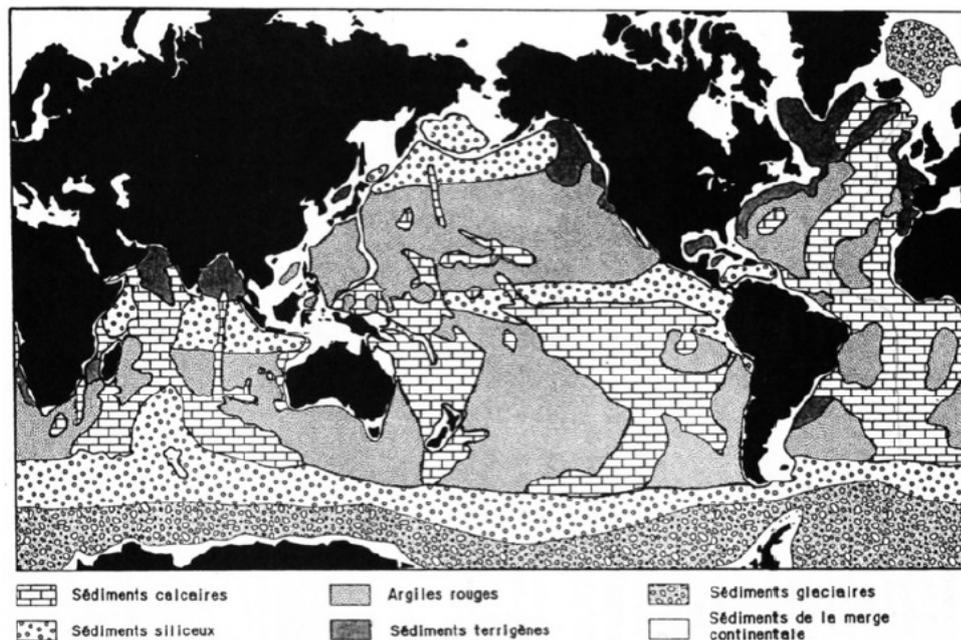


Figure 5 : Carte de répartition des sédiments

2° Cinématique actuelle de l'Océan Indien

-La carte de répartition de la sismicité mondiale permet d'identifier les principales limites de plaque dans l'Océan Indien : Indienne, Arabe, Somalie, Africaine, Australienne, Antarctique (+microplaque Capricorne dans la zone de déformation diffuse). Frontière Inde/Australie diffuse, correspond à une limite de plaque naissante.

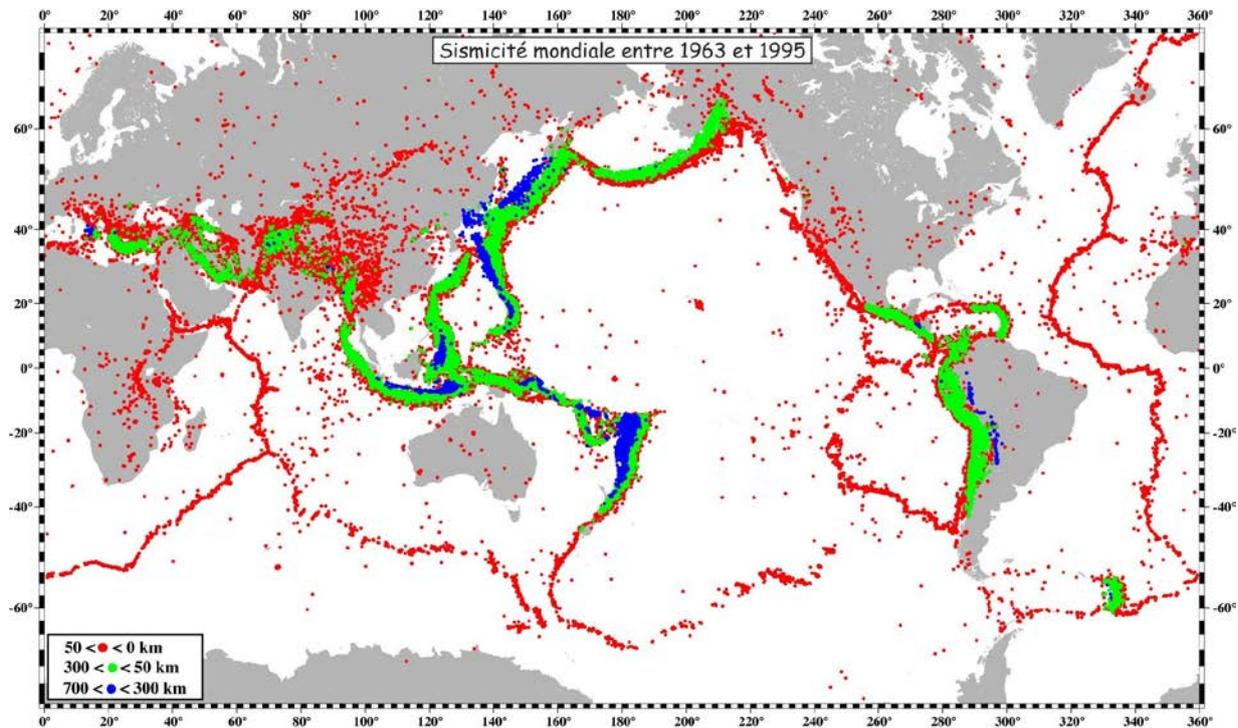


Figure 6 : carte de la répartition de la sismicité mondiale

-Les modèles de cinématique instantanée (NUVEL1-A; MORVEL) :

Ces modèles sont basés sur l'analyse des anomalies magnétiques du plancher océanique (NUVEL1-A) intégré aux données fournies par le GPS (dans le cas de MORVEL). Dans l'Océan Indien, l'anomalie magnétique la plus récente (2A) est datée à 3,16 Ma.

Les plaques les plus rapides de l'Océan Indien sont celles dont le % de frontières en subduction est le plus élevé (Inde, Australie). Au nord, les rapprochements des plaques indienne et asiatique sont à l'origine de la surrection de l'Himalaya et du plateau du Tibet. Du fait des collisions continentales Inde-Eurasie et Arabie-Eurasie, les dorsales de l'Océan Indien ont toutefois des taux d'ouverture assez faibles, de l'ordre du cm/an. Plus au sud, au niveau de l'île de Java, le rapprochement des plaques indienne et asiatique est plus rapide. La plaque Australie plonge par subduction sous la plaque dite "Sundaland", promontoire de l'Eurasie qui porte l'Indochine, à une vitesse de l'ordre de 5 cm/an avec une direction Nord/Nord-Est. La plaque Australienne plonge sous l'Indonésie (Plaque de la Sonde) à une vitesse de l'ordre de 50 cm/an.

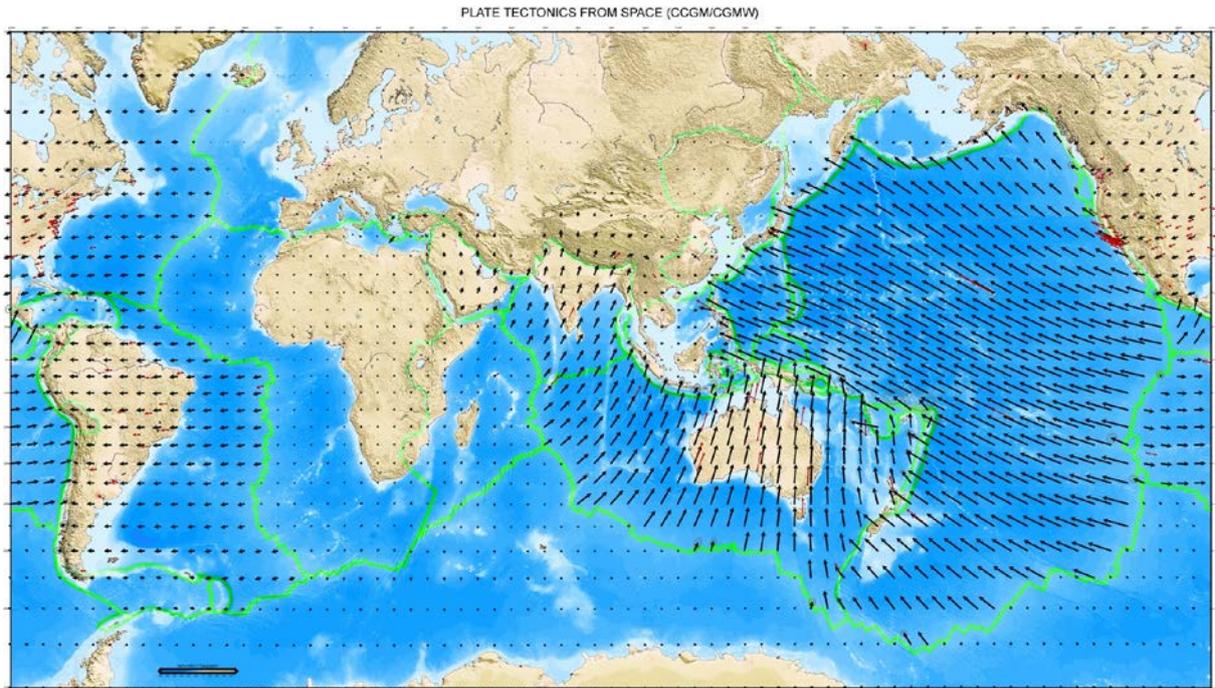


Figure 7 : cinématique actuelle des plaques

-Cas particulier de la limite de plaque Inde-Australie : il existe deux pôles de rotation différents pour les plaques Inde et l'Australie, suggérant que les deux plaques ont des mouvements propres. La distribution diffuse de la sismicité à cet endroit correspond à une zone de déformation diffuse.

-Il existe deux points triples dans l'Océan Indien : A) le point triple Aden-Owen-Carlsberg, de type Ride-Transformante-Ride (cinématiquement instable, un fragment de plaque Arabe est en cours de transfert à la plaque Indienne). B) le point triple Rodriguez, de type Ride-Ride-Ride (cinématiquement stable). Un point triple est en cours de création au niveau de la plaque Capricorne, dans la zone de déformation diffuse entre l'Inde et l'Australie.

