



HAL
open science

Dynamique des zones de subduction : étude statistique globale et approche analogique.

Arnauld Heuret

► **To cite this version:**

Arnauld Heuret. Dynamique des zones de subduction : étude statistique globale et approche analogique.. Tectonique. Université Montpellier II - Sciences et Techniques du Languedoc, 2005. Français. NNT: . tel-00108728

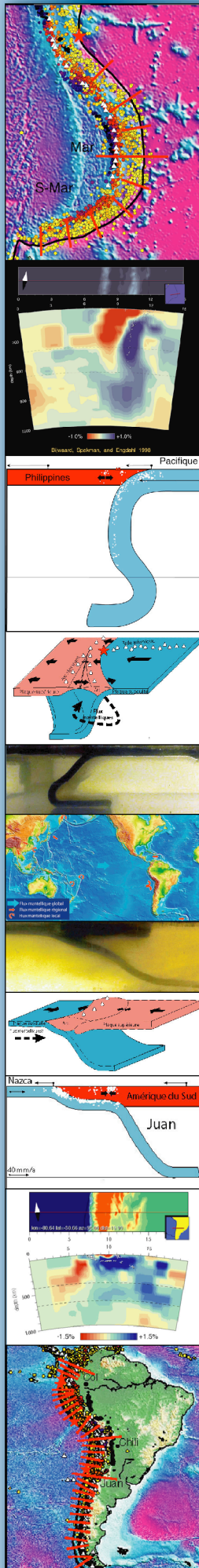
HAL Id: tel-00108728

<https://theses.hal.science/tel-00108728v1>

Submitted on 23 Oct 2006

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

Discipline : Géodynamique

Formation Doctorale : Structure et Evolution de la Lithosphère

Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau

**présentée et soutenue
publiquement par**

Arnauld HEURET

Le 16 Novembre 2005

Dynamique des zones de subduction :

Etude statistique globale et approche analogique

JURY :

M. Goetz Bokelmann, Professeur

Montpellier Examineur

M. Alexandre Chemenda, Professeur

Nice Rapporteur

M. Clint Conrad, Research assistant

Baltimore Examineur

M. Claudio Faccenna, Professeur

Rome Rapporteur

M. Yves Lagabrielle, Directeur de Recherche

Montpellier Examineur

M. Serge Lallemand, Directeur de Recherche

Montpellier Directeur de thèse

**UNIVERSITE MONTPELLIER II
SCIENCES ET TECHNIQUES DU LANGUEDOC**

T H E S E

pour obtenir le grade de

DOCTEUR DE L'UNIVERSITE MONTPELLIER II

***Discipline : Géodynamique
Formation Doctorale : Structure et Evolution de la Lithosphère
Ecole Doctorale : Sciences de la Terre et de l'Eau***

présentée et soutenue publiquement

par

Arnauld HEURET

Le 16 Novembre 2005

Titre :

**Dynamique des zones de subduction :
Etude statistique globale et approche analogique**

—————

JURY :

M. Goetz Bokelmann	Professeur, Montpellier	Examineur
M. Alexandre Chemenda	Professeur, Nice	Rapporteur
M. Clint Conrad	Research assistant, Baltimore	Examineur
M. Claudio Faccenna	Professeur, Rome	Rapporteur
M. Yves Lagabrielle	Directeur de Recherche, Montpellier	Examineur
M. Serge Lallemand	Directeur de Recherche, Montpellier	Directeur de thèse

"Truth is the child of time, not of authority. Our ignorance is infinite...The aim of science is not to open the door to everlasting wisdom, but to set a limit on everlasting error." Galileo Galilei

A l'heure tardive de la rédaction des dernières pages de ce mémoire, je tiens à remercier Serge Lallemand pour son encadrement et ses conseils. Je souhaite également remercier toute l'équipe de Tectonique pour son soutien tout au long de ces trois années.

Cette thèse a été préparée pour la majeure partie dans le Laboratoire de la Lithosphère de Montpellier. Je remercie l'ensemble des membres de ce laboratoire, chercheurs, enseignants-chercheurs, IATOS et les thésards pour leur accueil et leur aide, ainsi que tous ceux qui auront encadré et accompagné mon initiation à l'enseignement pendant mes trois années de monitorat. Je remercie également l'ensemble des membres du « Dipartimento di Scienze Geologiche » de l'Université de Rome 3 pour leur accueil au cours des deux séjours que j'y ai faits. Un grand merci à Claudio Faccenna pour avoir permis ces séjours et pour ses conseils et son aide. Un autre à Francesca Funciello pour son incomparable disponibilité.

Je pense aux intermittents de la recherche, thésards ou post-docs, que j'ai croisés et dont j'ai apprécié la convivialité. Je leur souhaite une bonne continuation.

Je remercie Goetz Bokelmann, Alexandre Chemenda, Clint Conrad, Claudio Faccenna et Yves Lagabriele pour l'attention qu'ils ont donnée à ce travail en participant au jury.

Je ne saurais oublier de remercier mes parents et tous les membres de ma famille pour leur soutien et pour avoir cru en mes orientations. Une pensée particulière pour Myriam et Ambre, mes deux soleils, trop souvent délaissées ces derniers temps. Une autre pour ceux qui me manquent et qui auraient été heureux de voir l'aboutissement de mon travail. Victor, Karim.

INTRODUCTION GÉNÉRALE	11
Chapitre I : La dynamique des zones de subduction.....	15
1- Présentation des zones de subduction – Les éléments structuraux	16
1.1- Le manteau.....	16
1.2- La plaque subduite.....	18
1.2.1- Avant l’entrée en subduction :	18
1.2.2- Le panneau plongeant :	21
1.3- La plaque supérieure :	25
1.3.1- La zone avant-arc :	25
1.3.2- L’arc magmatique :	26
1.3.3- La région arrière-arc :	26
2- Les grandes forces à l’œuvre	26
2.1- Les forces motrices :	27
2.1.1- La traction du panneau plongeant ou « slab pull » :	27
2.1.2- La poussée depuis la dorsale, ou “ridge push”	28
2.1.3- Les flux mantelliques :	28
2.2- Les forces résistantes :	28
2.2.1- La résistance au ploiement du slab :	28
2.2.2- Friction à l’interface des plaques :	29
2.2.3- La résistance visqueuse du manteau :	29
2.3- Force de traction/poussée de la plaque supérieure :	30
2.4- Flux mantelliques :	30
3- La dynamique de la subduction : modèles géodynamiques.....	30
3.1- « Le modèle du slab pull » :	30
3.2- Influence du mouvement absolu de la plaque supérieure :	33
3.3- Influence de flux mantelliques :	34
Chapitre II : Etude statistique globale des zones de subductions.....	37
1- La base de données « SubductionZones »	37
1.1- Les bases de données globales	37
1.1.1- Topographie et bathymétrie :	37
1.1.2- Position des volcans actifs :	38
1.1.3- Hypocentre des séismes :	38
1.1.4- Mécanismes au foyer des séismes :	39
1.1.5- Age des fonds océaniques :	39
1.1.6- Cinématique des plaques :	40
1.2- Utilisation des bases de données – Le programme « Subduction »	41
1.3- Les paramètres extraits	43
1.3.1- Position de la fosse et azimuth de la subduction	43
1.3.2- Topographie et gravimétrie	44
1.3.3- Géométrie du slab	44
1.3.4- Position de l’arc volcanique :	48
1.3.5- Cinématique des plaques :	49
1.3.6- Age, épaisseur et état thermique de la plaque en subduction :	52
1.3.7- Régime tectonique de la plaque supérieure:.....	53
1.3.8- Autres paramètres qualitatifs :	54
2- Tour du monde des zones de subduction.....	55
2.1- Segmentation des zones de subduction :	55
2.2- Portrait-robot des différentes zones de subduction :	57
2.2.1- Indonésie :	58

2.2.2- Manille :	59
2.2.3- Ryukyu-Nankai :	60
2.2.4- Mariannes :	61
2.2.5- Izu-Bonin-Kamtchatka :	62
2.2.6- Aléoutiennes-Alaska :	64
2.2.7- Le slab des Cascades :	65
2.2.8- Le slab d'Amérique centrale :	66
2.2.9- Amérique du Sud :	67
2.2.10- Caraïbes :	68
2.2.11- Sandwich :	69
2.2.12- Tonga-Kermadec :	70
2.2.13- Nouvelles Hébrides :	71
2.2.14- Nouvelle Bretagne :	72
3- La dynamique des zones de subduction : contraintes statistiques.....	73
3.1- Contexte général :	75
3.1.1- La polarité des zones de subduction :	75
3.1.2- Variabilité des plaques mises en jeu : âge de la plaque subduite et nature de la plaque supérieure.....	75
3.1.3- Etat thermique des slabs :	77
3.2- Etat thermique et comportement du slab dans la zone de transition:.....	79
3.2.1- Pourquoi certains slabs franchissent-ils la discontinuité à 670 km?.....	80
3.2.1- Pourquoi certains slabs n'expriment-ils pas de sismicité profonde?.....	83
3.3- Mouvements des plaques, migration de la fosse et déformation de la plaque supérieure :	85
3.3.1- De l'obliquité de la convergence :	85
3.3.2- Mouvements absolus des grandes plaques et lois de convergence :.....	86
3.3.3- Migration de la fosse :	95
3.3.4- Régime tectonique de la plaque supérieure : relations avec la dynamique et la géométrie du slab et le mouvement de la plaque supérieure.....	99
3.4- Pendage et rayon de courbure du slab :	114
3.4.1- Variabilité du pendage et du rayon de courbure du slab :.....	115
3.4.2- Relations entre les paramètres :	117
3.4.3- Discussion :	123
3.5- Position de l'arc volcanique et courbure du slab :.....	127
3.5.1- Variabilité de la distance arc – fosse moyenne :	127
3.5.2- Relation entre la position de l'arc volcanique et la courbure du slab :.....	127
Conclusions :	129
Chapitre III: Approche analogique - Cinématique des plaques, géométrie du slab et déformation de la plaque supérieure: comparaison entre zones de subduction naturelles et modèles expérimentaux	133
1- Introduction:.....	133
2- Plate kinematics, slab geometry and overriding plate deformation: comparison between nature and laboratory models.....	136
Introduction:.....	136
2.1- Plate kinematics, slab geometry and overriding plate deformation in current subduction zones:.....	137
2.2- Experimental setup and procedure:.....	141
2.3- Experimental results:.....	144
2.4- Discussion:.....	147
2.5- Conclusions:.....	148

Conclusion générale :	151
Annexe I : La base de données SubductionZones.....	153
Annexe II : Tableau des coefficients de corrélation liant les principaux paramètres de la subduction de la base de données SubductionZones.....	179
Annexe III : Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation.....	181
Annexe IV: On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion and crustal nature in subduction zones	204
Références.....	228

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Les zones de subduction sont des lieux de convergence des plaques tectoniques tout au long desquelles on peut observer une grande variabilité. Au cours de cette convergence, une des plaques passe sous l'autre (elle subduit) pour plonger vers les profondeurs du manteau. Une zone de subduction met ainsi en jeu trois « acteurs » principaux -la lithosphère subduite, la lithosphère chevauchante et le manteau- qui, en fonction de leurs caractéristiques respectives, vont interagir pour donner à chaque zone sa dynamique propre (géométrie du panneau plongeant, cinématique des plaques, mouvement de la fosse, régime tectonique de la plaque supérieure). Comparer les zones de subductions les unes aux autres permet ainsi d'éclairer les raisons de leur diversité et de remonter aux forces qui les gouvernent. Les modèles physiques (analytiques, numériques ou analogiques), pour leur part, complètent la vision instantanée du processus de subduction que donne l'approche statistique en offrant un cadre théorique et dynamique à l'interprétation des observations.

Statistiques et zones de subduction :

Nombreux ont été les chercheurs qui ont tenté de comprendre la diversité des subductions et de les classer. Les critères ne manquent pas et l'on peut toujours ranger les marges actives suivant tel ou tel critère morphologique, mécanique, géographique ou autre. Certains ont décrit et opposé des grands types de zones de subduction, Chili et Mariannes, par exemple (Uyeda et Kanamori, 1979 ; Figure 1), ou subductions à vergence Est contre subductions à vergence Ouest (Doglioni, 1993 ; Doglioni et al., 1999), ou encore subductions à régime compressif contre subductions à régime extensif (Shemenda, 1994 ; Figure 2). Chacun de ces grands types de subduction associe un certain nombre de caractères comme l'âge de la plaque subduite, la géométrie du panneau plongeant, le régime tectonique de la plaque supérieure...

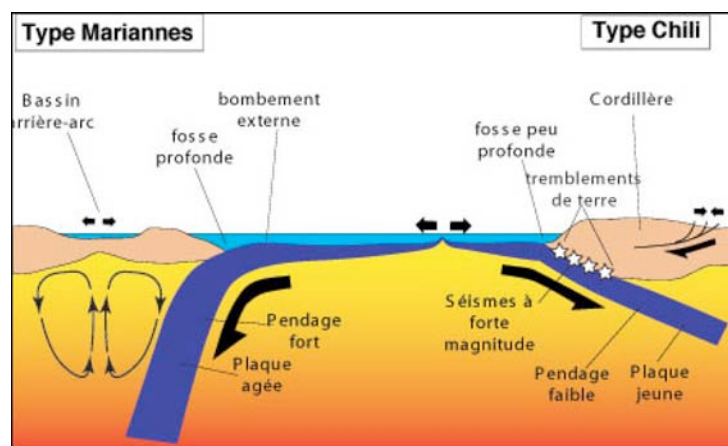


Figure 1.1 : Les subductions de types Mariannes et Chili de Uyeda et Kanamori (1979). Modifié d'après http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosgeol/01_decouvrir/02_subduction/04_subduction_plaques/01_terrain/05a.htm

Toutes ces classifications souffrent cependant d'un certain nombre de contre-exemples. La classification d'Uyeda et Kanamori (1979), par exemple, oppose la subduction des Mariannes (convergence d'une plaque océanique ancienne, à pendage presque vertical, vers une plaque océanique en extension arrière-arc et en retrait par rapport à la fosse) à celle du Pérou-Chili (convergence d'une plaque océanique jeune, à pendage presque horizontal, vers une plaque continentale en compression arrière-arc et qui avance vers la fosse). Les autres zones de subductions pourraient être décrites comme appartenant à un continuum entre les cas extrêmes des Mariannes et du Pérou-Chili. Des zones comme celles du Japon (slab vieux et très faiblement penté, associé à une plaque supérieure en compression) et des Nouvelles Hébrides (slab jeune et à très fort pendage, associé à une extension arrière-arc) sont difficiles à replacer dans une telle classification.

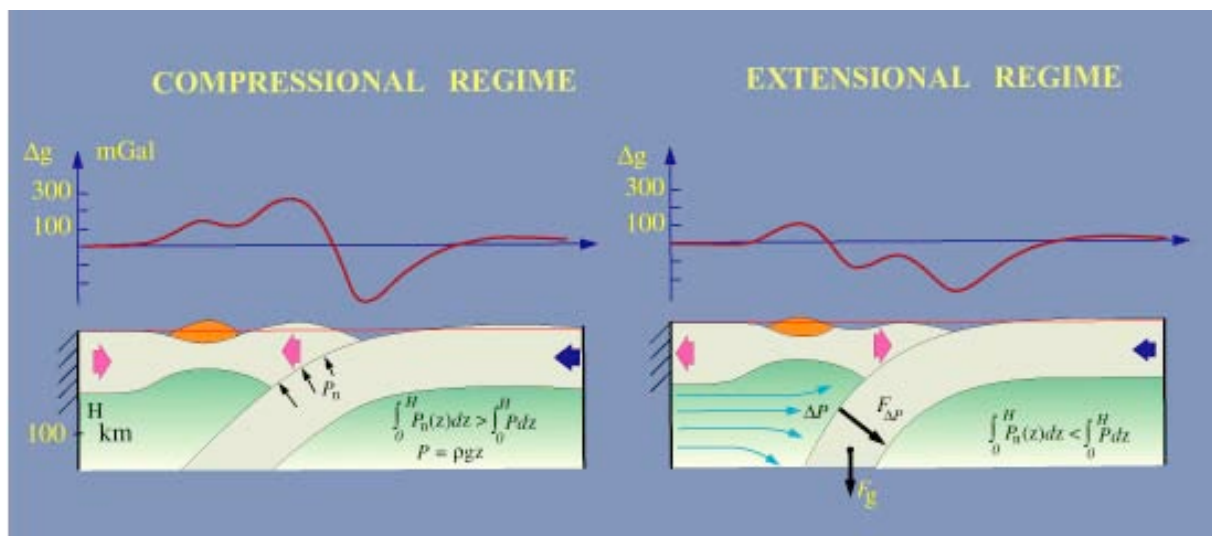


Figure 1.2 : Subduction à régime compressif et subduction à régime extensif (Shemenda, 1994 ; www-geoazur.unice.fr/PERSO/chemenda/).

D'autres études ont combiné les critères afin d'en déduire des relations empiriques qui permettent de passer d'une zone de subduction à l'autre (e.g., Ruff et Kanamori, 1980 ; Hilde et Uyeda, 1983 ; Jarrard, 1986 ; Otsuki, 1989). Un grand nombre des relations mises à jour sont trop souvent considérées comme des lois générales. Il est par exemple communément admis que toutes les fosses sont en retrait, et que ce retrait est d'autant plus rapide que le panneau plongeant est âgé et épais, ou que le pendage du panneau plongeant est d'autant plus fort que la plaque subduite est âgée, ou encore quela formation des bassins arrière-arcs est systématiquement associée à des retraits de fosses. Les données disponibles au moment où ces différentes études ont été menées sont souvent très approximatives et disparates (années 1970 à 1980 pour la plupart). Ce sont en général des compilations de données locales, pas toujours disponibles pour l'ensemble des zones de subductions. Les imprécisions sont telles que les différentes études se contredisent parfois. Le cas le plus frappant touche à la relation entre le mouvement de la fosse et l'âge de la plaque subduite, étudiée en parallèle par Garfunkel et al. (1986) et Jarrard (1986) (Figure 3) : le premier montre une corrélation positive entre les deux paramètres et un retrait général des fosses alors que le second voit une corrélation plutôt inverse et une proportion égale de fosses en retrait et de fosses en avancée !!! De plus, ces études sont pour beaucoup basées sur un critère bien déterminé et sa corrélation apparente avec un unique autre paramètre. Elles sont donc loin de donner une vision exhaustive et synthétique de la diversité des zones de subductions.

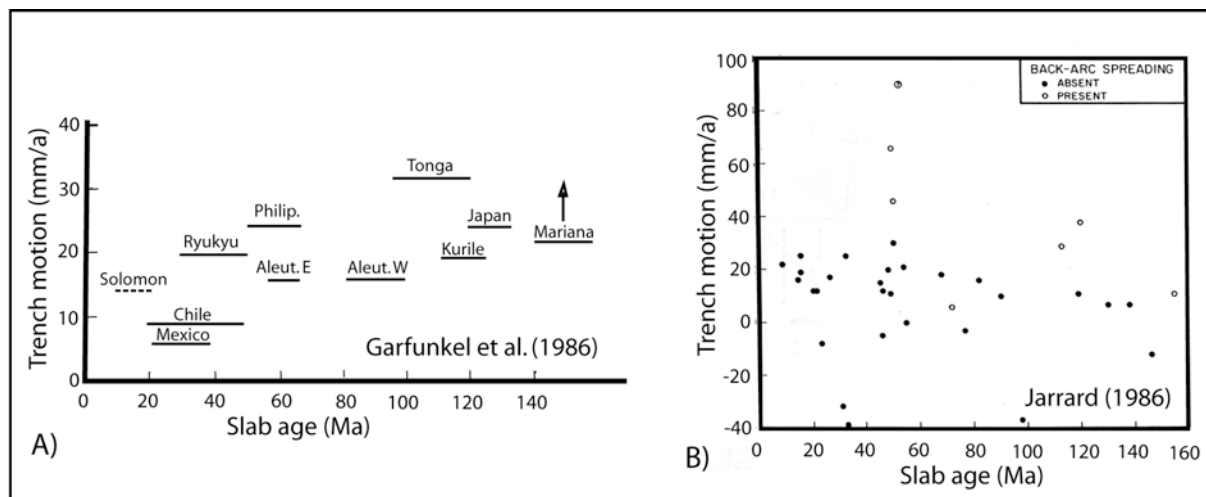


Figure 1.3 : Relation entre le mouvement absolu de la fosse et l'âge du slab (mesuré à la fosse) d'après : A) Garfunkel et al. (1986) et B) Jarrard 1986. Modifié d'après Garfunkel et al. (1986) et Jarrard (1986).

Sur la base de 26 paramètres extraits et moyennés le long de 39 segments de fosses, c'est Jarrard qui réalise, en 1986, l'étude statistique la plus complète. L'avènement des bases de données globales (topographie, sismicité, volcanisme, gravité, cinématique) et de nouvelles méthodes, telles le GPS ou la tomographie sismique, permettent aujourd'hui une description suffisamment précise de toutes les zones de subduction du monde pour justifier la construction d'une base de données globale et une réévaluation, voire même une révision des modèles de subduction en vigueur, qui mettent généralement en avant un rôle prédominant de la plaque en subduction, par rapport aux deux autres acteurs potentiels que sont la plaque supérieure et le manteau, dans le contrôle de paramètres comme la géométrie du slab, les mouvements absolus de la fosse et de la plaque subduite ou le régime tectonique arrière-arc. Le premier chapitre de ce mémoire décrit les rôles respectifs de la plaque en subduction, de la plaque supérieure et du manteau sur la dynamique de la subduction, ainsi que la nature des forces à travers lesquelles ils s'expriment.

La base de données « SubductionZones » :

SubductionZones est une base de données globale originale qui décrit l'ensemble des zones de subduction océaniques qui couvrent la surface du globe. Elle regroupe un total de 174 points de mesure, réalisés tous les 2° tout au long d'un total cumulé de 38000 km de fosses. On décrit pour chacun de ces points des paramètres tels que la géométrie du panneau plongeant, la cinématique des plaques, le régime tectonique de la plaque supérieure ou la position de l'arc volcanique, avec le plus de précision et d'exhaustivité que puisse le permettre notre connaissance actuelle des différentes zones de subduction modernes. La majeure partie des données compilées dans SubductionZones provient de bases de données globales existantes (topographie et gravimétrie, sismicité, volcans actifs, cinématique des plaques, âge des fonds océaniques), éventuellement complétées, là où cela est nécessaire, par les résultats d'études plus locales, assurant ainsi le meilleur compromis possible entre l'homogénéité des sources d'une part, et l'exhaustivité et la précision des données d'autre part. L'utilisation combinée des différentes bases de données globales est optimisée par le programme « Subduction » dont les grandes lignes ont été écrites par Boutelier (2000) puis améliorées (Heuret, 2002). La construction d'une telle base de données a été le préalable indispensable à l'étude statistique globale des zones de subduction actuelles qui fait l'objet du Chapitre II de ce mémoire de thèse. On y présente également : (1) la base de données, la

manière dont elle a été construite et comment les différents paramètres qui la composent ont été calculés ; (2) les différentes zones de subduction qui couvrent le globe.

Variabilité et dynamique des zones de subduction actuelles :

Nous cherchons, par cette analyse statistique des zones de subduction, à contraindre l'influence respective des différentes forces à l'œuvre dans les zones de subduction à travers la variabilité que l'on peut y observer. Cet objectif implique : (1) de quantifier la variabilité des différents paramètres caractéristiques de la subduction afin de regrouper tous les éléments d'un portrait-robot de référence d'une zone de subduction « moyenne »; (2) de rechercher les relations qui lient les différents paramètres entre eux, et (3) d'identifier les mécanismes qu'impliquent les relations observées.

Relations entre la cinématique des plaques, le régime tectonique de la plaque supérieure et la géométrie du panneau plongeant – Approche analogique :

Parmi toutes les relations statistiques mises en évidence, la cinématique des plaques (en particulier le mouvement absolu de la plaque supérieure), semble être un facteur de premier ordre dans le contrôle du mouvement de la fosse, de la géométrie du slab, et du régime tectonique de la plaque supérieure. Des expériences ont ainsi été réalisées au laboratoire de modélisation analogique du « Dipartimento di Scienze Geologiche » de l'Université de Rome 3 dans le but de tester l'effet du mouvement absolu des plaques subduite et supérieure sur la forme adoptée par le panneau plongeant et les vitesses de déformation de la plaque supérieure. Les modèles mis en place impliquent des analogues visqueux de la lithosphère et du manteau supérieur, respectivement modélisés par de la silicone et du sirop de glucose. On fait varier les mouvements imposés à la plaque supérieure et à la plaque subduite de manière à explorer la gamme de variabilité observée dans les zones de subduction naturelles et à pouvoir directement confronter les comportements mécaniques des modèles soumis à ces différentes cinématiques aux relations observées dans les zones de subduction naturelles. Les résultats de cette série d'expériences et l'éclairage qu'ils apportent dans la compréhension des relations entre cinématique des plaques, déformation arrière-arc et géométrie du slab dans les zones de subduction naturelles font l'objet d'un troisième et dernier chapitre, entièrement rédigé en anglais. Ce chapitre a été soumis à la revue « Earth and Planetary Science Letters ».

Chapitre I : La dynamique des zones de subduction

La subduction est l'une des manifestations de la convection qui se met en place dans le manteau pour évacuer la chaleur interne de la Terre. Les zones de subduction sont des lieux de convergence des plaques tectoniques au niveau desquels l'une des plaques passe sous l'autre pour plonger vers les profondeurs du manteau. Elles s'y enracinent parfois jusqu'à plusieurs milliers de kilomètres et constituent les hétérogénéités de densité les plus visibles au sein du manteau (e.g., Bijwaard, 1999). A l'échelle du globe, les subductions correspondent ainsi aux courants descendants, denses et froids, des cellules de convection qui animent le manteau terrestre (Figure I.4).

Les trois « acteurs » principaux mis en jeu dans une zone de subduction, la lithosphère subduite, la lithosphère chevauchante et le manteau asthénosphérique, interagissent pour donner à chaque zone sa dynamique propre. Cette dynamique s'exprime à travers toute une série de processus (e.g., mise en mouvement des plaques, migration de la fosse, déformation de la plaque supérieure, sismicité, magmatisme d'arc), variables d'une zone à l'autre et fonction de l'équilibre des forces en présence.