3° Schéma structural de l'Océan Indien

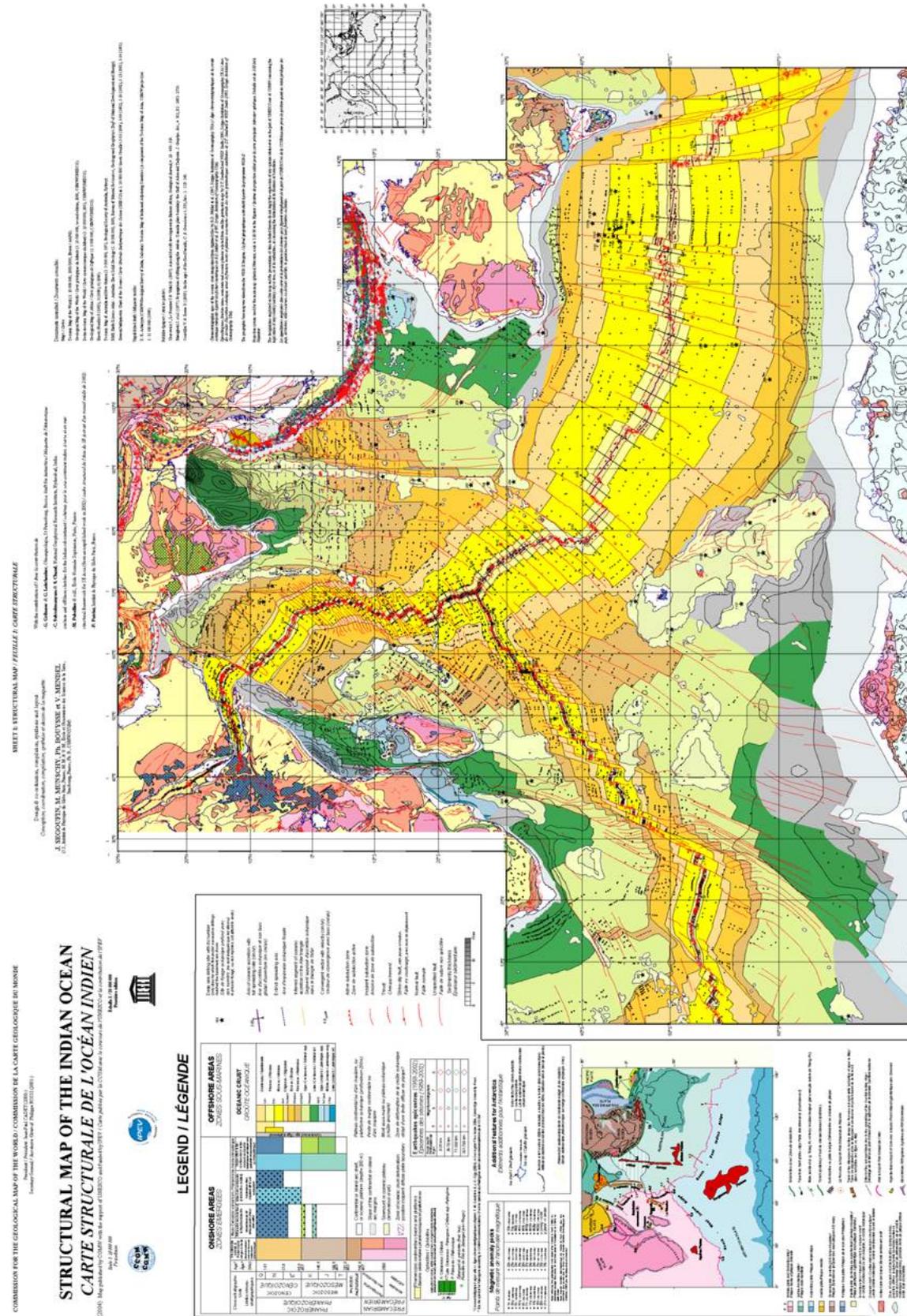


Figure 8 : carte structurale de l'Océan Indien, et âge du plancher océanique

Dans cette section, il convient de présenter succinctement quelques structures emblématiques de l'Océan Indien.

A) La dorsale SW Indienne : une étonnante diversité de modes d'accrétion

Les faibles taux d'accrétion de la SW indienne sont responsables, à certaines périodes de son histoire, d'un mode d'accrétion particulier : durant ces épisodes, la production magmatique est faible et des grandes failles de détachement favorise l'exhumation du manteau, formant des Oceanic core complexes. Les Oceanic core complexes forment un fond océanique d'aspect strié (corrugations), dépourvu des volcans traditionnellement observés à l'axe des dorsales. Au niveau de la dorsale SW Indienne, un 3^e type de fond océanique, d'aspect lisse (avolcanique), a été identifié : il s'agit là aussi de zones où le manteau affleure. Bien que les différents types de fonds océaniques aient été observés dans les autres océans, la dorsale SW indienne reste l'un des cas d'étude les plus spectaculaire du fait de la diversité des fonds qu'on y rencontre. Des core complexes océaniques ont été aussi observés pour l'instant au niveau des dorsales de Sheba, et sur une portion de la SE Indienne, mais il en existe probablement à d'autres endroits.

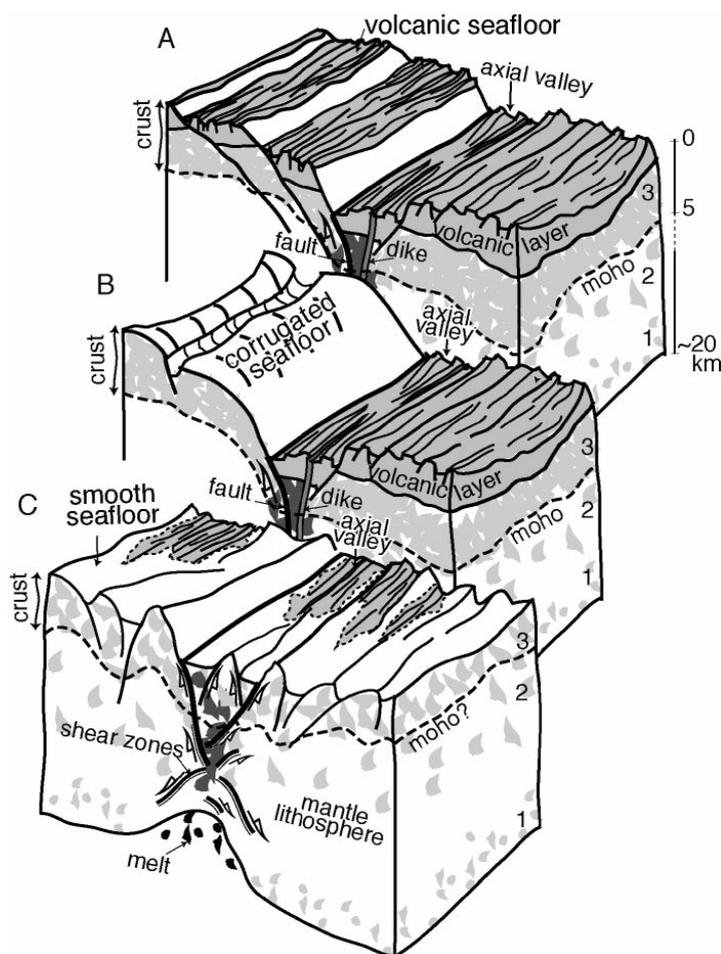


Figure 9 : schéma des différents types de fonds océaniques associés à la dorsale SW indienne

B) Zones de subduction : la subduction du Makran et la subduction de la Sonde

Le prisme du Makran :

Il s'agit d'un des rares prismes d'accrétion dont les 2/3 sont émergés. Dans la partie océanique, la structure du prisme est proche d'un prisme à friction basale intermédiaire, avec une série d'écaillés délimitées par des chevauchements dont le pendage plonge dans le même sens que la plaque plongeante (peu de rétro-chevauchements). Il y a propagation du chevauchement frontal au cours du temps.

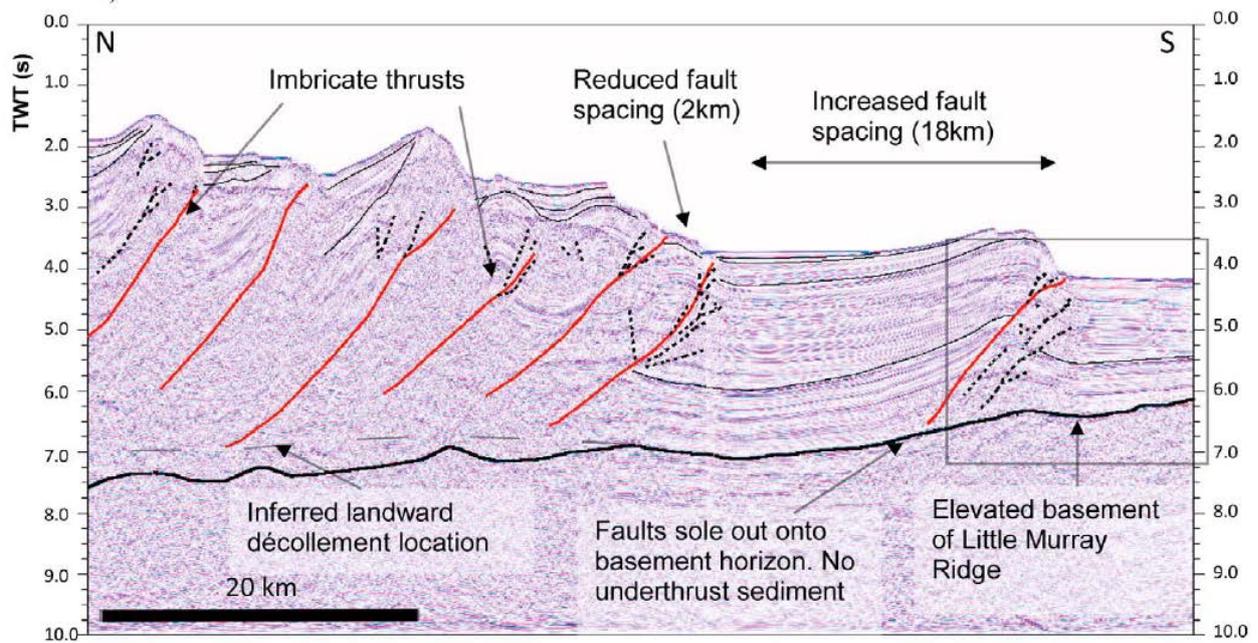


Figure 10 : profil sismique N-S recoupant la partie immergée du prisme du Makran

La subduction de la Sonde

Du fait de l'étendue de la zone de subduction, d'importantes variations dans le style structural du prisme sont observées, en fonction du pendage du slab, de la présence d'aspérités sur le fond océanique (dans certaines régions il y a accrétion de sédiment, dans d'autres non). Lorsque observé, le prisme d'accrétion affiche les caractéristiques structurales d'un prisme à forte friction basale (i.e. la position du décollement reste relativement stable au cours du temps). Plusieurs chevauchements hors-séquence actifs.