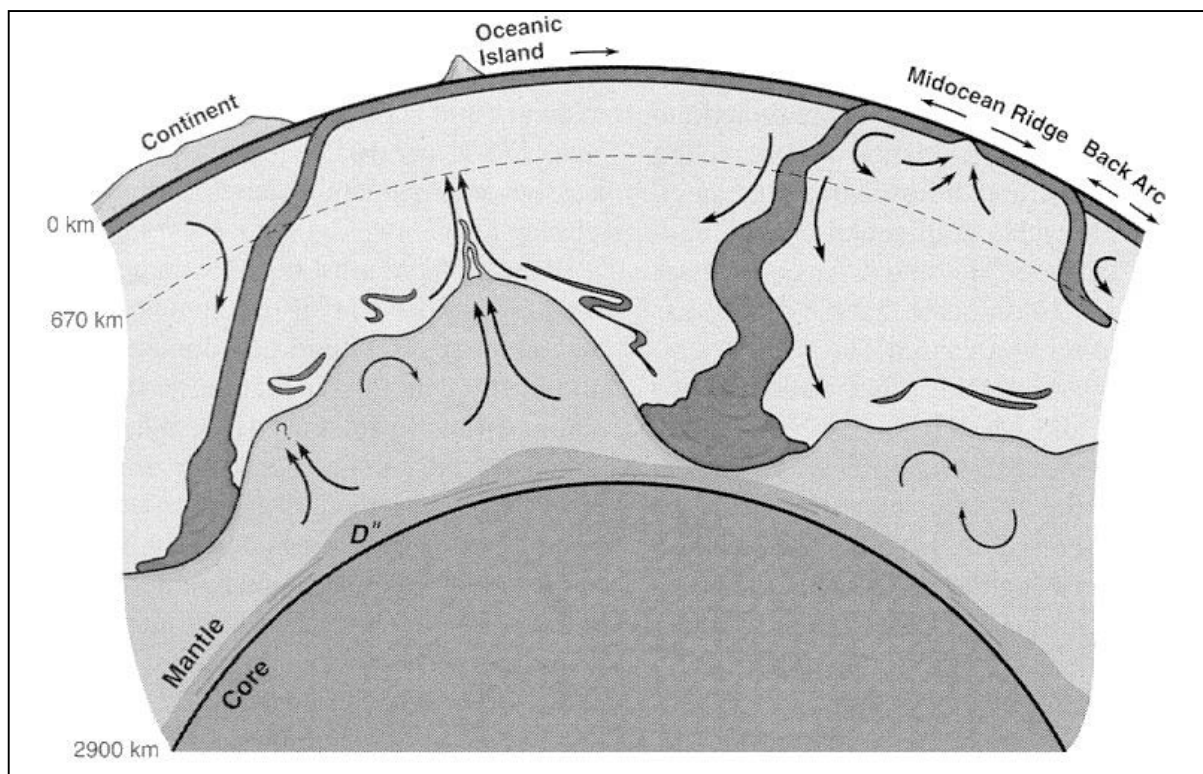


Figure I.4 : Représentation schématique partielle du manteau convectif terrestre (Kellogg et al., 1999). Les zones de subduction (en gris foncé) correspondent aux courants descendants des cellules de convection qui animent le manteau.

Ce premier chapitre dresse un tableau général des zones de subductions, de ce que l'on sait de leur fonctionnement et des incertitudes qui persistent. Les trois grands éléments structuraux qui interagissent au sein des zones de subduction – la plaque subduite, la plaque supérieure et le manteau – sont décrits dans une première partie. Quels sont pour chacun d'eux les paramètres qui sont susceptibles de varier d'une zone de subduction à l'autre ? Sous quelle forme la dynamique de la subduction se manifeste-t-elle ?

Les différentes forces à l'œuvre dans les zones de subduction, motrices ou résistantes, font l'objet d'une seconde partie. On s'attachera à proposer pour chacune d'entre elles une formulation possible et à détailler les différents paramètres qui sont susceptibles d'en moduler l'intensité (e.g., âge de la plaque subduite, largeur de la fosse, viscosité du manteau).

La tectonique des plaques est généralement interprétée comme étant l'expression de surface de la convection mantellique (Turcotte et Oxburgh, 1967). Cette convection serait elle-même animée par la descente des lourds panneaux de lithosphère (on parle généralement de « slabs ») qui plongent dans le manteau au niveau des zones de subduction (e.g., Hager, 1984). C'est en définitive la traction exercée par les slabs sur les plaques auxquelles ils sont attachés (la force de « slab pull » qui serait à l'origine de la tectonique des plaques (e.g., Forsyth et Uyeda, 1975, Becker et O'Connell, 2001). Les modèles de subduction les plus largement discutés et explorés attribuent ainsi à la plaque plongeante toute la variabilité observée dans les zones de subduction : d'après ce « modèle du slab pull », le fonctionnement d'une zone de subduction est sous le contrôle prépondérant de la descente du slab dans le manteau sous l'effet de son propre poids. La troisième partie de ce chapitre, est ainsi consacrée, dans un premier temps à la description de ce modèle de référence qu'est le « modèle du slab pull » et à partir duquel seront discutées la plupart des observations du Chapitre II. La manière dont se surimposent les effets de la plaque supérieure et du manteau est discutée dans un deuxième temps.

1- Présentation des zones de subduction – Les éléments structuraux

1.1- Le manteau

Le manteau est formé de roches silicatées solides, les péridotites (association de cristaux d'olivine, de pyroxène et de grenat) sauf en des zones très localisées où elles peuvent être partiellement fondues (à l'aplomb des dorsales océaniques, des points chauds et des arcs volcaniques). Le fait que le manteau soit solide ne l'empêche pas de se déformer sur les échelles de temps très longues de la géologie, le million d'années. A ces échelles de temps, il peut être considéré comme un fluide très visqueux. Cette propriété lui permet d'être mis en mouvement, et de fluer. Il n'est donc pas à considérer comme une entité inerte et figée. Tout déplacement du panneau plongeant est susceptible de le mettre en mouvement. A l'inverse, il peut être animé de flux régionaux, indépendants de la zone de subduction (comme les courants de convection qui accompagnent le refroidissement de la Terre par exemple) et susceptibles de modifier le comportement du slab.

Les variations de vitesse des ondes sismiques observées au fur et à mesure de leur pénétration dans les profondeurs de la Terre mettent en évidence une caractéristique fondamentale du manteau : il est stratifié (Figure I.5).

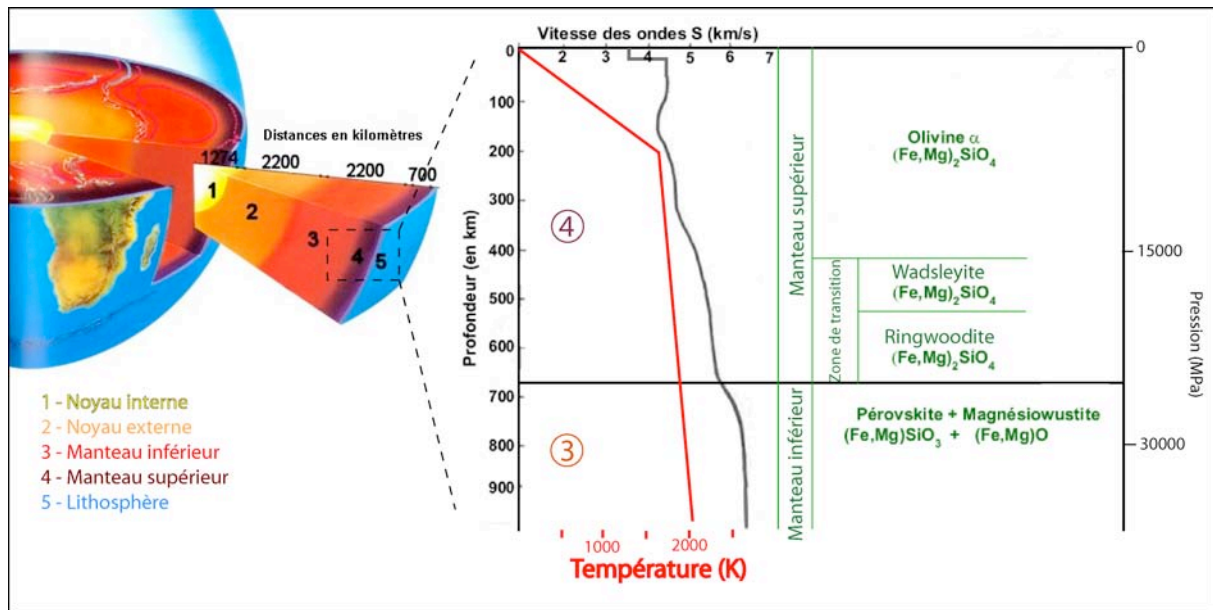


Figure 1.5 : Structure du manteau : la stratification du manteau et les changements de phases de l'olivine qui lui sont associées sont révélés par les variations de vitesse de propagation des ondes sismiques qui le traversent. Modifié d'après <http://13millennium.com/encyclo/ency21.htm> et <http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre/Infosciences/Geodynamique/Structure-interne/Discontinuites/asthenosphere.html>

On distingue ainsi (Figure 1.5) une discontinuité de vitesse majeure, à 670 km de profondeur, et deux autres, moins prononcées, à 520 km et 410 km de profondeur. Ces augmentations rapides de la vitesse des ondes sont attribuées à des changements de phase de l'olivine, minéral dominant des roches du manteau, en des structures plus compactes et plus denses, sous l'effet combiné de l'augmentation de la pression et de la température du manteau avec la profondeur : transformation de l'olivine α en olivine à structure β -spinelle (wadsleyite) à 410 km de profondeur, puis transformation de la wadsleyite en olivine à structure γ -spinelle (ringwoodite) à 520 km de profondeur, et enfin, celle de la ringwoodite en pérovskite à 670 km de profondeur (Hellfrich et Wood, 2001). La transition wadsleyite-ringwoodite s'accompagne de faibles changements de densité, alors que les transitions olivine-wadsleyite et ringwoodite-pérovskite impliquent des augmentations de densités importantes, de 6% et 8% respectivement. Ces deux dernières discontinuités correspondent ainsi à des limites structurales importantes. La discontinuité à 670 km sépare le manteau supérieur du manteau inférieur. Ces deux unités ne diffèrent pas seulement par la structure et la densité des minéraux qui les composent : elles ont aussi des viscosités très différentes (10^{19} à 10^{21} pour le manteau supérieur contre 10^{23} à 10^{24} pour le manteau inférieur ; e.g., Hager, 1984 ; Davies et Richards, 1992 ; King et Masters, 1992 ; Forte et Mitrovica, 1996 ; Mitrovica et Forte ; 1997). Cette stratification n'est pas sans conséquences pour la dynamique des slabs. La viscosité élevée du manteau inférieur et les transformations de phase qui accompagnent le passage sous les 670 km de profondeur, opposent une forte résistance à la pénétration du panneau plongeant. A tel point que nombre de slabs ne franchissent pas cette profondeur (voir la partie 1.2.2 de ce chapitre). Le manteau supérieur est lui-même composé de deux sous-unités : à 410 km de profondeur, commence la « zone de transition ». Nous verrons que l'entrée du slab dans cette zone de transition peut affecter certaines des caractéristiques du panneau plongeant, comme sa rhéologie, ou l'expression d'une sismicité profonde (voir la partie 3.2 du Chapitre II).

1.2- La plaque subduite

1.2.1- Avant l'entrée en subduction :

Subduction océanique et collision :

Le long d'une frontière convergente, une des plaques passe nécessairement sous l'autre. C'est ce processus, qu'on appelle subduction, et qui permet de recycler en profondeur la quasi-totalité des lithosphères océaniques, tandis qu'il ne permet d'entraîner qu'une partie des lithosphères continentales, la partie mantellique. En effet, lorsqu'une lithosphère continentale passe en subduction, on parle de collision car la croûte de la plaque en subduction participe à la formation d'une chaîne de montagne en refusant de s'enfoncer, pour des raisons de flottabilité, à des profondeurs supérieures à 100 km. Les mécanismes impliqués étant passablement différents, on distingue les subductions océaniques des subductions continentales ou collisions (Figure I.6). On élargit la définition de collision à toute subduction d'une lithosphère épaissie et à forte flottabilité, comme les plateaux océaniques (Ontong-Java au Nord des Iles Salomon ou Hikurangi au Nord de la Nouvelle Zélande, par exemple) ou les rides asismiques (la ride de Louisville dans la subduction des Tonga ou celle d'Entrecasteaux dans la subduction des Nouvelles Hébrides). La nature de la plaque supérieure n'a pas d'importance dans cette distinction. On observe toutefois, dans la plupart des cas, un saut de subduction lorsqu'un continent ou un plateau océanique est suffisamment engagé sous un océan (Taiwan, Timor, Ontong-Java par exemple). Cette étude se focalise sur les zones de subduction océanique, qui représentent environ les cinq sixièmes des marges actives (Lallemand, 1999).

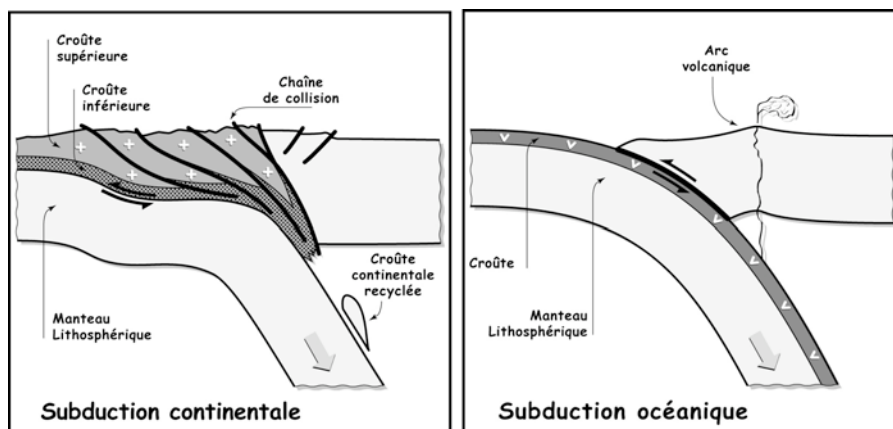


Figure I.6 : Les deux grands types de subduction, continentale et océanique (d'après Lallemand, 1999).

La lithosphère océanique :

La lithosphère océanique se compose d'une croûte (basalte/gabbro : 6 km) et d'une partie mantellique (péridotite) résistantes. Né à l'aplomb des dorsales, le plancher de l'océan vieillit pendant qu'il est entraîné vers les zones de subduction où il finit par s'engloutir. Au cours de ce trajet, il se refroidit : la lithosphère se forme et s'épaissit peu à peu au-dessus d'un manteau encore chaud et mobile. Ce refroidissement s'effectue par diffusion thermique, aidé en cela par les circulations d'eau de mer dans le plancher, surtout sur les premiers kilomètres de profondeur (au cours du temps le plancher océanique est altéré par ces circulations hydrothermales qui gorgent la croûte d'eau, grâce à la formation de minéraux comme les amphiboles, la serpentine). Il s'accompagne d'une subsidence des fonds océaniques et d'une contraction de la lithosphère qui génère une augmentation de la densité. Des formules théoriques relient la subsidence, la densité et l'épaisseur thermique (h_t) de la plaque à son âge

(A) et à sa diffusivité thermique ($K = 10^{-6} \text{ m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$). En particulier, on a $h_t = 2(KA)^{1/2}$ (Turcotte et Schubert, 1982).

La lithosphère rigide (ou mécanique) est environ deux fois moins épaisse que la lithosphère thermique. Sa base correspond à peu près à l'isotherme 550-600°C contre 1200°C pour la lithosphère thermique. L'épaisseur mécanique (h_m) est elle aussi fonction de l'âge de la lithosphère : $h_m = 4.2 A^{1/2}$ (McNutt, 1984).

Ces lois théoriques sont particulièrement bien vérifiées pour les âges les plus jeunes (Turcotte et Oxburgh, 1967), mais beaucoup moins à compter de 70-80 Ma (Davis et Lister, 1974). A partir de ces âges, la bathymétrie, les flux de chaleur de surface et les épaisseurs de lithosphères tendent en effet vers des valeurs asymptotiques (Stein et Stein, 1992), comme si la lithosphère était plus chaude que ne le laisse prévoir son âge. La lithosphère du Pacifique présente effectivement des structures sismiques et thermiques anormalement rapides et chaudes (Ritzwoller et al., 2004) par rapport à ce que peut laisser prévoir un simple modèle de refroidissement par conduction (Figure I.7): la lithosphère la plus âgée est comme rajeunie. La question est de savoir si cette caractéristique est le résultat d'un processus encore actif, comme l'apparition de cellules de convection de petite échelle, qui nivelleraient la lithosphère à partir d'un certain âge en la réchauffant (e.g., Parsons et McKenzie, 1978; Doin et Fleitout, 2000 ; Dumoulin et al., 2001), ou si elle est héritée d'un temps (avant 70-80 Ma) où le manteau était globalement plus chaud (Humler et al., 1999).

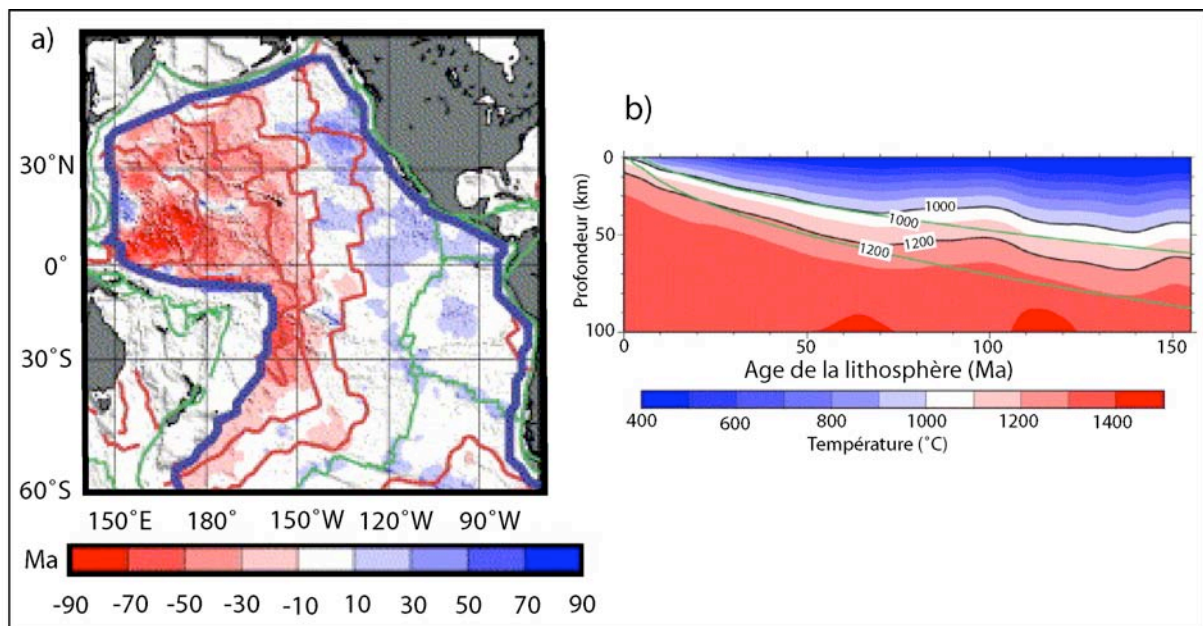


Figure I.7 : Modifié d'après Ritzwoller et al., 2004. a) Différence entre l'âge de la lithosphère Pacifique et un âge apparent, calculé d'après ses propriétés sismiques ; les zones en rouges représentent des zones anormalement chaudes vu leur âge (>70 Ma). Les lignes vertes représentent les limites de plaques. Les lignes rouges marquent les isochrones de la lithosphère océanique. La ligne bleue délimite la région où les âges lithosphériques sont connus. b) Profil de température du manteau supérieur Pacifique en fonction de l'âge de la lithosphère. Les lignes vertes représentent les isothermes associées à un modèle de refroidissement par conduction pure. Le profil diverge à partir de 70 Ma, mettant en lumière un possible réchauffement.

Le plancher océanique peut arriver à la fosse avec des délais plus ou moins grands, et donc avec des températures, des épaisseurs et des densités variables. Comme il sera détaillé dans la partie 1.2, ce paramètre est susceptible d'influencer plusieurs des grandes forces à l'œuvre dans les zones de subduction et ainsi exercer un contrôle majeur sur la dynamique de la subduction.

Vers la fosse :

Avant de pouvoir s'engager sous l'autre plaque, la lithosphère océanique doit nécessairement se fléchir. L'apparition d'un bombement, dit externe, de quelques centaines de mètres à une distance de 50-100 km de la fosse est une conséquence directe de ce pliage (Figure I.8). Ce bombement, parfois visible dans la topographie, et plus encore dans l'anomalie gravimétrique à l'air libre (quelques dizaines de mGals), n'est pas systématique. Comme il sera détaillé dans la partie 1.2, il est fonction de la rigidité flexurale de la plaque et donc de son épaisseur élastique. Il témoigne de la difficulté de la plaque à se plier avant son entrée en subduction. Cette flexure s'accompagne, au sein de la plaque subduite, d'une distribution des hypocentres des séismes en deux couches caractéristiques: en extension à la surface, et en compression à la base. Le régime extensif de la plaque à l'approche de la fosse se matérialise par l'apparition de failles normales à l'extrados de la courbure.

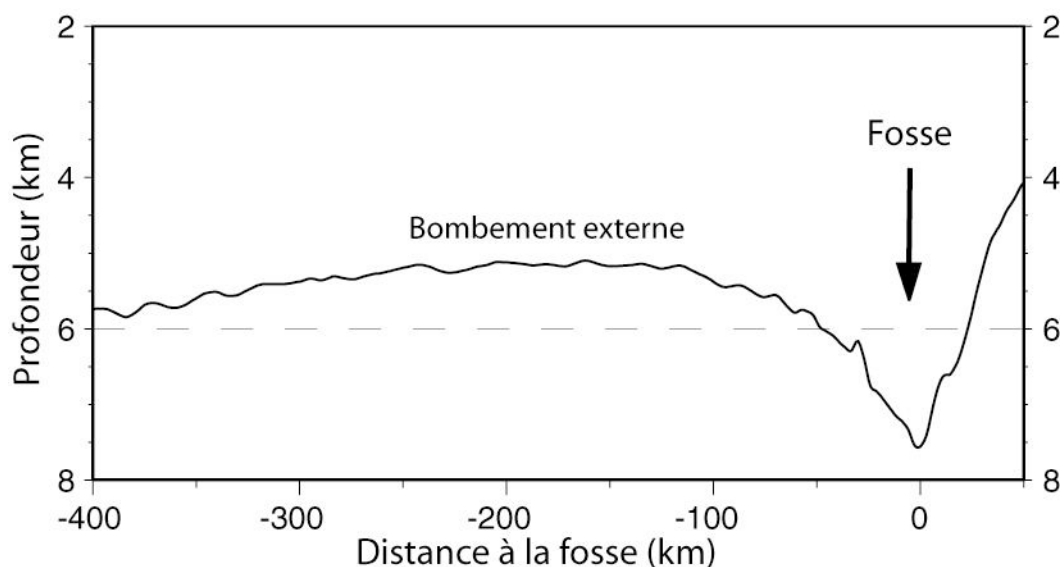


Figure I.8 : Profil bathymétrique à 40°N de la subduction du Japon (données de Sandwell et Smith, 1999) montrant la déflexion de la lithosphère Pacifique avant sa subduction sous l'arc du Japon. Le bombement externe est très prononcé culminant à près de 400m au dessus du plancher océanique voisin.

La fosse :

La fosse est la longue dépression, plus ou moins marquée en fonction des zones de subduction, qui résulte de la flexion de la plaque plongeant juste avant de plonger sous la plaque chevauchante. Elle marque la frontière entre les deux plaques.

Les fosses océaniques qui jalonnent la surface de la Terre sont la plupart du temps courbes et convexes vers l'océan (e.g., Mariannes, Sandwich, Caraïbes). Elles peuvent néanmoins être beaucoup plus rectilignes (e.g., Tonga). Une même fosse peut s'étendre sur des milliers de kilomètres (e.g., Amérique du Sud, Sonde) ou être beaucoup plus étroite (e.g., Sandwich, Calabre).

Leur cinématique est mal connue bien que fondamentale dans la dynamique de la subduction, puisqu'elle influence de nombreux paramètres, comme la déformation de la plaque supérieure et la géométrie du panneau plongeant (voir la partie 1.3 de ce chapitre). Est-elle fixe dans un référentiel absolu comme l'affirment certains (Uyeda et Kanamori, 1979) ou bien systématiquement en retrait comme d'autres le soutiennent (Garfunkel et al., 1986) ?

1.2.2- Le panneau plongeant :

La plupart des processus associés à la subduction prennent naissance loin sous la surface, au sein du panneau plongeant (ou « slab »). Ce dernier n'est pas directement accessible et la compréhension des processus qui l'affectent est essentiellement déduite d'observations géophysiques indirectes, et du comportement de modèles, numériques et analogiques.

L'état thermique du slab - Métamorphisme, déshydratation et sismicité :

Le slab est un corps froid qui plonge vers les profondeurs d'un manteau qui va le réchauffer au fur et à mesure de sa descente. L'état thermique du slab est contrôlé par la température de la lithosphère à son entrée en subduction (elle diminue avec l'âge A de la plaque) et sa vitesse de réchauffement (elle diminue avec la vitesse de descente du slab dans le manteau). La distribution des isothermes au sein de slab est ainsi fonction du paramètre thermique $\varphi = A \cdot V_{s(n)} \cdot \sin\alpha$ (mesuré en km), où $V_{s(n)}$ est la composante normale à la fosse de la vitesse de disparition de la plaque subduite dans le manteau (vitesse de subduction) et α le pendage du slab (Stein et Stein, 1996). La Figure I.9 illustre l'évolution thermique de deux cas extrêmes de subduction, le Japon (slab vieux et à subduction rapide ; fort φ) et Nankai (slab jeune et à descente lente ; faible φ). Ces modèles prévoient des températures de 300° à 500°C plus chaudes pour la lithosphère qui entre en subduction dans la fosse de Nankai. De nombreuses caractéristiques du slab sont étroitement liées à ses faibles températures (sismicité profonde, détectabilité par tomographie sismique) et à l'augmentation des conditions de pression et de température qu'il subit (métamorphisme, déshydratation).