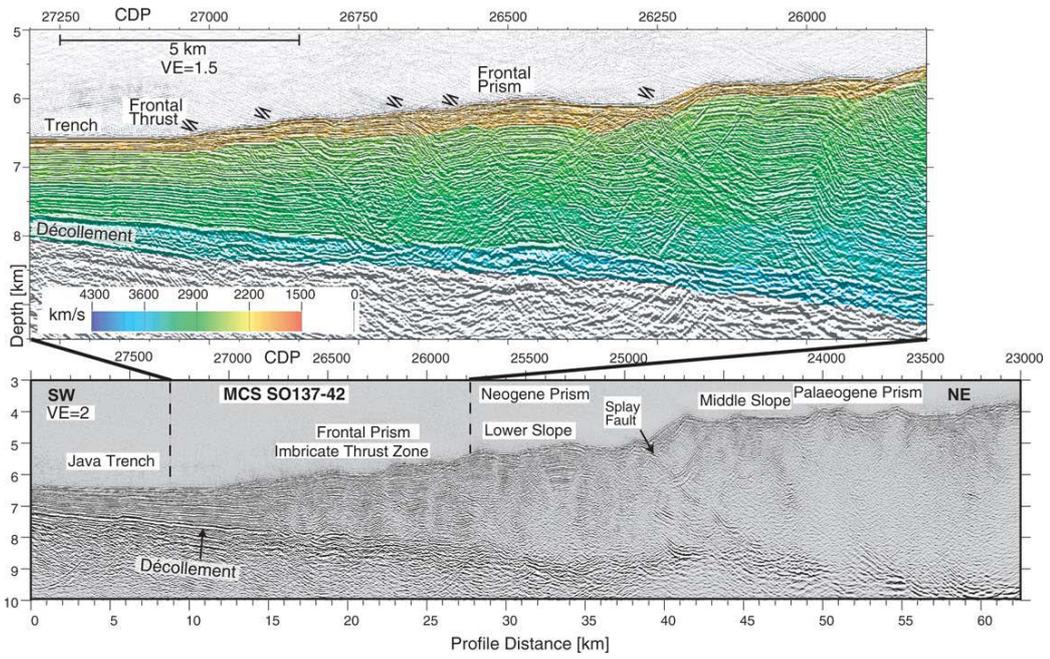


Figure 11 : profil sismique à travers le prisme d'accrétion de la Sonde

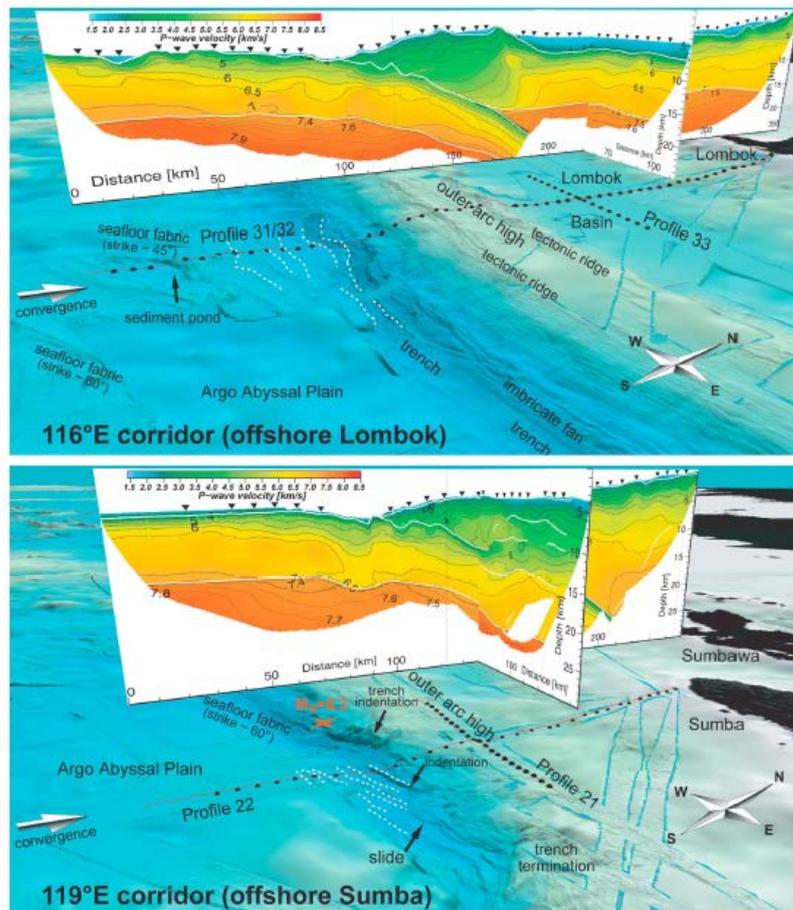


Figure 12 : Structure de la subduction de la Sonde à l'échelle lithosphérique, à différents endroits, illustrant les variations structurales le long de cette frontière convergente.

C) La zone de déformation diffuse dans l'Océan Central Indien

Les profils de sismique réflexion réalisés dans la région montrent une zone de déformation diffuse, avec l'initiation de fronts de chevauchement. Les reliefs formés par ces failles sont de l'ordre du millier de mètres, mais ils sont essentiellement enfouis sous les turbidites du système détritique du Bengale. Les failles s'enracinent dans la croûte mais aussi dans le manteau océanique. Un autre secteur de la zone de déformation diffuse, le bassin de Wharton, est le siège d'une réactivation de zones de fracture en décrochement.

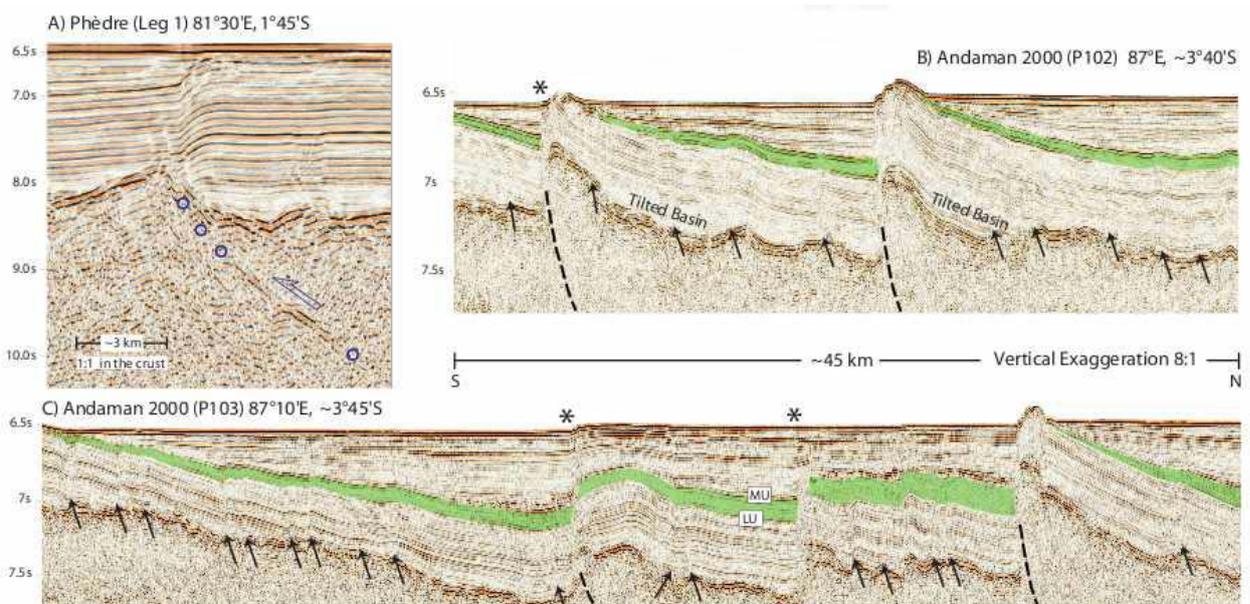


Figure 13 : profils sismiques à travers la zone de déformation diffuse au niveau de la limite de plaque Inde-Australie

4° Aléas naturels dans l'Océan Indien

A) Aléa sismique dans l'Océan Indien et anatomie du séisme du 26 décembre 2004

Généralités : La zone de subduction du Makran produit régulièrement des séismes de $M_w \sim 8$ ($M_w = 8.1$ pour le dernier gros séisme de 1945); celle de la Sonde a produit un séisme avec une magnitude $M_w > 9$ en 2004. Les deux zones de subduction sont tsunamigènes. La sismicité au niveau de la transformante d'Andrew-Bain (Océan Indien SW) et des zones de fracture du Bassin de Wharton (Océan Indien Central) produit des séismes de $M_w > 8$, ce qui est fait les transformantes avec la sismicité la plus élevée au monde. Ceci est dû au fait que ces failles s'enracinent dans le manteau lithosphérique, dont les propriétés mécaniques favorisent les séismes de forte magnitude.

Le séisme et le tsunami du 26 décembre 2004 :

-Contexte géodynamique de la zone

Le séisme correspond à une rupture de faille sous-marine située en bordure des plaques indienne et asiatique qui convergent avec une vitesse moyenne de l'ordre de 5 cm par an. La fosse de subduction à Sumatra est orientée Nord-Ouest, le glissement est donc oblique

par rapport à la fosse, ce qui produit un partitionnement du mouvement : le raccourcissement est absorbé sur la fosse, et le glissement est absorbé sur la grande faille décrochante de Sumatra qui passe à l'intérieur de l'Ile. En période intersismique, la fosse et la faille de Sumatra sont bloquées. La plaque supérieure, Sundaland, se comprime en accumulant la déformation élastique. Il arrive un jour où la déformation est plus forte que la friction et la faille rompt d'un seul coup, libérant l'énergie accumulée depuis une centaine d'années. La faille ayant joué le 26 décembre est une faille inverse à faible pendage vers le Nord-Est qui encaisse le plongement de la plaque indienne sous la plaque asiatique.

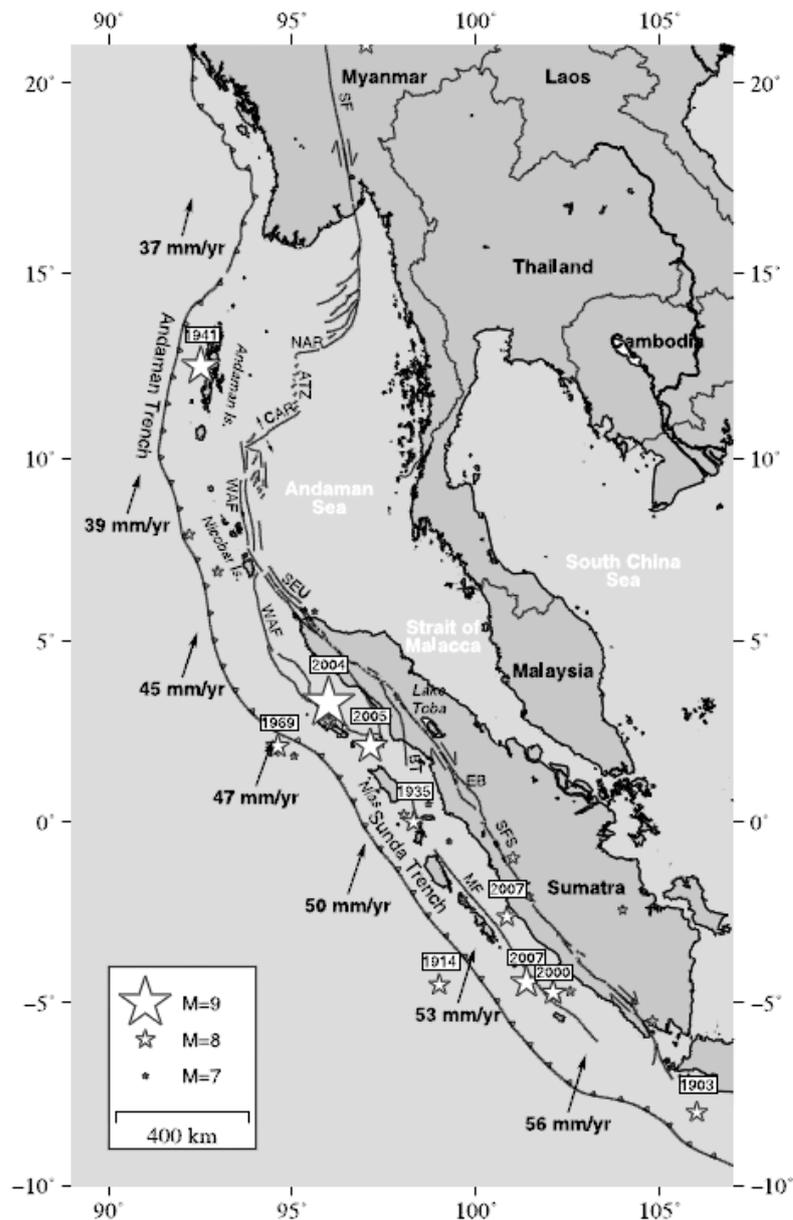


Figure 14 : schéma structural de la subduction oblique de la Sonde et vitesses GPS

-Caractéristiques du séisme du 26 décembre 2004 (Aceh)

L'initiation de la rupture de la faille, à l'aplomb de l'épicentre du séisme, s'est produite à 0h 58 TU (6h 58 heure locale) au Nord Ouest de l'île de Sumatra. Un glissement de la faille sur plus de 20-25 m a eu lieu sur une longueur de plus de 600 km parallèlement à l'arc,

pendant environ 3 minutes, provoquant un séisme de magnitude $M_w > 9$ et déplaçant d'importantes masses d'eau à l'origine du tsunami.

- Répliques : Nias, en 2005, M_w 8.7

-Caractéristiques du tsunami du 26 décembre 2004

Les tsunamis sont des vagues de très longue période (de 10 à 60 minutes). Leur vitesse de propagation dépend de la profondeur de l'eau. Dans les zones où le fond marin est à 4 Km de profondeur, cette vitesse est voisine de 700 Km/h, alors que pour 50 m de profondeur, la vitesse n'est plus que de 80 Km/h. La concentration de l'énergie sur quinze mètres d'eau sur les rivages, comparés, pour le séisme de Sumatra, aux 1500 m de profondeur au voisinage de l'épicentre, a plus que triplé l'amplitude du tsunami avec de plus des phénomènes de résonance sur certaines côtes (tsunami jusqu'à 30 mètres de haut par endroits). La distance entre l'épicentre et la côte indienne est de l'ordre de 2000 Km. Le tsunami s'est donc propagé rapidement et sur de faibles distances, atteignant les côtes indiennes au bout de 2 heures 15min environ. Au voisinage de l'épicentre, sur l'île de Sumatra, l'amplitude des vagues a pu dépasser 15 mètres et des amplitudes de l'ordre de 4 mètres ont été ainsi mesurées dans des ports de la côte indienne, à 2000 Km. La première vague d'un tsunami n'est cependant et souvent pas la plus forte et, parfois, est associée à un reflux d'eau. Ce phénomène dure une demi-période et typiquement de 10 à 15 minutes. Il doit être interprété comme un signal d'alerte. Le tsunami du 26 Décembre est transocéanique et des vagues de l'ordre d'un mètre de haut ont été localement enregistrées sur les côtes de l'Oman.

-Rappel, Génération d'un tsunami : L'eau se déplace brusquement suite au séisme qui provoque un mouvement vertical du fond de la mer et que ce déplacement se fasse sur une grande surface, comparable à la dimension de la vague de tsunami en haute mer. Des glissements de terrain sous-marins peuvent avoir les mêmes conséquences. Dans le cas du séisme d'Indonésie, ce déplacement s'est effectué sur une bande de quelques centaines de kilomètres de longueur et de quelques dizaines de kilomètres de largeur et le déplacement vertical initial du tsunami a atteint quelques mètres. L'énergie d'un tsunami se conserve au cours de sa propagation et se concentre dans l'épaisseur d'eau déplacée, en se distribuant, en mer, sur une circonférence centrée autour de la source.

- Dégâts causés par le séisme de 2004 : Le bilan en pertes humaines est de 230 000 morts, soit l'un des dix séismes les plus meurtriers et le plus grave tsunami de l'histoire. A chaque grand séisme, le mouvement des failles surélève de plusieurs mètres les îles situées sur la partie chevauchante de la plaque. Des soulèvements de bancs de coraux des îles de la région ont été datés. Ils indiquent que des séismes comparables à celui qui s'est produit le 26 décembre ont eu lieu en 1833 et 1861, quelques centaines de kilomètres plus au sud.

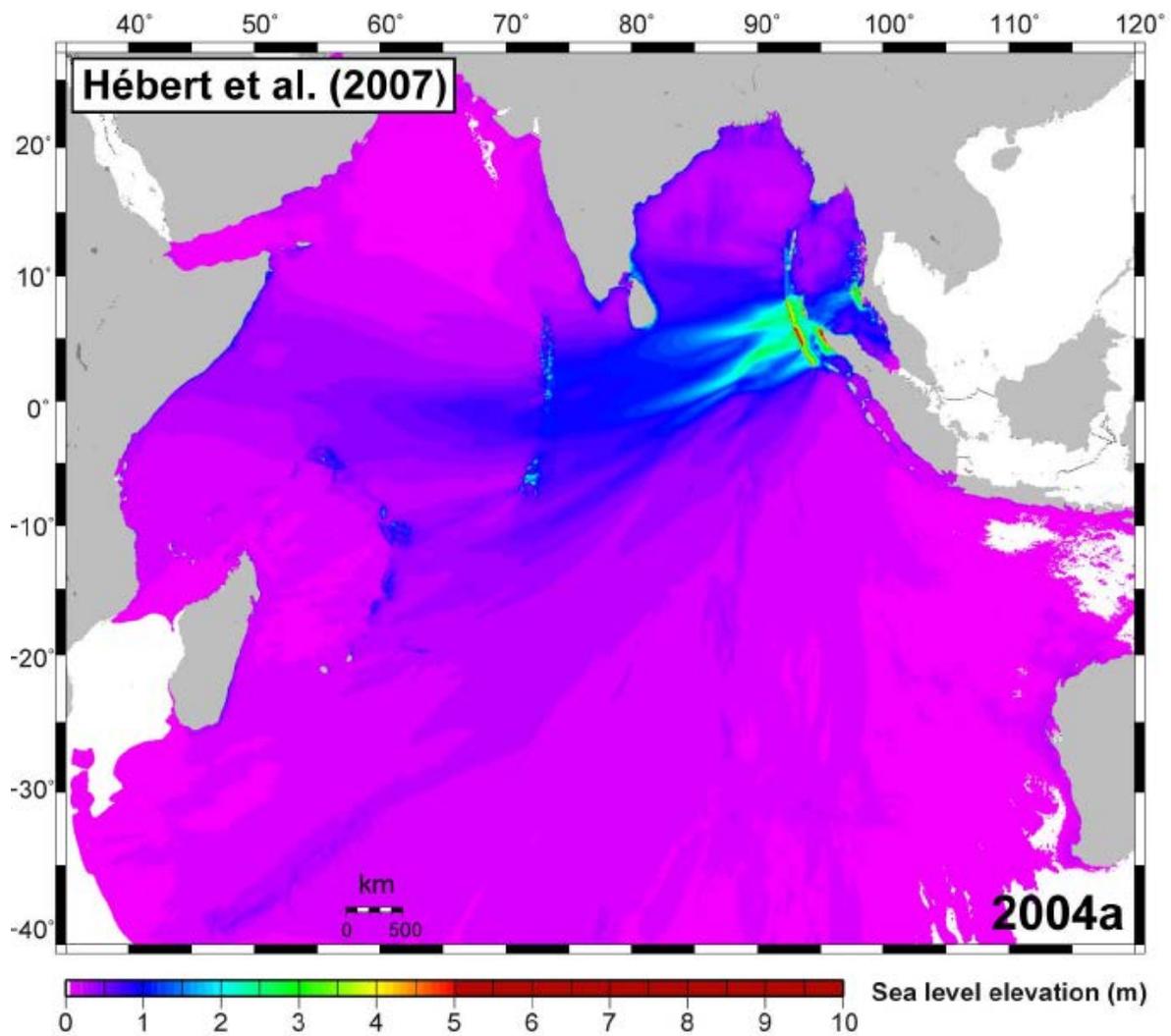


Figure 15 : Carte des hauteurs d'eau maximales atteintes par le tsunami de 2004 après 10 heures de propagation (carte produite à partir de simulations numériques)