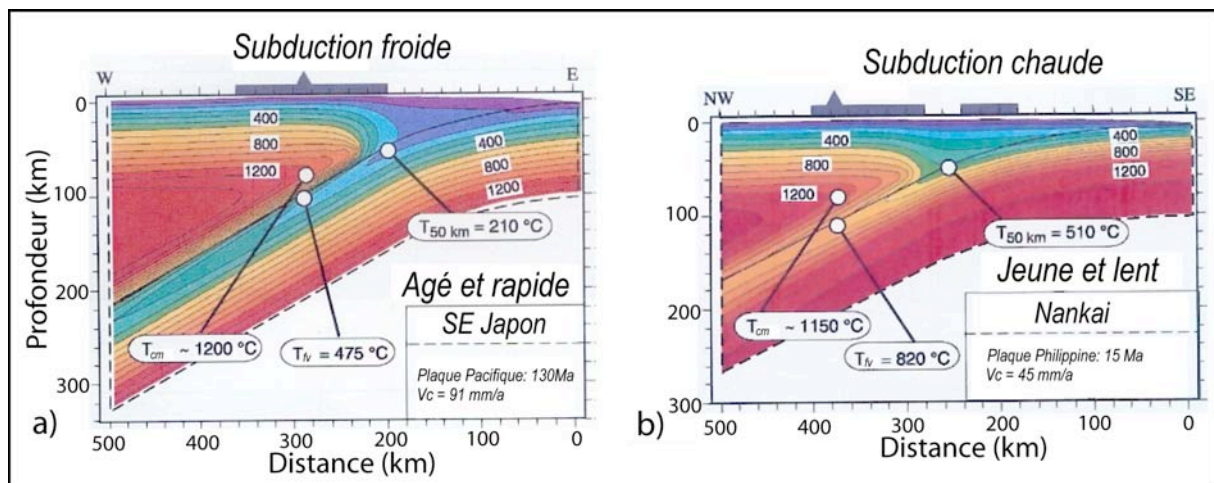


Figure I.9 : Modèles thermiques de cas extrêmes de subduction (slab jeune et chaud contre slab vieux et froid). Modifié d'après Peacock, 1996. a) Un exemple de subduction froide : la subduction du SE-Japon. b) Un exemple de subduction chaude : la subduction de Nankai. Les températures de l'interface du slab lorsqu'il atteint les 50 km de profondeur ($T_{50 \text{ km}}$) et sous le front volcanique (T_{fv}) sont très différentes d'un modèle à l'autre. La différence est moindre lorsqu'on regarde la température maximale du coin mantellique à l'aplomb du front volcanique (T_{cm}).

Le fait que les slabs soient plus froids que le manteau qui les environne permet de visualiser les slabs par tomographie sismique, et de les suivre à des profondeurs qui peuvent dépasser la limite manteau supérieur/manteau inférieur (670 km de profondeur). Cette méthode d'imagerie sismique est d'autant plus fiable que le contraste de température est prononcé. Les images les plus nettes sont ainsi essentiellement celles des subductions de l'Ouest Pacifique (e.g., les Mariannes ; voir Figure I.10-b), qui sont celles qui ont les slabs les plus froids (plaque vieille et subduction rapide : le paramètre thermique est fort). En comparaison, la netteté des images des zones de subduction de l'Est Pacifique (e.g., Sud

Chili ; voir Figure I.10-a), qui impliquent des paramètres thermiques plus faibles (lithosphère jeune et subduction lente), est nettement moindre.

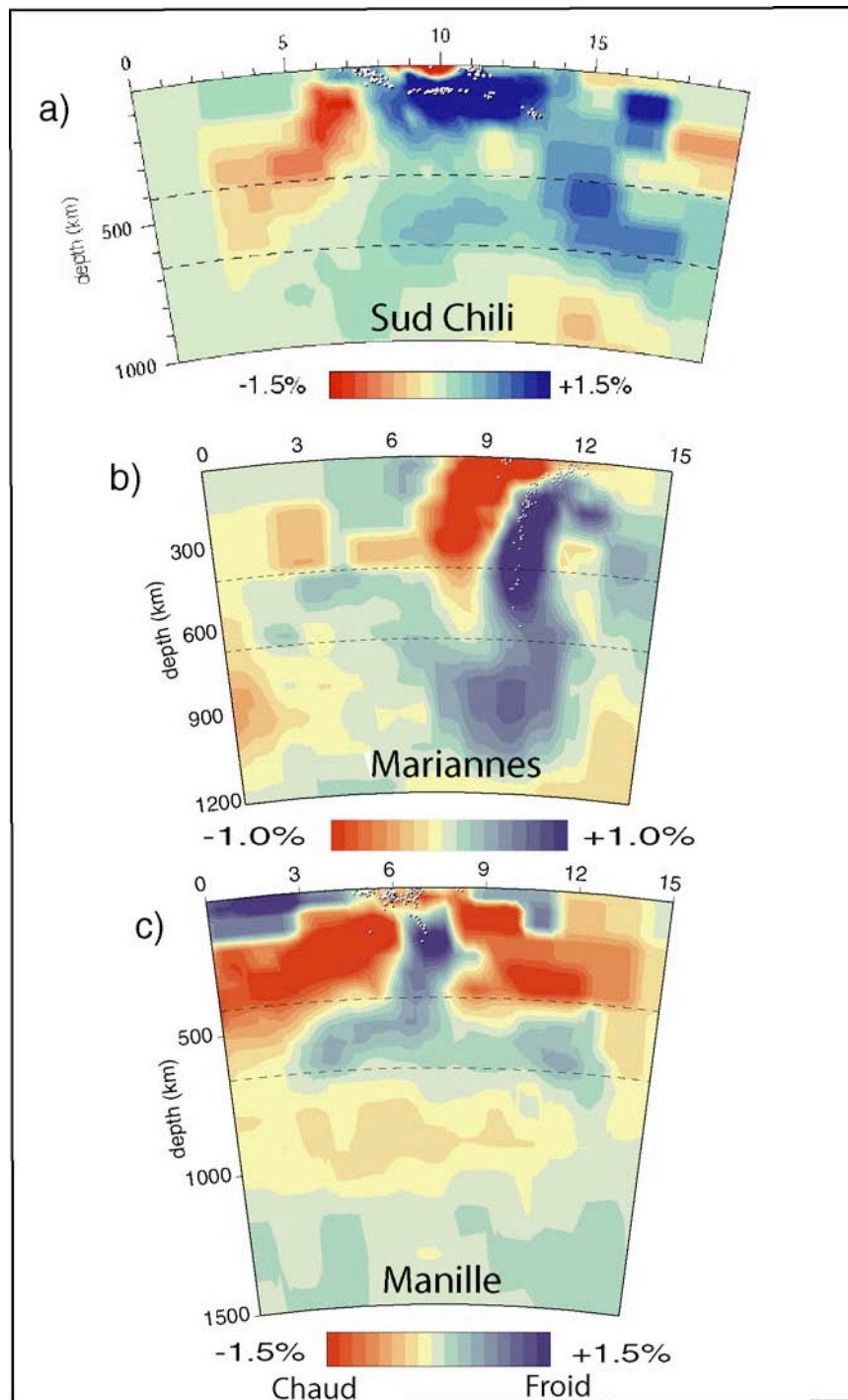


Figure I.10 : Coupes tomographiques et plans de Wadati-Benioff (chaque séisme est représenté par un point blanc) en travers des subductions a) du Sud du Chili, b) des Mariannes, c) de Manille, illustrant la variabilité des géométries que peut adopter le panneau plongeant (pendage, profondeur de pénétration, déflexion vers l'arrière ou vers l'avant au contact du manteau inférieur). Dans chacun de ces cas, la sismicité ne renseigne en rien sur la géométrie des parties les plus profondes du slab. Modifié d'après Bijwaard (1998) pour a) et b), et de Lallemand et a. (2001) pour c). La ligne en tirets à 410 km représente le début de la zone de transition, celle à 670 km la limite manteau supérieur/manteau inférieur.

L'augmentation des conditions de pression et de température au cours de la descente du slab implique un certain nombre de transformations minéralogiques. Les principales

transformations qui se succèdent sont la déshydratation des minéraux de la croûte et des sédiments entraînés en subduction (250 premiers kilomètres de la subduction) et les différents changements de structure de l'olivine (autour de 410 km et 670 km de profondeur).

La lithosphère océanique qui entre en subduction à la fosse est gorgée d'eau. La majeure partie de cette eau est piégée dans les sédiments déposés sur la plaque et les minéraux hydratés de la croûte, altérée au contact de l'eau de mer et par les circulations hydrothermales qui s'y mettent en place, ainsi que dans les serpentinites du manteau lithosphérique. Au fur et à mesure que la plaque entre en subduction, elle est chauffée et tend à se déshydrater. Cette perte d'eau s'accompagne d'une série de transformations minéralogiques et lithologiques qui entraîne une forte augmentation de la densité de lithosphère: par exemple, au fur et à mesure de l'augmentation des conditions de métamorphisme, les basaltes et gabbros hydratés initiaux (environ 5% d'eau) relâchent de l'eau pour se transformer en schistes bleus (3% d'eau ; 30 km de profondeur), puis en amphibolites (1-2% d'eau ; elles persisteraient jusqu'à des profondeurs de l'ordre de 100 km), et, enfin, en éclogites (<1% d'eau ; jusqu'à 250 km de profondeur). L'eau est relâchée dans la partie de manteau située entre la plaque supérieure, (jusqu'à l'arc volcanique, approximativement), et la plaque en subduction (coin mantellique ou « mantle wedge »), entraînant la fusion partielle du manteau, et une diminution de sa viscosité (e.g., Arcay et al., 2005).

La minéralogie de la lithosphère en subduction est dominée par l'olivine. Au fur et à mesure de sa descente, le slab est donc soumis aux mêmes transitions de phases que le manteau qui l'entoure (voir la partie 1.1 de ce chapitre). Les modalités suivant lesquelles se déroulent les transitions olivine-wadsleyite et ringwoodite-pérovskite à l'entrée et à la sortie de la zone de transition sont fonction de l'état thermique du slab. Ces réactions sont susceptibles de fortement influencer le comportement du slab dans la zone de transition (sismicité et rhéologie notamment ; voir la partie 3.2 du Chapitre II). Loin de toute zone de subduction, ces réactions ont respectivement lieu à 410 km et à 670 km de profondeur. La lithosphère océanique en subduction est plus froide que le manteau qui l'entoure. Les transitions de phase vont de ce fait s'opérer avec un certain décalage, fonction de la pente de Clapeyron des réactions (Irifune, 1993). Ainsi, la transformation olivine-wadsleyite, qui a une pente de Clapeyron positive (réaction exothermique), débute-t-elle avant que le slab n'ait atteint les 410 km de profondeur alors que la transformation ringwoodite-pérovskite, à pente de Clapeyron négative (réaction endothermique), débute au-delà des 670 km de profondeur. Ces décalages ont pour effet d'augmenter (transition olivine-wadsleyite) ou de diminuer (transition ringwoodite-pérovskite) la densité relative du panneau plongeant et ainsi d'en favoriser ou d'en inhiber la descente. Ces changements de phase, en particulier la transition olivine-wadsleyite sont soumises à une certaine cinétique, et, il peut persister dans la zone de transition, au sein des slabs les plus froids notamment, des noyaux d'olivine métastables susceptibles d'influencer le comportement de la lithosphère subduite à ces grandes profondeurs (e.g., Kirby et al., 1996). La réduction de la taille des grains qui semble pouvoir accompagner la transformation de l'olivine en wadsleyite sous certaines conditions de température (Karato et al., 2001), modifierait la rhéologie du slab et le rendrait plus facilement déformable. Un exposé plus complet des processus de changements de phase de l'olivine et de ceux qui accompagnent la déshydratation du slab est présenté par Stern (2002).

La sismicité est une des grandes caractéristiques de la subduction. A tel point que 90% de l'énergie sismique libérée sur Terre l'est dans les ceintures de sismicité associées aux zones de subduction (Pacheco et Sykes, 1992) ! Les mécanismes contrôlant l'apparition des séismes sont différents en fonction de la profondeur : flexion de la plaque à l'entrée de la subduction (séismes extensifs à la surface de la plaque et compressifs à la base), puis déflexion vers 50 km de profondeur (séismes compressifs à la surface de la plaque et extensifs à la base),

friction à l'interface des plaques (séismes compressifs) jusqu'à une cinquantaine de kilomètres de profondeur (on parle de zone sismogénique), poids de la plaque puis résistance du manteau environnant (séismes intermédiaires, extensifs puis compressifs, entre 100 et 300 km de profondeur). L'expression des séismes les plus profonds (>300 km) est quant à elle strictement contrôlée par l'état thermique du slab (Kirby et al., 1996 ; Stein et Stein, 1996 ; Karato et al., 2001): même si la résistance du manteau augmente au fur et à mesure que la limite à 670 km approche, le slab n'est pas toujours suffisamment froid pour pouvoir casser (voir la partie 3.2 du Chapitre II). Beaucoup de zones de subductions (e.g., Mariannes, Japon, Pérou) ont ainsi une sismicité continue depuis la surface jusqu'à 670 km de profondeur (elle stoppe au-delà). L'ensemble des séismes définit un plan de quelques dizaines de km d'épaisseur, appelé plan de Wadati-Benioff, qui permet, au même titre que la tomographie sismique, d'imager la forme adoptée par le panneau plongeant dans son trajet vers les profondeurs du manteau. Il y a généralement une bonne concordance entre les deux types de données (Figure I.10). Dans la mesure où la sismicité prend fin à 670 km de profondeur et même à 300 km pour les slabs les plus chauds, le plan de Benioff ne donne cependant qu'une image tronquée (en tomographie, certains slabs vont au-delà des 1000 km de profondeur). Dans bien des cas, en dépit des incertitudes et imprécisions inhérentes à la méthode, seule la tomographie permet de visualiser les parties les plus profondes du slab (sur la Figure I.10-c par exemple, on voit que la sismicité prend fin à 250 km alors que la tomographie montre le slab se défléchir sur la discontinuité à 670 km). La plupart des études statistiques menées jusqu'alors sur la géométrie du slab, et celle de Jarrard (1986) en particulier, est cependant uniquement basée sur l'analyse des plans de Wadati-Benioff (les premières tomographies sismiques datent des années 1990).