B) Aléas volcaniques : Krakatau, Ile de la Réunion

Bien sûr, l'activité éruptive des volcans constitue une source d'aléa en elle-même. Les volcans sont des édifices qui peuvent devenir instables et voir leur flanc s'écrouler sous la forme de glissements de terrain. Divers processus associés aux éruptions, comme les écoulements pyroclastiques, peuvent également générer des tsunamis (cela a été le cas à Krakatau en 1883).

5° Histoire géologique de l'Océan Indien

A) Les anomalies magnétiques du plancher océanique et l'ouverture de l'Océan Indien

Le principe de l'interprétation des anomalies magnétiques a été établi à partir de mesures réalisées au niveau de la dorsale de Carlsberg par Vine et Matthews. Il est le suivant : les basaltes sont émis au niveau de l'axe de la dorsale, se solidifient au contact de l'eau et enregistrent, via leur aimantation (liée à leurs minéraux ferro-magnésiens), la polarité du champ magnétique terrestre au moment de leur solidification. Le plancher océanique est ensuite repoussé de part et d'autre de la dorsale quand du nouveau magma arrive en surface, à l'axe de la dorsale. Le champ magnétique terrestre subit des inversions de façon irrégulière au cours du temps. Ces inversions sont fossilisées par le plancher océanique, et induisent des anomalies du champ magnétique par rapport au champ actuel. Les inversions de polarité ont été datées par des forages (étude de l'âge des sédiments recouvrant le plancher) et des datations radio-chronologiques des basaltes et fournissent un calendrier de l'ouverture des océans.

Les profils d'anomalies magnétiques et les cartes des fonds océaniques permettent aussi de reconstituer la géométrie des dorsales à un moment donné, et de déduire certains paramètres du mouvement relatif entre deux plaques (migration du pôle de rotation, taux d'ouverture océaniques et asymétrie de l'accrétion). Les études de paléomagnétisme des roches permettent aussi de retrouver les anciennes latitudes d'un continent, avec cependant de fortes incertitudes.

La présence d'une unique subduction au nord de l'Océan implique que les plus vieux planchers océaniques de l'Océan Indien n'ont pas encore disparu. Mais la période de calme magnétique du Crétacé (de 118 à 83,5 Ma), au cours de laquelle aucune inversion du champ magnétique n'eut lieu, complique les reconstructions.

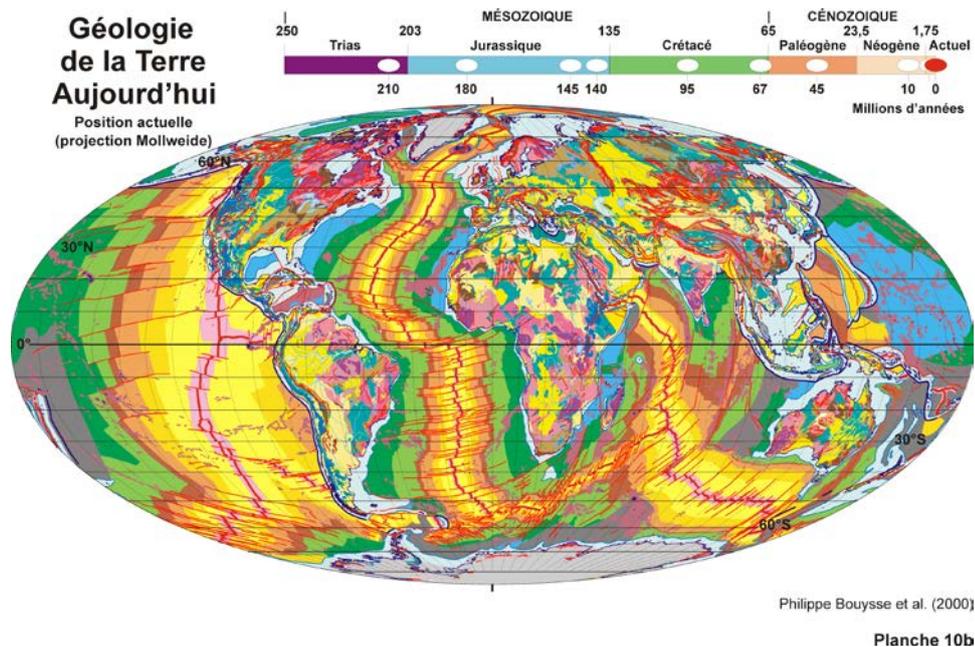


Figure 16 : carte des âges du plancher océanique déduit des anomalies magnétiques

B) Reconstructions des mouvements des plaques à l'origine de l'Océan Indien

A l'origine, un super continent : le Gondwana, et un paléo-océan entrant en subduction sous la Laurasia (future Eurasie): la Néotéthys. Premiers stades de formation de l'Océan Indien au début du Jurassique, contemporaine du volcanisme du Karoo dont les dépôts sont préservés au sud de l'Afrique. Le plancher du proto-océan indien est préservé sous la forme d'une ophiolite formant l'île de Masirah en Oman (plancher vieux de 140 Ma). Les ophiolites associées à la fermeture de l'Océan Néotéthys sont préservées au niveau de la zone de suture de l'Himalaya.



Figure 17 : Photographie des ophiolites de Masirah

L'Océan Indien au cours du Mésozoïque :

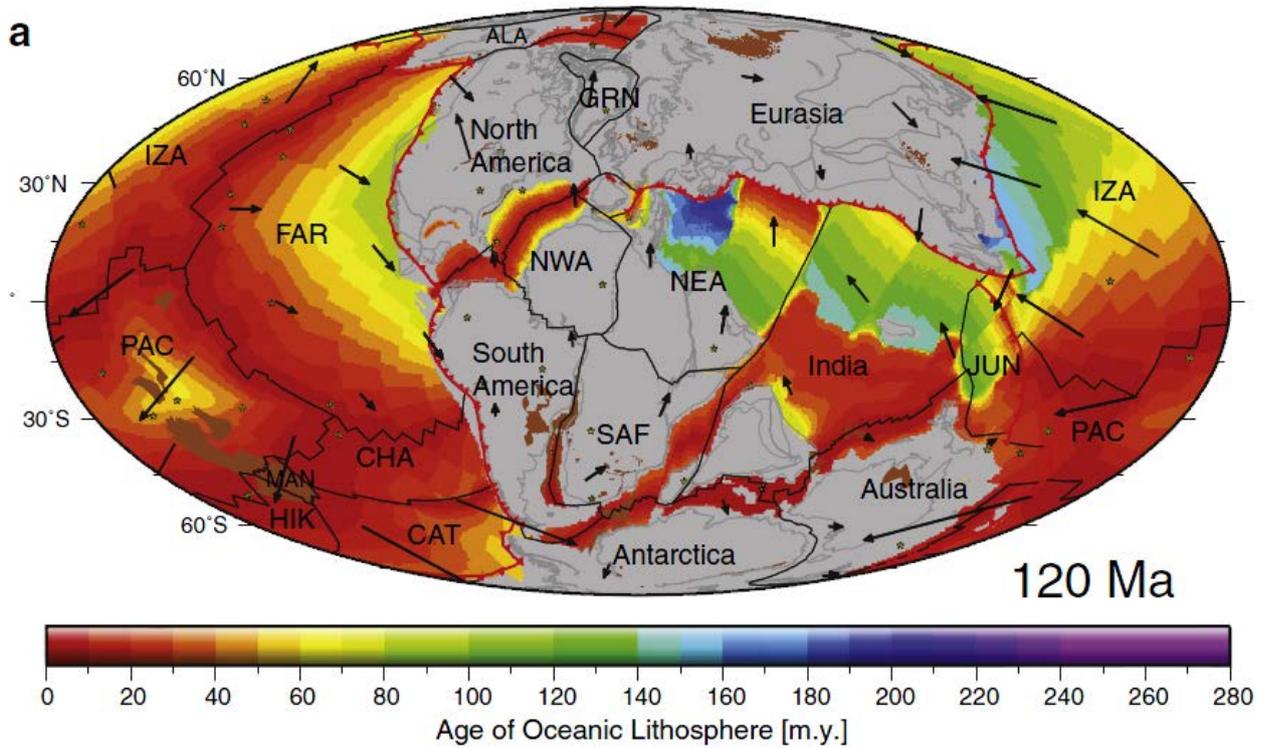
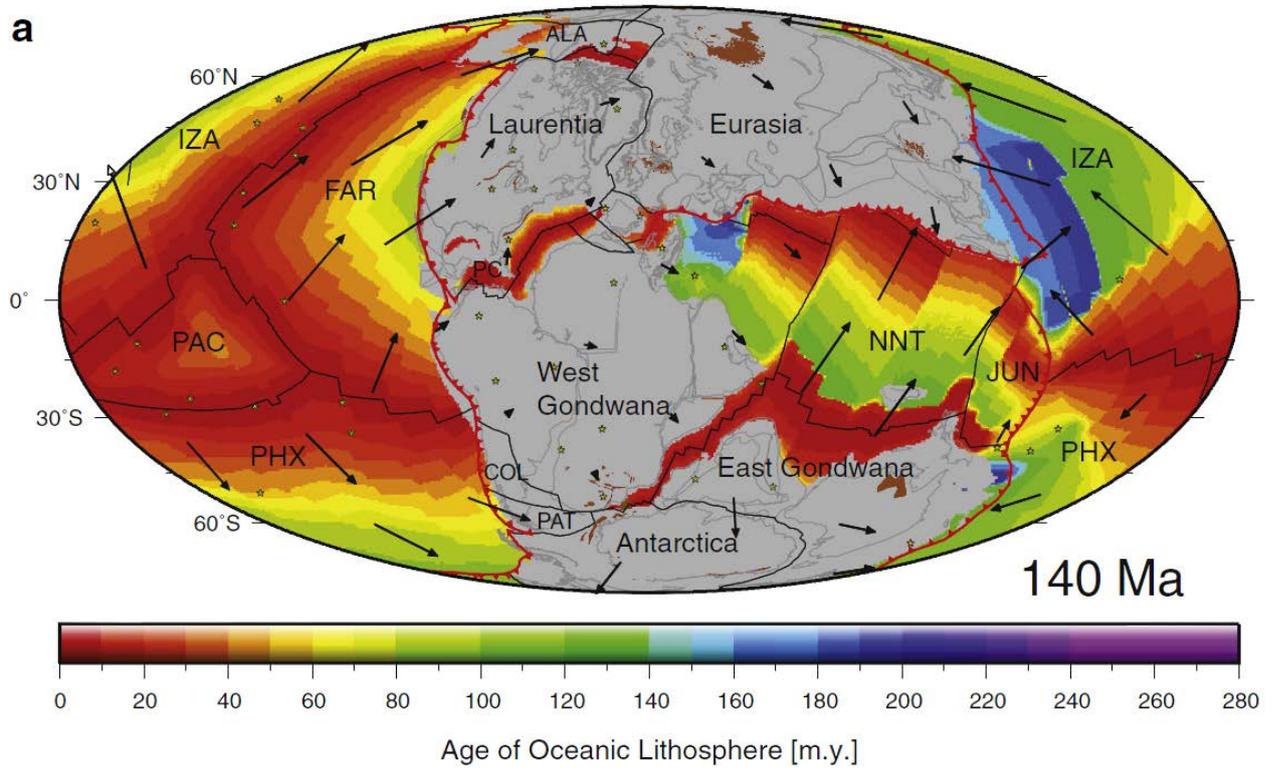
-Mouvement Inde/Afrique :

-Début de dislocation du Gondwana au Jurassique. Deux blocs : Afrique-Arabie (Gondwana Ouest); et Inde-Madagascar-Antarctique-Australie (Gondwana Est) : formation des bassins du Mozambique, W Somalien, et de Riiser-Larson.

-La dorsale formant ces derniers bassins cesse son activité autour de 130 Ma, et une nouvelle dorsale se forme entre Madagascar et l'Antarctique : début de la formation du bassin d'Enderby.

-Madagascar reste collé à l'Inde jusqu'au Crétacé; séparation il y a 96 Ma. La séparation forme le bassin des Mascareignes, dont la dorsale reste active jusqu'au début du Paléocène.

-65 Ma : début de l'abandon de la dorsale des Mascareignes. Mise en place de la dorsale de Carlsberg plus au Nord, entre l'Inde et les Seychelles.



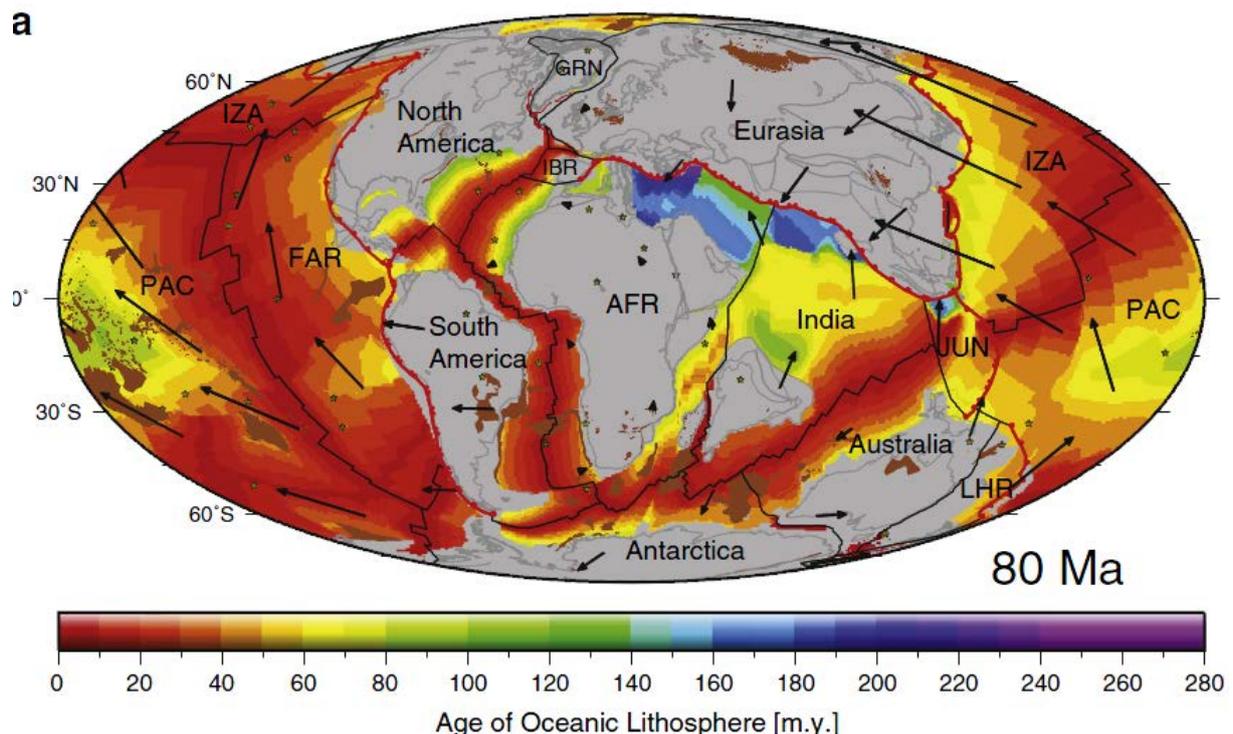


Figure 18 : reconstructions de l'Océan Indien à 140, 120 et 80 Ma

- *Mouvement Inde/ Antarctique-Australie :*

-Plus vieilles anomalies à 130 Ma (M9 à M0), proches du plateau des Kerguelen

-A 130 Ma, début de la séparation entre l'Inde et l'Australie. Ouverture SW-NE jusqu'à environ 80-100 Ma, puis ouverture d'un bassin selon une direction N-S : le bassin de Wharton.

-A l'anomalie M0 (120 Ma), l'Australie est toujours solidaire de l'Antarctique, elle commence à s'en détacher autour de 80 Ma (ce dernier âge étant très débattu, il correspond à la plus vieille anomalie magnétique identifiée entre l'Antarctique et l'Australie).

-La direction E-W de l'anomalie C34 (83.5 Ma) dans le bassin Central Indien est différente de celle N-S des anomalies plus anciennes, ce qui indique qu'une réorganisation cinématique survient pendant la période de calme magnétique, probablement autour de 90-100 Ma selon les âges de plusieurs événements géologiques (ex. obduction des ophiolites du Semail en Oman).

-De 83 à 45 Ma, ouverture du Bassin Central Indien/ Wharton.