Géométrie du slab :

Le pendage des slabs évolue au fur et à mesure de leur enfoncement dans le manteau. La courbure augmente progressivement à partir de la fosse, d'abord lentement dans les premiers km, puis beaucoup plus rapidement jusqu'à des profondeurs d'environ 80-130 km ; la pente est ensuite à peu près constante jusqu'à ce que le slab atteigne le manteau inférieur (Furlong et Chapman, 1982). Du fait de la grande résistance opposée par le manteau inférieur, les slabs se défléchissent systématiquement à son contact, pour finalement s'aplatir le long de la discontinuité des 670 km, ou plus profondément (jusqu'à environ 1200 km de profondeur ; Fukao et al., 2001). Les quelques slabs qui pénètrent le manteau inférieur sans dévier leur trajectoire (e.g., le slab de la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord et l'Amérique Centrale, ou encore le slab de la Téthys sous l'Himalaya et le Golfe de Bengale) sont des slabs rémanents qui continuent leur descente indépendamment des slabs « actifs » plus près de la surface dont ils sont vraisemblablement déconnectés.

La Figure I.10 décrit, en trois exemples (Sud Chili, Mariannes, Manille), la variabilité de formes que peut prendre la plaque en subduction : (1) variabilité de pendage, lorsqu'on compare le slab plat de la subduction du Sud Chili au slab vertical des Mariannes, mais aussi (2) variabilité dans la profondeur de pénétration du slab (le slab de Manille et celui du Sud Chili se défléchissent sur la discontinuité à 670 km alors que celui des Mariannes semble pénétrer le manteau inférieur jusqu'à des profondeurs de 1200 km ; les slabs de certaines subductions comme celles de Puységur ou Yap n'ont pas encore atteint la limite manteau supérieur/manteau inférieur), et (3) variabilité dans la direction de la déflexion au contact du manteau inférieur (le slab du Sud Chili est défléchi vers l'avant, i.e., la partie défléchie du slab se situe sous la plaque supérieure ; celui de Manille est retourné, i.e., la partie défléchie du slab se situe sous la plaque subduite ; le slab des Mariannes, quant à lui présente une forme intermédiaire, en « S »).

Ces géométries que l'on observe ne sont cependant qu'une vision actuelle et figée d'un processus qui évolue avec le temps, une sorte de « cliché » de la dynamique des slabs. Il n'existe en fait aucune observable directe de la dynamique qui accompagne la variabilité de forme des slabs. Tout juste connaît-on la cinématique (actuelle) de surface, à savoir, les mouvements absolus de la plaque subduite et de la plaque supérieure, ainsi que celui de la partie la plus superficielle du slab, la fosse. En suivant la migration de l'arc volcanique japonais dans les 20 derniers millions d'années, Sacks et Suyehiro (2003) ont tenté de reconstituer une évolution en plusieurs phases du pendage du slab associé, mais ce genre d'études est sujet à nombre d'hypothèses et de conditions qui sont loin d'être applicables à toutes les zones de subductions. En réalité, plus que pour tout autre processus, seuls les modèles physiques (analogiques et numériques) permettent d'étudier de manière quantitative les processus qui gouvernent la dynamique des slabs.

1.3- La plaque supérieure :

Les plaques supérieures associées aux zones de subduction peuvent aussi bien être océaniques (e.g., subduction des Mariannes) que continentales (e.g., subductions andines). Quelques cas particuliers impliquent des plateaux océaniques (e.g., plaque Caraïbes), d'autres des assemblages tectoniques complexes d'arcs volcaniques fossiles et de croûte océanique (e.g., Colombie, Alaska). La rhéologie et l'épaisseur de la plaque, mais aussi la viscosité du manteau sous-jacent (e.g., Cadek et Fleitout, 2003) sont susceptibles de varier avec la nature de la plaque supérieure et d'influencer la dynamique de la subduction. La plaque supérieure est partie intégrante du système de subduction et si elle est capable de modifier le fonctionnement de la subduction, elle est aussi soumise aux interactions avec la plaque plongeante, et avec le manteau. Les premières centaines de kilomètres depuis l'interface des plaques, incluant la fosse, l'avant-arc, l'arc magmatique et la région arrière-arc (l'ensemble est souvent simplifié en « arc »), sont ainsi particulièrement affectées par toute une série de processus magmatiques et tectoniques directement liés à la subduction.

1.3.1- La zone avant-arc :

La zone avant-arc se situe entre la fosse et l'arc magmatique. On peut distinguer les avant-arcs qui s'élargissent par accréation de matériel le long de la fosse (prisme d'accréation) de ceux qui ne le font pas. Les prismes d'accréations (e.g., prisme de la Barbade de la subduction des Antilles, la Ride Méditerranéenne en Mer Egée) se forment de préférence là où l'apport en sédiment est important – i.e., à proximité de continents pour la plupart – par décapage et accréation frontale de la plaque subduite et des sédiments qui la recouvrent, au moment de leur entrée en subduction. Ils se composent ainsi d'un ensemble très déformé d'écaillés séparées les unes des autres par des chevauchements inclinés vers l'arc et d'autant plus récemment accrétées qu'elles sont proches de la fosse. L'avant-arc peut également s'épaissir par sous-placage de sédiments. Un bassin avant-arc peut se mettre en place entre le prisme et l'arc volcanique.

A l'inverse, les avant-arcs sans prisme d'accréation se trouvent plutôt dans les zones à faible apport en sédiments, loin de tout continent émergé (e.g., Mariannes). De telles marges ne présentent pas non plus de bassin avant-arcs très développés. Elles sont par contre associées à une « érosion tectonique » (la croûte et le manteau de la plaque supérieure sont progressivement érodés par la plaque en subduction) dont l'ampleur reste difficile à estimer. La disparition d'importants volumes des régions avant-arc des subductions du Japon, d'Amérique centrale, d'Amérique du Sud, des Mariannes ou encore des Tonga a néanmoins

été reconnue. Les taux de raccourcissement impliqués sont de l'ordre de 1 cm/an (Lallemand, 1995).

1.3.2- L'arc magmatique :

L'arc magmatique se matérialise à la surface par un alignement de volcans parallèle à la fosse. Il se situe à l'aplomb de zones de fusion localisées dans le coin mantellique qui surplombe la plaque en subduction. La fusion du manteau est induite par les fluides relâchés par le slab (l'hydratation du manteau en abaisse la température de fusion) au fur et à mesure qu'il se réchauffe en descendant dans le manteau (voir partie 1.2.2). Les laves générées sont susceptibles de migrer à travers la plaque supérieure, jusqu'à la surface. L'arc magmatique se caractérise ainsi par d'importants flux thermiques qui contrastent nettement avec les faibles flux qui règnent dans la région avant-arc.

1.3.3- La région arrière-arc :

La région arrière-arc se caractérise dans la plupart des zones de subduction matures par une déformation active et très variable : il existe tout un continuum de styles tectoniques possibles entre les cas extrêmes que sont l'expansion océanique et la création de bassins arrière-arc (régime extensif ; e.g., Mariannes, Tonga), et la formation de chaînes de montagne par le biais de grands rétro-chevauchements trans-lithosphériques (régime compressif ; e.g., Amérique du Sud). Les régimes intermédiaires font intervenir des extensions et compressions plus diffuses ou pas de déformation du tout. De nombreux bassins arrière-arcs présentent des arcs rémanents (e.g., Mariannes, Tonga, Sandwich). Ces arcs « fossiles » sont des témoins de l'ouverture arrière-arc. Ils attestent de l'importance de l'arc volcanique, région anormalement chaude de la plaque supérieure, et donc, zone de faiblesse potentielle, dans la localisation et l'initiation de cette déformation.

La déformation de la zone arrière-arc implique l'individualisation d'un nouvel élément structural au sein de la plaque supérieure (Figure I.3). La région comprise entre la fosse et la partie non déformée de la plaque supérieure, « l'arc », a ainsi un mouvement différent de celui de la plaque supérieure : la plaque supérieure se désolidarise et se découple de la fosse et de la zone de subduction (elle n'y est plus mécaniquement liée). Comprendre les raisons de la diversité des régimes tectoniques qui apparaissent en région arrière-arc et celles du découplage de l'arc est un des enjeux majeurs de cette étude.

2- Les grandes forces à l'œuvre

La dynamique qui s'exprime aux zones de subduction est le résultat d'un équilibre entre plusieurs grandes forces qui trouvent leur origine dans la plaque subduite et le panneau plongeant (forces internes), ou dans leur interaction avec le manteau environnant ou la plaque supérieure (forces externes). Certaines sont motrices, d'autres résistantes. Ces différentes forces sont détaillées sur la Figure I.11.

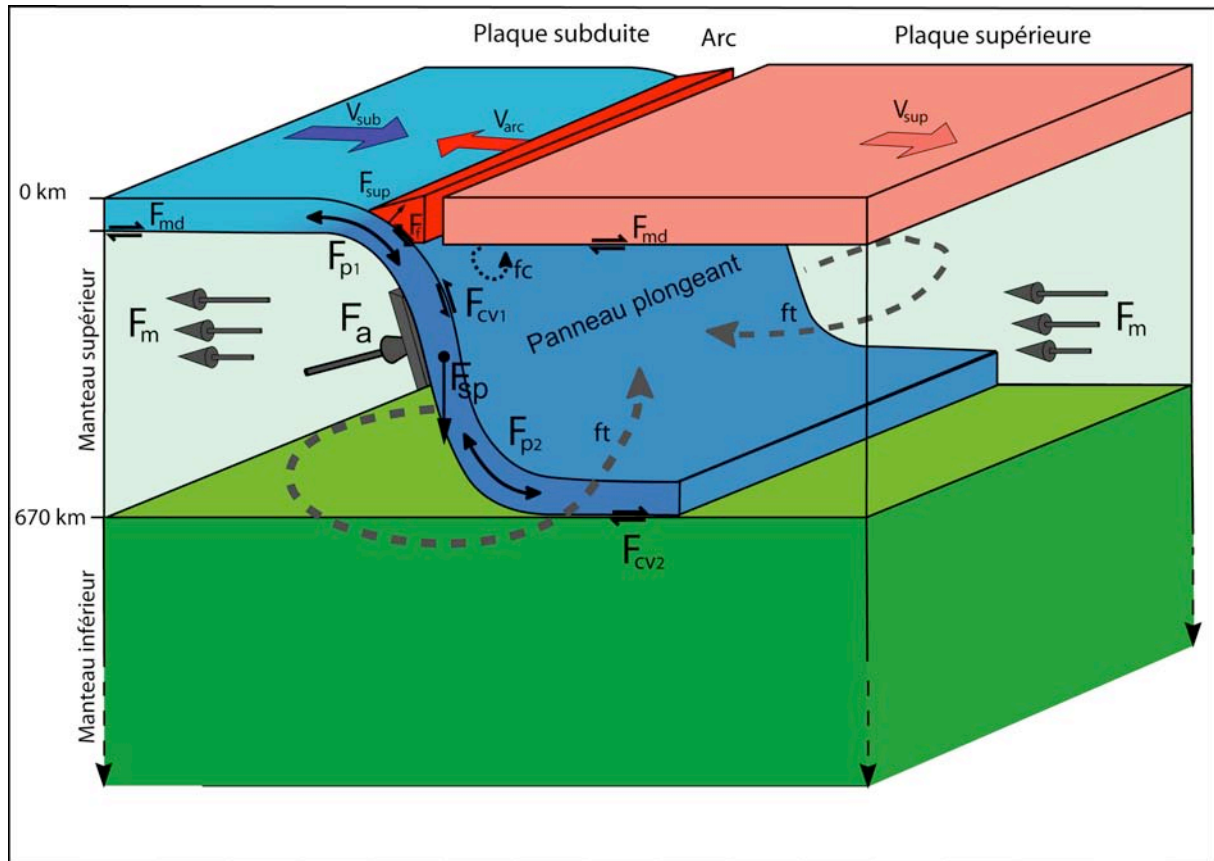


Figure I.11 : Les grands éléments structuraux des zones de subduction: la plaque subduite (bleu clair) et son panneau plongeant (bleu foncé), la plaque supérieure (saumon) qui peut être désolidarisée de l'arc (rouge) en cas de déformation arrière-arc, et le manteau (vert clair pour le manteau supérieur, vert sombre pour le manteau inférieur). V_{sub} désigne le mouvement absolu de la plaque subduite, V_{arc} celui de l'arc et V_{sup} celui de la plaque supérieure. Les grandes forces qui agissent dans les zones de subduction sont également représentées : le slab pull (F_{sp}), la résistance au ploiement (F_{p1} : ploiement à la fosse ; F_{p2} : ploiement au contact du manteau inférieur), la force de friction à l'interface des plaques (F_c), la résistance du manteau au mouvement de la plaque subduite ou mantle drag (F_{md}), la résistance à l'enfoncement du slab dans le manteau ou cisaillement visqueux (F_{cv1} : cisaillement visqueux slab/manteau supérieur ; F_{cv2} : cisaillement visqueux slab/manteau inférieur), la force d'ancrage (F_a), la force de traction/poussée associée au mouvement absolu de la plaque supérieure et transmise à l'interface des plaques (F_{sup}), les forces associées aux flux régionaux qui peuvent animer le manteau, et qui existent indépendamment du fonctionnement de la zone de subduction (F_m). En pointillé sont représentés les flux mantelliques qui peuvent être générés par les mouvements du slab : le « corner flow » (fc) associé au cisaillement visqueux entre slab et manteau supérieur, et le flux toroïdal (ft), associé à la force d'ancrage.

2.1- Les forces motrices :

2.1.1- La traction du panneau plongeant ou « slab pull » :

La principale force motrice des zones de subduction est une force de traction, appelée slab pull (F_{sp}), qui résulte du poids du panneau en subduction et de la réaction de l'asthénosphère (la poussée d'Archimède). Cette force est verticale et reflète l'excès de masse du slab par rapport à l'asthénosphère (Figure I.11): elle est fonction de la différence de densité moyenne $\Delta\rho_m$ entre l'asthénosphère et le slab, et du volume du slab. Carlson et al. (1983) proposent l'expression suivante pour un système bidimensionnel : $F_{sp} = K * \Delta\rho_m * L_s * \sqrt{A_m}$.