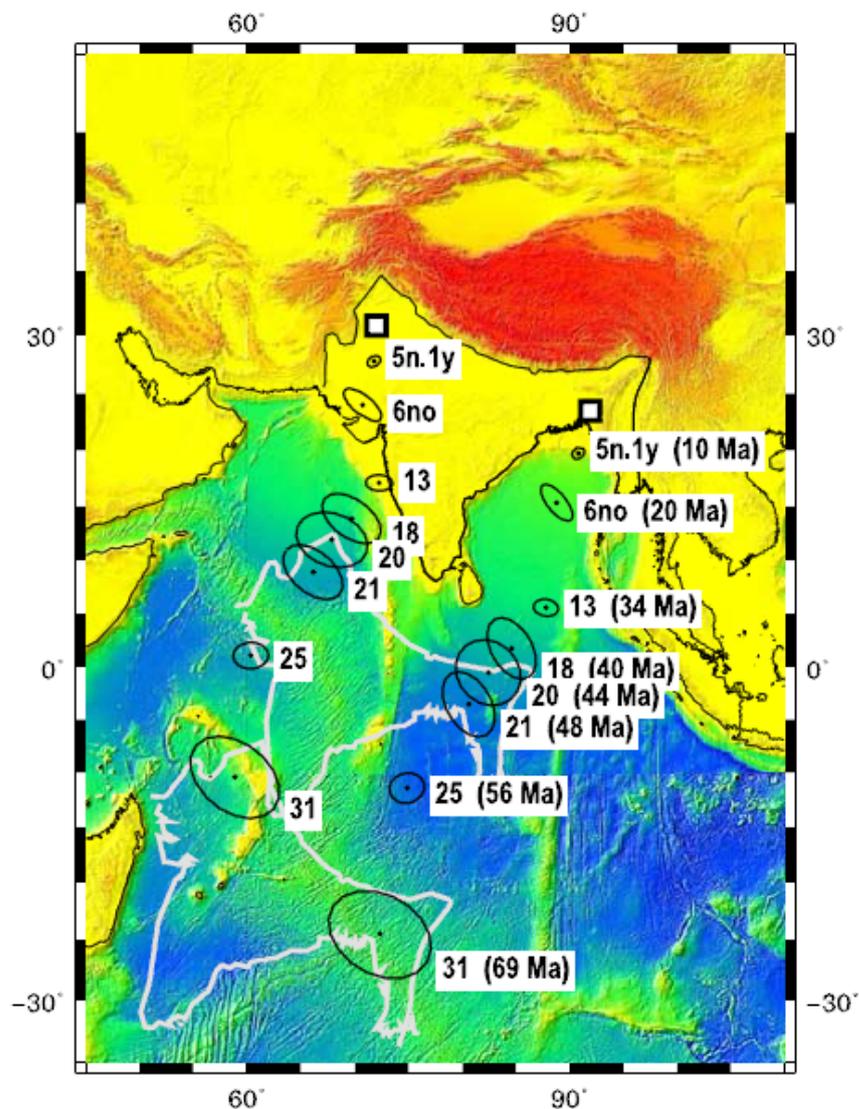


Figure 2. Map showing reconstructed positions of two points on the India plate with respect to the Eurasia plate at different times in the past. Present positions of points on India (white squares) are reconstructed to the black dots, with the corresponding 95% uncertainty ellipses. Numbers next to points identify chrons with the following ages appropriate for the parts of the chrons that were used: chron 6no, 19.722 Ma; 13, 33.30 Ma; 18, 39.28 Ma; 20, 43.16 Ma; 21, 47.09 Ma; 25, 56.15 Ma; and 31, 67.67 Ma. An outline of Indian continental lithosphere is also reconstructed to its positions at ~ 47 Ma, close to the time of collision, and at 68 Ma, before collision.

Figure 19 : Reconstructions des positions de l'Inde au cours du Cénozoïque

-Autour 50 Ma, début de la collision himalayenne : enregistrée par une chute des taux d'accrétion de la dorsale de Calrsberg (de ~18cm/a à ~5-10cm/a).Seconde chute du taux d'accrétion autour de 40 Ma (2-3 cm/a). Autre ralentissement autour de 24 Ma. Arrêt du ralentissement autour de 8-10 Ma. Depuis 8-10 Ma, vitesse d'accrétion stable autour de 2-3 cm. Chacune des phases de ralentissement correspond à une réorganisation cinématique générale de l'Océan Indien, avec des changements +/-marqués des directions des zones de fracture.

- Ouverture d'un océan entre l'Afrique et l'Arabie au niveau du Golfe d'Aden autour de 20 Ma, et une nouvelle phase de ralentissement des taux d'expansion enregistrés au niveau de la dorsale SW Indienne. Le mouvement Inde-Arabie s'inverse et devient dextre.

-Anomalie 21 (50 Ma) : séparation de l'Australie et de l'Antarctique: Arrêt de l'ouverture de la dorsale de Wharton, l'activité de la dorsale SE indienne s'intensifie et sépare clairement l'Australie de l'Antarctique.

-Autour de 8-10 Ma : Formation de la plaque Somalie, de la plaque Capricorne, et séparation des plaques Inde et Australie avec mise en place de la zone de déformation diffuse dans l'Océan Central Indien.

B) Age de mise en place des provinces magmatiques

-Kerguelen : 120 Ma, puis jusqu'à 40 Ma, construction de la Ride de 90°E.

-Deccan : 65 Ma, puis Chagos-Laccadive et aujourd'hui l'île de la Réunion...

-Point chaud des Marions dans l'extrême sud-ouest de l'Océan Indien, actif depuis 90Ma

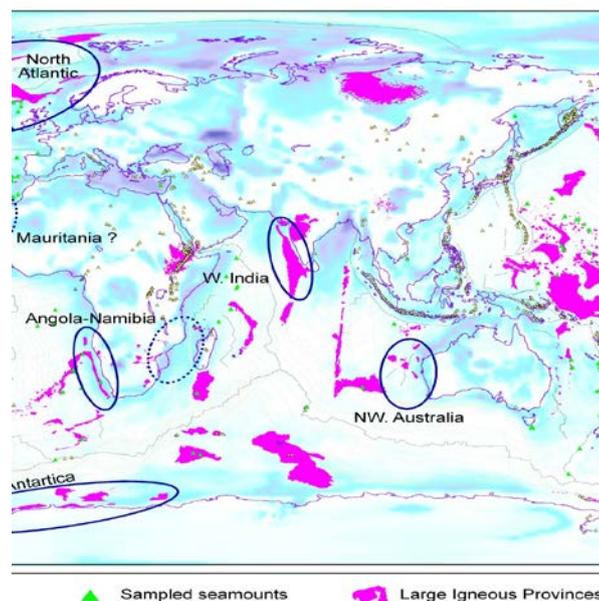


Figure 20 : Carte de la distribution des provinces magmatiques géantes dans l'Océan Indien

C) Réorganisations des plaques dans l'Océan Indien : les principaux acteurs

-Les phénomènes de collision :

Au Mésozoïque, la direction générale d'ouverture des bassins océaniques est N-S de la fin du Jurassique à environ 120 Ma (anomalie M0). Suite à une réorganisation globale des plaques autour de 120 Ma, la direction d'ouverture devient E-W à NW-SE jusqu'à 90-100 Ma, date à laquelle l'ouverture des océans suit de nouveau une direction générale N-S. Les phases d'ouverture N-S s'explique par la subduction de la Néotéthys sous la Laurasia. En revanche, la phase entre ~90-120 Ma s'explique par l'activité d'une zone de subduction majeure à l'Est du continent qui deviendra ensuite l'Australie. Il s'agit de la subduction Est-Gondwaniennne, dont l'activité a modifié la direction d'ouverture dans l'Océan Indien : l'activation et l'arrêt de cette zone de subduction a entraîné à chaque fois une réorganisation générale du circuit des plaques dans l'Océan Indien.

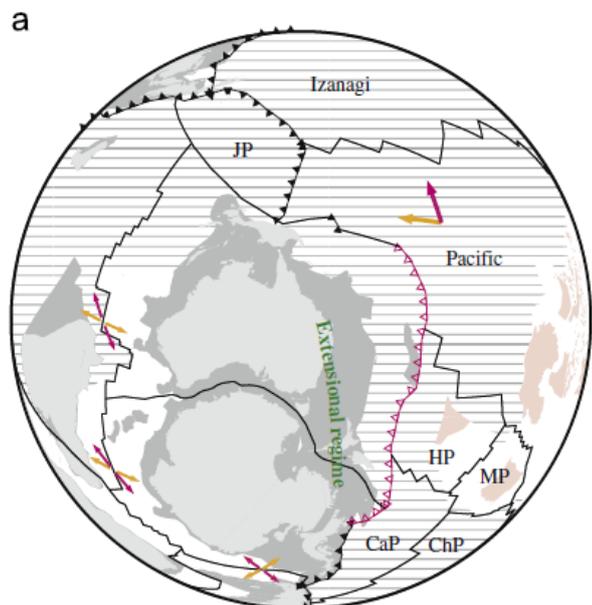


Figure 21 : reconstruction paléogéographique à ~100 Ma montrant la subduction est-gondwaniennne. Les flèches en orange indiquent la direction d'ouverture des océans pendant l'activité de la subduction; les flèches violettes indiquent la direction d'ouverture lors de l'arrêt de la subduction. Les subductions Néotéthysiennes et est-gondwaniennne ont alternativement dominé le régime des contraintes au cours de l'histoire mésozoïques de l'Océan Indien.

Depuis 90 Ma (fin du Crétacé- Cénozoïque), la subduction de la Néotéthys et la collision Inde-Eurasie ont contrôlé les réorganisations des plaques à ~50, ~40, ~25 et ~10 Ma identifiées grâce aux anomalies magnétiques. Bien que les moteurs exacts de ces réorganisations fassent l'objet de débats intenses, il existe une correspondance temporelle marquante entre les grandes phases de construction de l'orogène himalayen et ses réorganisations. La collision de l'extrémité nord de la marge de la Grande Inde avec l'Eurasie est estimé autour de 50 Ma par des datations de minéraux de haute pression au niveau du massif de Tso Morari; l'âge de 40 M correspond à un stade post-collisionnel de rupture du

slab téthysien et probablement aux premiers stades de collision continentale au niveau du Zagros; l'âge de 25 Ma correspond au moment où le craton de la plaque Arabie entre en collision avec l'Eurasie; une réorganisation structurale de l'Himalaya s'initie entre 25 et 15 Ma (causes encore très discutées). Quant à la réorganisation des plaques à 8-10 Ma, le moteur est probablement une modification des forces de volume modifiées suite à l'effondrement gravitaire de la chaîne himalayenne (perturbation gradient de potentiel de gravité induisant une modification des contraintes intraplaques et aux limites).

Les différences entre les vitesses de mouvement des plaques mesurées par le GPS et calculées par les modèles de cinématique instantanée (NUVEL 1A; MORVEL; fournissant des vitesses moyennées sur 3.16 Ma) sont importantes : est-ce l'effet de changements cinématiques Pléistocène encore mal connus?

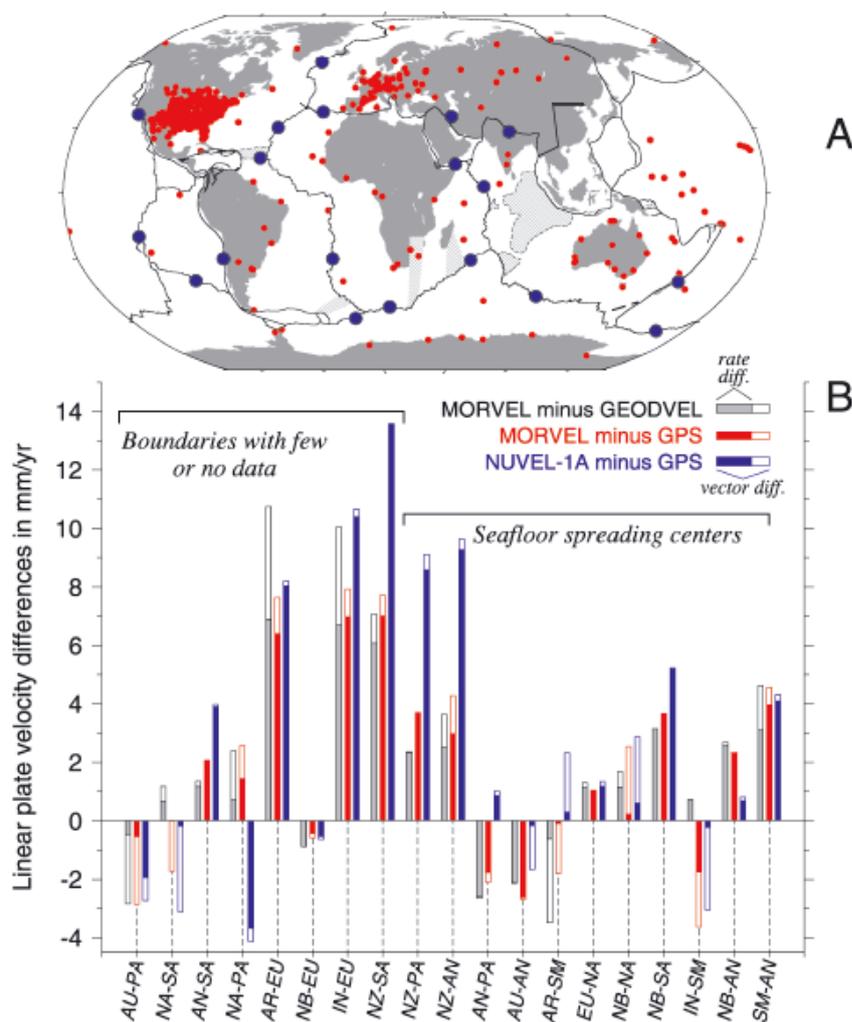


Figure 22 : différence de vitesses estimées entre modèles instantanés (MORVEL, NUVEL) et modèles GPS (GPS, GEODVEL). Les mouvements Inde-Eurasie et Arabie-Eurasie sont eux pour lesquels la différence est la plus élevée: y-a-t-il eu un changement cinématique au Pléistocène?

-Les panaches mantelliques:

L'activation des panaches a favorisé les sauts de dorsale au cours de l'ouverture de l'Océan Indien. Exemples de saut de dorsale liés à l'activité d'un panache mantellique : saut de la dorsale des Mascareignes à la dorsale de Carlsberg avec l'activation du panache du Deccan; saut de la dorsale du bassin d'Enderby au Nord des Kerguelen avec l'activation du panache des Kerguelen.

Conclusions : Comparaison avec les autres océans sur chacun des grands points soulevés. Particularités de l'Océan Indien, en vrac : zone d'upwelling à l'ouest de l'océan; mousson; zone de subduction de Sumatra produisant des séismes de magnitude 9; formation d'une limite de plaque entre l'Inde et l'Australie (stades initiaux de la formation de la limite de plaque); rôle majeur des points chauds et de la collision Inde-Eurasie dans l'histoire géologique...

Références bibliographiques :

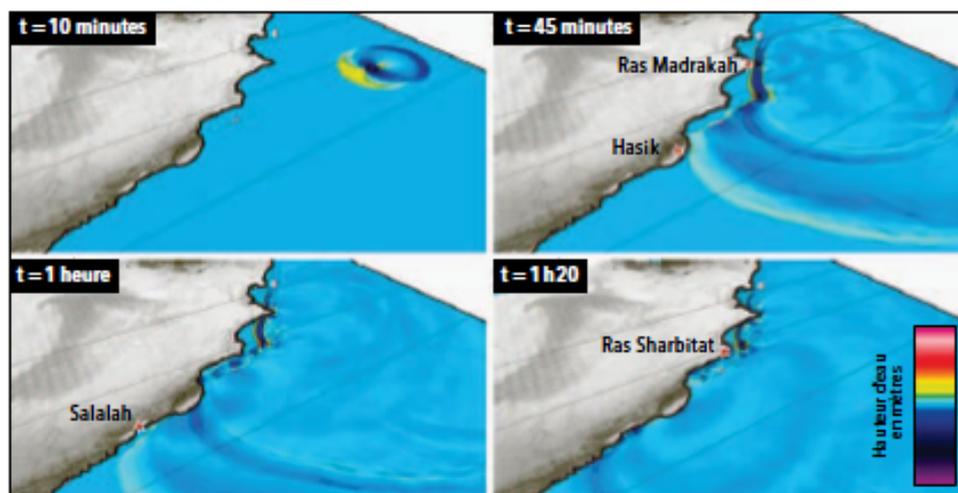
Le matériel nécessaire pour illustrer cette leçon est très dispersé dans la bibliographie autorisée...Très peu d'illustrations pour Sumatra!

Cartes géologiques :

- carte des fonds océaniques (LePichon)
- carte des anomalies magnétiques
- carte de la cinématique des plaques (N. Chamot-rooke & A. Rabaute)
- Carte structurale de l'Océan Indien (CCGM)

Dans les bouquins :

- Le visage changeant de la Terre (B. Vrielynck, CCGM)*
- Himalaya-Tibet : le choc des continents, JP Avouac et coll., Cnrs eds.*
- carte des anomalies du Géoïde (in Cazenave & Feigl; formes et mouvements de la Terre)*
- carte de la tomographie du manteau à différents profondeurs (in Cazenave & Feigl; formes et mouvements de la Terre)*
- carte de la répartition des sédiments (in Pomerol et al., Eléments de Géologie)*
- carte de la circulation des courants océaniques (in Pomerol et al., Eléments de Géologie)*
- carte de la circulation thermohaline (dans n'importe quel bouquin généraliste)*
- Profils topographiques des dorsales dans Pomerol et al., Eléments de Géologie.*
- Carte sismique disponible dans Larroque & Virieux; Physique de la Terre solide*
- Zone de déformation diffuse Inde/Australie : in Convergence lithosphérique (Lallemand et al.); Physique de la Terre solide (Larroque et Virieux)...il y a même le profil sismique montrant la naissance des chevauchements!!! Un article sur les séismes de la zone diffuse dans le N° de La Recherche d'Octobre 2012*
- Structure de la subduction Australie/ Sonde : assez peu d'illustrations disponibles dans les bouquins en dépit de l'importance géologique de la région : voir Convergence lithosphérique (Lallemand et al.) et le site internet de l'Insu-CNRS. Quelques infos dans les Pour la science et La Recherche ayant suivi le séisme...*
- Profil sismique du Makran disponible dans Himalaya-Tibet : "La collision continentale Inde-Eurasie" de Georges Mascle, Arnaud Pêcher, Stéphane Guillot, chez Vuibert eds.*



Risque de tsunami sur les côtes de l'Oman

GÉOLOGIE

De brusques glissements de terrain sous-marins pourraient entraîner la formation en surface de vagues destructrices.

Des vagues de 1 à 4 mètres de hauteur pourraient un jour déferler sur les côtes du sultanat d'Oman. Ce scénario ressort des travaux menés par des géologues français sur une zone située à 300 ou 400 kilomètres de là, au nord-ouest de l'océan Indien. C'est là que couissent les plaques tectoniques de l'Arabie et de l'Inde, le

long d'une faille. Cette frontière est matérialisée par un relief haut de plusieurs milliers de mètres, la « ride d'Owen ». En 2009, les géologues ont mis en évidence des cicatrices laissées par des glissements de terrain sous-marins, au cours desquels d'importants volumes de sédiments déposés sur la ride ont été déstabilisés. Grâce aux forages et aux enregistrements de sismique réflexion, ils viennent d'en préciser la distribution, l'ampleur et la fréquence [1].

Seuil d'instabilité. Ainsi, plusieurs centaines de glissements de terrain ont été identifiés sur les flancs de la ride d'Owen, dont vingt-cinq impliquent le déplacement de 1 à 40 kilomètres cubes de sédiments. « Un nombre particulièrement important », explique Mathieu Rodriguez, de l'École normale supérieure, premier auteur de l'étude. Leur origine ? Pas forcément des séismes. De fait, on compte dans cette zone un séisme de magnitude 6 à 7 tous les mille ans environ contre un glissement de terrain tous les 100 000 à 1 000 000 d'années selon les endroits.

Ces glissements se déclenchent lorsque l'épaisseur des

Cette simulation présente l'avancée d'un tsunami qui toucherait le sud-ouest du sultanat d'Oman en cas de glissement de terrain sous-marin à 300 ou 400 kilomètres plus à l'est. Des vagues de 1 à 4 mètres de hauteur atteindraient rapidement les villes côtières.

© RODRIGUEZ ET AL., NHESS 2013

sédiments atteint au moins une centaine de mètres. « Il existe un seuil critique au-delà duquel le système devient instable. Tant qu'il n'est pas atteint, les séismes n'ont pas d'effet. Les faibles taux de sédimentation (de l'ordre de la dizaine de mètres par million d'années) limitent la fréquence des glissements. Mais ils font que les volumes mobilisés sont importants », souligne Mathieu Rodriguez.

La probabilité qu'un tel événement se reproduise dans les décennies à venir reste à préciser. Mais il entraînerait la formation en surface de vagues potentiellement destructrices. Pour évaluer les risques encourus sur les côtes de l'Oman, les chercheurs ont utilisé les modèles numériques de genèse et de propagation des tsunamis développés par le CEA : un glissement de terrain de terrain au sud de la ride d'Owen, impliquant 40 kilomètres cubes de sédiment, engendrerait des vagues de 1 à 4 mètres de hauteur sur les côtes. ■ F.L.

[1] M. Rodriguez et al., *Nat. Hazards Earth Syst. Sci.* 13, 417, 2013.

mes

ns des veines de quartz (ci-contre), dans des fractures de la roche. Les éléments métalliques, lorsqu'ils sont à l'œuvre, restent mal connus. Les simulations numériques à l'appui ont permis de se former d'une façon quasi réaliste. Lorsque la terre tremble, l'ouverture provoque une dépressurisation brutale, ce qui entraîne une vaporisation éclair : en quelques instants, les éléments métalliques se vaporisent, le phénomène se répète, et le nombre de gisements aurifères augmente.

Science, doi:10.1038/ngeo1759, 2013.