L'effet du volume apparaît à travers la longueur du slab L_s et $\sqrt{A_m}$, estimation de l'épaisseur du slab en fonction de son âge moyen A_m (voir la partie 1.2.1 de ce chapitre). K est une constante qui inclut l'accélération de la gravité g . Pour un système en trois dimensions, il faut multiplier l'expression précédente par la largeur de la plaque en subduction l_p . Elle ne

tient pas compte des variations de densité du slab associées aux changements de phases qui s'opèrent au cours de la descente dans le manteau.

2.1.2- La poussée depuis la dorsale, ou "ridge push"

D'après Turcotte et Schubert (1982), l'élévation de la bathymétrie, de l'ordre de 300m, au voisinage des dorsales induit une surpression des zones les plus jeunes vers les plus âgées. On peut raisonnablement négliger l'effet de cette force sur la dynamique de la plupart des zones de subduction : plusieurs milliers de kilomètres séparent souvent les dorsales des zones de subduction. Le slab pull a par ailleurs été estimé à un ordre de grandeur au dessus du ridge push ($4.9 \cdot 10^{13}$ contre $3,9 \cdot 10^{12} \text{ N.m}^{-1}$ pour Turcotte et Schubert, 1982).

2.1.3- Les flux mantelliques : voir 2.2.3 et 2.4

2.2- Les forces résistantes :

Les forces motrices, dominées par le slab pull, sont contrebalancées par un ensemble de forces qui résistent à l'évolution de la subduction. Ces forces résistantes peuvent être internes au slab (force de résistance au ploiement du slab) comme résulter de son interaction avec la plaque supérieure (friction à l'interface des plaques) ou le manteau (résistance visqueuse du manteau aux mouvements du slab : force d'ancrage, cisaillement visqueux).

2.2.1- La résistance au ploiement du slab :

Le slab résiste à sa mise en ploiement à la fosse (force de résistance F_{p1} de la Figure I.11), mais aussi au contact du manteau inférieur, lorsque la subduction est suffisamment engagée pour l'atteindre (force de résistance F_{p2} de la Figure I.11). L'expression de cette force est fonction de la rhéologie appliquée, mais, dans tous les cas, deux paramètres sont essentiels : le rayon de courbure R_c et l'épaisseur de la plaque h . La force dépensée pour le ploiement de la plaque est d'autant plus grande que celle-ci est épaisse et que le rayon de courbure atteint est petit.

Cette force a été étudiée, dans un certain nombre d'expériences analogiques et numériques (e.g., Conrad et Hager, 1999 ; Funiciello et al., 2003 ; Bellhasen et al., 2005) pour des lithosphères à viscosité η_l uniforme. Pour de telles rhéologies, l'expression de l'énergie dissipée lors du ploiement de la plaque à la fosse (ϕ_{p1}) est donnée par Turcotte et Schubert (1982) et Conrad et Hager (1999): $\phi_{p1} = C_1 \eta_l V_c^2 (h / R_c)^3$ où V_c est la vitesse de convergence des plaques, et C_1 une constante.

La force associée à la déflexion du slab au contact du manteau inférieur s'exprime de la même façon, à ceci près que le rayon de courbure, l'épaisseur de la plaque, et surtout sa viscosité sont susceptibles de ne pas être les mêmes qu'à la surface, du fait du réchauffement et des transformations minéralogiques que subit le slab au cours de sa descente dans le manteau (le slab est très probablement moins visqueux à ces grandes profondeurs qu'à la surface ; Karato et al., 2001).

Avec des rhéologies élastiques, la force de ploiement est contrôlée par le rayon de courbure atteint par la plaque en subduction et par sa rigidité flexurale, elle-même fonction de l'épaisseur élastique h_e du slab (voir la partie 1.2.1 de ce chapitre), de son module de Young E et de son coefficient de Poisson ν (Turcotte et Schubert, 1982): $D = Eh_e^3/12(1-\nu^2)$.

La flexion de la plaque au cours de sa descente dans le manteau est cependant capable d'entraîner l'endommagement de ses propriétés élastiques : pour des rayons de courbure très

faibles, les contraintes engendrées à la base et au sommet de la plaque sont en effet susceptibles d'être suffisamment forts pour dépasser le seuil de plasticité σ_0 du slab. Il suffit pour cela que le moment fléchissant $M_c = D/R_c$ associé à la courbure dépasse une valeur limite $M_0 = \sigma_0 \cdot h_{ei}^2/6$ (h_{ei} est l'épaisseur élastique du slab avant ploiement, c'est-à-dire h_m). Les propriétés plastiques du slab sont dès lors à prendre en compte. Le noyau élastique du slab est alors endommagé et h_{ei} d'autant plus diminuée que R_c est faible. Une fois le seuil de plasticité dépassé, l'épaisseur élastique résiduelle h_r se calcule à partir du rayon de courbure du slab (Turcotte et Schubert, 1982): $h_r = \sigma_0 \cdot (1-\nu^2) \cdot R_c / E$. La plaque est entièrement plastique pour un moment M_c égal à : $M_c = \sigma_0 \cdot h_{ei}^2/4$ (3/2 fois supérieure à M_0). M_c représente ainsi le moment maximal que peut supporter le slab, le rayon de courbure, lui, tendant alors vers zéro.

2.2.2- Friction à l'interface des plaques :

La sismicité qui caractérise la plupart des interfaces de plaques des zones de subduction est la manifestation principale du frottement qui s'y exerce. La force de frottement F_f associée (Figure I.11) s'exerce tout au long de la zone sismogénique. Lallemand (1999) propose une expression qui est fonction du coefficient de friction effectif (μ), de la charge de la lithosphère sur l'interface $\rho_l g h_{max}$ (avec ρ_l , densité de la lithosphère et h_{max} , profondeur maximale de la zone sismogénique) et de la longueur de la surface de frottement $h_{max} \cdot \cotg \alpha$ (avec α , angle de plongement moyen du slab à ces profondeurs) : $F_f = 1/2 \mu \rho_l g h_{max}^2 \cotg \alpha$.

2.2.3- La résistance visqueuse du manteau :

Nous ne nous intéressons ici qu'aux forces de résistances associées à un manteau passif : les seuls flux qui sont susceptibles de l'animer sont une réponse aux mouvements de la lithosphère. Les forces associées à des flux régionaux ou globaux surimposés sont détaillées dans la partie 2.4.

Le manteau, de part sa viscosité, s'oppose à tout mouvement de la lithosphère. Il existe ainsi une résistance du manteau au déplacement horizontal des plaques. Cette résistance se fait sous la forme d'un cisaillement visqueux ou « mantle drag » (F_{md} ; Figure I.11), tout au long de la base des plaques. De la même façon, le manteau exerce une résistance à l'enfoncement du slab. Chaque élément de l'interface slab/manteau (base et sommet) est ainsi soumis à un cisaillement visqueux. Cette force est subparallèle à l'interface. Les différences de viscosité de plusieurs ordres de grandeur entre manteau supérieur et manteau inférieur impliquent des forces d'intensités différentes, notées respectivement F_{cv1} et F_{cv2} (Figure I.11). Le slab ne s'enfonce pas dans le manteau suivant une direction strictement parallèle à leur interface. Ce mouvement présente également une composante perpendiculaire à l'interface, appelée migration latérale du slab. Uyeda et Kanamori (1979) proposent ainsi l'existence d'une force d'ancrage du slab F_a (Figure I.11) qui s'oppose à ces migrations latérales du slab.

Bellahsen et al. (2005) proposent une expression de l'énergie ϕ_m dissipée par résistance visqueuse du manteau aux mouvements du slab et de la plaque subduite dérivée de Turcotte et Schubert (1982) et Conrad et Hager (1999). Elle est essentiellement fonction de la géométrie de la plaque (i.e., sa longueur L_p , sa largeur l_p , et la profondeur maximale atteinte par le slab P_{max}) et de la viscosité du manteau (η_m) : $\phi_m = 3 \eta_m V_c^2 (C_m + (2 \cdot \{1\} + \{2\})/P_{max})$ où V_c est la vitesse de convergence des plaques, C_m une constante, $\{1\} = (P_{max} l_p)^{1/2}$, $\{2\} = (L_p l_p)^{1/2}$. Dans cette équation, $\{1\}$ mesure la contribution de la composante parallèle à l'interface plaque/manteau de la résistance visqueuse du manteau (i.e., F_{md} et F_{cv}) et $\{2\}$ celle de la composante perpendiculaire à cet interface (i.e., F_a). Bien qu'il y résiste, le manteau n'en est pas moins mis en mouvement par les déplacements de la plaque et du slab.

L'énergie ϕ_m correspond en fait à l'énergie nécessaire au slab pour déplacer les volumes de manteau qui gênent son mouvement. Les flux mantelliques engendrés sont de deux types. Le flux poloïdal est associé à l'entraînement du manteau par la plaque et le slab, parallèlement à leur interface, par cisaillement visqueux. C'est à ce flux poloïdal qu'est associé le « corner flow » du coin mantellique (Figure I.11). Le flux toroïdal (ou latéral ; Figure I.11) est, lui, associé aux migrations latérales du slab. Ces mouvements compressent le manteau d'un côté du slab, le forçant ainsi, après l'avoir contourné, à s'échapper de l'autre côté, à la faveur des fenêtres asthénosphériques que constituent les bordures du slab. Tant que le slab n'a pas atteint le manteau inférieur, le flux poloïdal assure lui aussi le transfert du manteau de part et d'autre du slab, par en dessous (Garfunkel et al., 1986 ; Funicello et al., 2004). Ces flux, une fois générés, sont un moteur potentiel de la dynamique de la subduction (e.g., Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2002).

2.3- Force de traction/poussée de la plaque supérieure :

Au mouvement absolu de la plaque supérieure (sous l'hypothèse qu'il n'est pas imposé par le fonctionnement de la zone de subduction) est associée une force de pression F_{sup} (Figure I.11) qui s'applique à l'interface des plaques. Il est également possible que cette force de pression soit transmise plus en profondeur au slab via le manteau asthénosphérique qui le surplombe (Carlson et Mortera-Gutiérrez, 1990). En fonction de l'orientation du mouvement de la plaque, cette force peut être une poussée (mouvement de la plaque supérieure dirigé vers la fosse) ou une traction (plaques supérieures s'éloignant de la fosse).

2.4- Flux mantelliques :

Le manteau peut être animé de flux mantelliques globaux (selon certains auteurs, le manteau terrestre pourrait être animé d'un flux global, dirigé vers l'Est ; voir par exemple Ricard et al., 1991, ou Doglioni, 1993), ou régionaux (sous l'influence d'un plume mantellique par exemple, comme dans la subduction des Nouvelles-Hébrides ; Lagabriele et al., 1997), totalement indépendant du fonctionnement des zones de subduction (Figure I.11), au contraire des flux poloïdaux et toroïdaux décrits au paragraphe 2.2.3. De tels flux génèrent des forces de pression F_m le long de la plaque en subduction. Ces forces seront motrices ou résistantes en fonction de l'orientation du flux mantellique et de celle de la subduction.

3- La dynamique de la subduction : modèles géodynamiques

En fonction de l'importance allouée au slab, à la plaque supérieure ou au manteau dans la dynamique des zones de subduction, trois modèles géodynamiques différents peuvent être décrits. Le « modèle du slab pull », puis la manière dont se surimposent les effets du mouvement absolu de la plaque supérieure et de flux mantelliques, font l'objet de ce chapitre. Les subductions naturelles, elles, ont probablement un fonctionnement intermédiaire entre les trois cas extrêmes que sont ces modèles. Tout le travail du Chapitre II sera de faire la part de leur influence respective dans le contrôle des différentes caractéristiques des zones de subduction.

3.1- « Le modèle du slab pull » :

Le « modèle du slab pull » attribue toute la variabilité de la dynamique de la subduction à celle de la descente spontanée du slab dans le manteau, sous l'effet de son propre poids, en négligeant les possibles effets de mouvements indépendants de la plaque supérieure et du manteau. Le poids de la lithosphère subduite par rapport au manteau qui l'environne (force de

slab pull, F_{sp}) est considérée comme la principale force motrice de la tectonique des plaques (e.g., Forsyth et Uyeda, 1975 ; Chapple et Tullis, 1977 ; Carlson et al., 1983 ; Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2002), comme semblent l'attester notamment : (1) les vitesses 3 à 4 fois plus fortes des plaques associées à des zones de subduction par rapport à celles qui ne le sont pas (Gordon et Jurdy, 1986 ; Gripp et Gordon, 1990 ; Gripp et Gordon, 2002), et (2) l'augmentation de la vitesse des plaques subduites avec leur âge (Carlson, 1995). Cette force de premier ordre qui trouve son origine aux zones de subduction, pourrait également en contrôler la dynamique. L'intensité du slab pull est essentiellement fonction de l'âge du slab (voir partie 2.1.1 de ce Chapitre). La variabilité observée dans les zones de subduction peut ainsi s'expliquer par celle de l'âge de la plaque qui entre en subduction.

En même temps qu'ils tirent la plaque subduite dans les profondeurs du manteau, F_{sp} et le moment fléchissant M_{sp} qui lui est associé (Figure I.12) génèrent un recul spontané (souvent appelé « rollback ») et une augmentation du pendage du slab (e.g., Molnar et Atwater, 1978 ; Dewey, 1980 ; Garfunkel et al., 1986). Recul et verticalisation du slab augmentent avec le poids du slab et, donc, son âge. La plaque supérieure est supposée passive. Elle peut suivre le slab et la fosse dans leur recul, ou bien lui résister. Dans ce dernier cas, de l'extension arrière-arc apparaît dans la plaque supérieure et l'arc (au sens structural défini dans la partie 1.3.3 de ce chapitre) s'en désolidarise. Ce modèle de domination extrême du slab pull (les effets des différentes forces résistantes sont totalement négligés) prévoit donc que : (1) le recul des fosses est un caractère général des zones de subduction ; (2) plus un slab est vieux, épais et dense, plus le mouvement de la plaque subduite et le recul de la fosse sont rapides, et plus le pendage du slab est proche de la verticale ; (3) les extensions dans la plaque supérieure sont préférentiellement associées aux slabs les plus âgés.

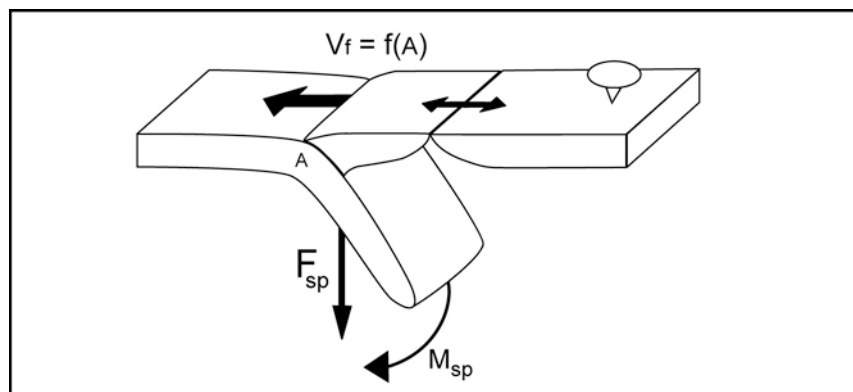


Figure I.12 : « Le modèle du slab pull ». V_f : mouvement absolu de la fosse ; A : âge du slab à la fosse ; F_{sp} et M_{sp} : force de slab pull et moment fléchissant associé. La plaque supérieure est supposée fixe.

Depuis les premières bases de ce modèle, formulées notamment par Molnar et Atwater (1978) et Dewey (1980), de nombreuses études ont contribué à améliorer la compréhension des mécanismes associés à la descente spontanée des slabs. Les modèles analogiques développés à l'Université de Rome 3, en particulier, ont éclairci plusieurs points fondamentaux tels que l'influence de la limite manteau supérieur/manteau inférieur, mais aussi celles de la résistance au ploiement du slab, de la viscosité du manteau et des flux mantelliques engendrés par la descente du slab (voir partie 2.2.3 de ce chapitre) sur la dynamique de la subduction (Faccenna et al., 1999 ; Funicello et al., 2003 ; Funicello et al., 2004 ; Bellahsen et al., 2005). Dans ces modèles, une plaque de silicone (lithosphère) est posée à la surface d'une boîte remplie de sirop de glucose (manteau supérieur), le fond de la boîte modélisant la barrière que représente le manteau inférieur, plus visqueux de plusieurs ordres de grandeur (voir la partie 1.1 de ce chapitre). La subduction est initialisée en

enfonçant la plaque de quelques centimètres dans le sirop de glucose. La subduction de la plaque se poursuit alors, spontanément, sous le seul effet du poids du slab et sans imposer aucun mouvement.

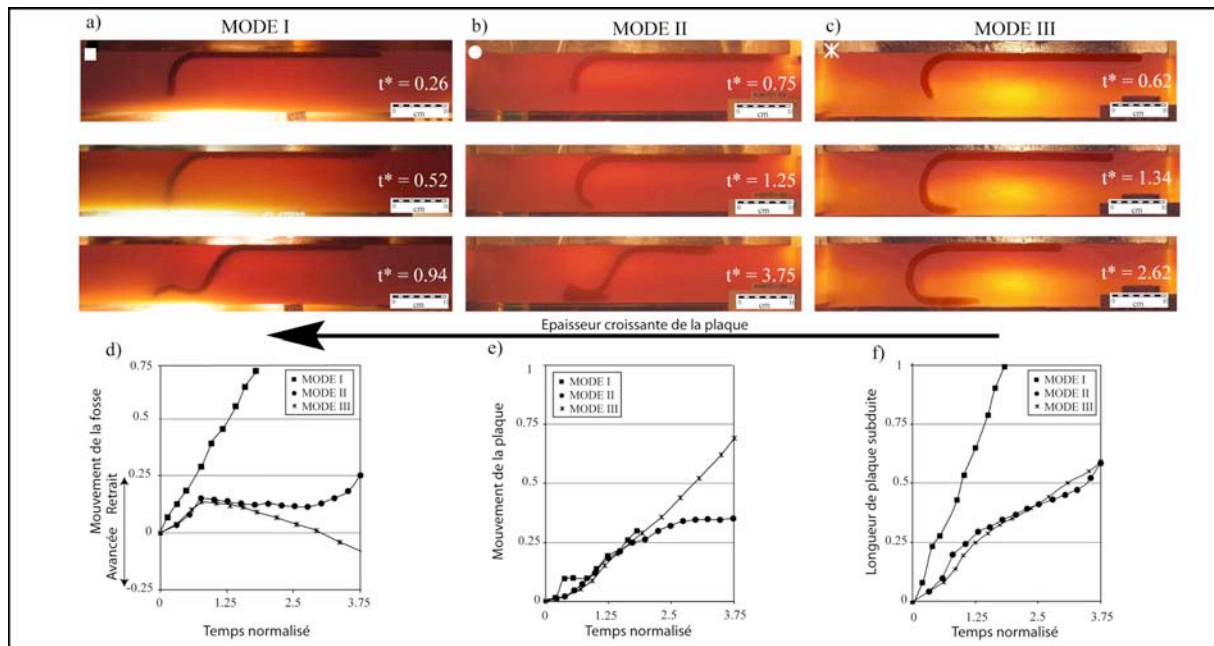


Figure I.13 : Les différents modes de subduction possibles. En augmentant l'épaisseur de la plaque en subduction, on passe progressivement d'un Mode I (fosse en retrait et slab défléchi vers l'avant) à un Mode III (fosse en avancée et slab défléchi vers l'arrière). Modifié d'après Bellahsen et al., 2005).

D'une manière générale, dans ces modèles le mouvement de la fosse assure la majeure partie de la vitesse de subduction de la plaque dans le manteau (le mouvement absolu de la plaque vers la fosse est d'un ordre de grandeur en dessous). La dynamique du slab est très différente avant et après son interaction avec le fond de la boîte et trois phases sont identifiables (Funiciello et al., 2003 ; Bellahsen et al., 2005): (1) le slab descend dans le manteau inférieur ; (2) phase transitoire d'interaction du slab avec la limite inférieure, le long de laquelle il se plie ; (3) phase stationnaire de déflexion du slab le long de la limite inférieure. Quelles que soient les conditions de viscosité, de densité ou d'épaisseur imposées à la plaque, la fosse est toujours en retrait au cours de la descente du slab dans le manteau (Bellahsen et al., 2005). On peut cependant, au cours de la phase de déflexion du slab et en fonction de l'épaisseur de la plaque notamment, générer trois modes de subduction qui diffèrent essentiellement par la géométrie du slab et le mouvement de la fosse (Figure I.13 ; Bellahsen et al., 2005) : les plaques les plus épaisses associent des slabs qui se défléchissent vers l'avant (le slab prend une forme de « S » étiré) et qui adoptent des géométries relativement plates, à des fosses en retrait (Mode I), alors que les plaques les moins épaisses associent des slabs qui se défléchissent vers l'arrière (le slab se retourne au contact du fond de la boîte) en adoptant des géométries presque verticales à des fosses en avancée (Mode III). Ces observations aident à préciser un peu mieux les effets du slab pull sur la dynamique de la subduction : (1) la simple traction du slab peut engendrer des avancées de fosses, pour peu que le slab soit suffisamment peu épais (i.e., peu âgé) et qu'il soit défléchi au contact du manteau inférieur ; l'augmentation de la vitesse de rollback avec l'épaisseur du slab (son âge) reste cependant vraie ; (2) les plus forts pendages ne sont pas nécessairement associés aux plaques les plus épaisses (les plus âgées). Cela tient au fait que l'épaisseur de la plaque contrôle à la fois le slab pull et la résistance au ploiement du slab (voir les parties 2.1.1 et

2.2.1 de ce chapitre). Il existe ainsi une compétition entre les deux effets, qui semble se faire en faveur de la résistance au ploiement du slab dans le cadre de ces modèles (les slabs les plus épais et les plus difficiles à plier présentent des courbures moins prononcées que les slabs les plus fins, plus faciles à plier). En fonction de la viscosité du slab, une corrélation inverse de la corrélation généralement admise entre pendage et âge du slab est donc possible dans les zones de subduction naturelles. Selon Funicello et al. (2003) et Bellahsen et al. (2005) la résistance au ploiement du slab serait la force résistante dominante. Ils divergent sur ce point avec Schellart (2004), qui, avec des modèles similaires conclut à une dominance de la résistance visqueuse du manteau et des flux qui lui sont associés (voir partie 2.2.3 de ce chapitre). L'influence de ces flux sur l'évolution de la subduction a été étudiée plus en détails par Funicello et al. (2004). Les travaux de Conrad et Lithgow-Bertelloni (2002), ont pour leur part mis en évidence le rôle moteur que pouvait avoir ces flux, engendrés par le simple mouvement du slab dans le manteau, sur la subduction (même détaché de la plaque subduite, le slab peut par ces flux qu'il induit dans le manteau, mettre les plaques en mouvement ; Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2002, définissent cet effet comme un effet de « suction du slab »).

Même dans les schémas les plus simples et dans lesquels il est la seule force motrice en présence (i.e., sans les effets surimposés d'une plaque supérieure ou de flux mantelliques), le slab pull ne contrôle pas toutes les caractéristiques de la subduction. Les forces résistantes (i.e., les forces associées à l'interaction du slab avec le manteau inférieur, la résistance au ploiement du slab, et la résistance visqueuse du manteau) sont susceptibles de venir en contrebalancer les effets et expliquent au moins une part de la variabilité observée.

3.2- Influence du mouvement absolu de la plaque supérieure :

Avec le « modèle du slab pull », la plaque supérieure a un rôle passif dans la dynamique de la subduction. Suivant cette hypothèse, la plaque supérieure est soumise aux migrations de la fosse. Soit elle suit passivement cette migration, soit elle se déforme en y résistant. L'alternative est de supposer que le mouvement de la plaque supérieure est contrôlé par des forces motrices qui trouvent leur origine loin de la zone de subduction. Par exemple, le mouvement de la plaque australienne, qui est la plaque supérieure de la subduction des Tonga, est vraisemblablement fortement influencé par la traction du slab associé à la subduction indonésienne, à plusieurs milliers de kilomètres de là. De même, le retrait de la plaque Philippines par rapport à la subduction d'Izu-Bonin-Mariannes s'explique très certainement par le slab pull associée à la subduction des Ryukyus. Dans ces conditions, le mouvement de la plaque supérieure peut être considéré comme une variable indépendante, susceptible de modifier la descente de la plaque subduite dans le manteau et le fonctionnement de la zone de subduction dans son ensemble.

L'influence du mouvement absolu de la plaque supérieure se fait ressentir à travers deux types de forces : (1) la force de pression F_{sup} (voir partie 2.3 de ce chapitre) appliquée par la plaque supérieure à l'interface des plaques et qui lui permet de transmettre son mouvement à la charnière de la plaque en subduction ; (2) la force d'ancrage F_a (voir partie 2.2.3 de ce chapitre), résistance visqueuse du manteau aux migrations latérales du slab induites ici par F_{sup} . En fonction de la force d'ancrage, le slab et la fosse résistent plus ou moins au mouvement V_{sup} imposé par la plaque supérieure, induisant ainsi la déformation de celle-ci et la désolidarisation de l'arc (au sens structural défini dans la partie 1.3.3 de ce chapitre). Le sens du mouvement de la plaque supérieure détermine le régime tectonique de la zone arrière-arc (Figure I.14): les compressions sont générées par des mouvements de la plaque supérieure dirigés vers la fosse, alors que les extensions arrière-arc le sont par des plaques supérieures en

retrait. V_{sup} détermine ainsi la vitesse maximale que peut atteindre le taux de déformation arrière-arc V_d . On peut distinguer deux cas extrêmes : (1) « les slabs parfaitement ancrés » (ce cas correspond au « modèle du slab ancré » décrit par Uyeda et Kanamori, 1979), pour lequel la force d'ancrage et la déformation arrière-arc sont maximales ($F_a = F_{sup}$ et $V_d = V_{sup}$), et la fosse est parfaitement fixe ; (2) les « slabs parfaitement libres », pour lesquels il n'y a ni force d'ancrage effective ni déformation arrière-arc active ($F_a = 0$ et $V_d = 0$), et une fosse qui suit strictement le mouvement de la plaque supérieure ($V_f = V_{sup}$, avec V_f mouvement absolu de la fosse). Entre ces deux cas extrêmes, les zones de subduction ont des « slabs partiellement ancrés ». Les taux de déformation et les mouvements de la fosse sont fonction de l'efficacité de la force d'ancrage et vérifient : $V_{sup} = V_d + V_f$. Les effets du mouvement de la plaque supérieure et de la force d'ancrage se font également ressentir sur la géométrie adoptée par le slab. Les plaques supérieures qui avancent vers la fosse, forcent plus ou moins la charnière de la subduction à reculer. Ce mouvement est difficilement transmis aux parties les plus profondes du slab, mieux ancrées, induisant une diminution progressive du pendage du slab. A l'inverse, les plaques supérieures en retrait seront associées à des slabs plus pentus.

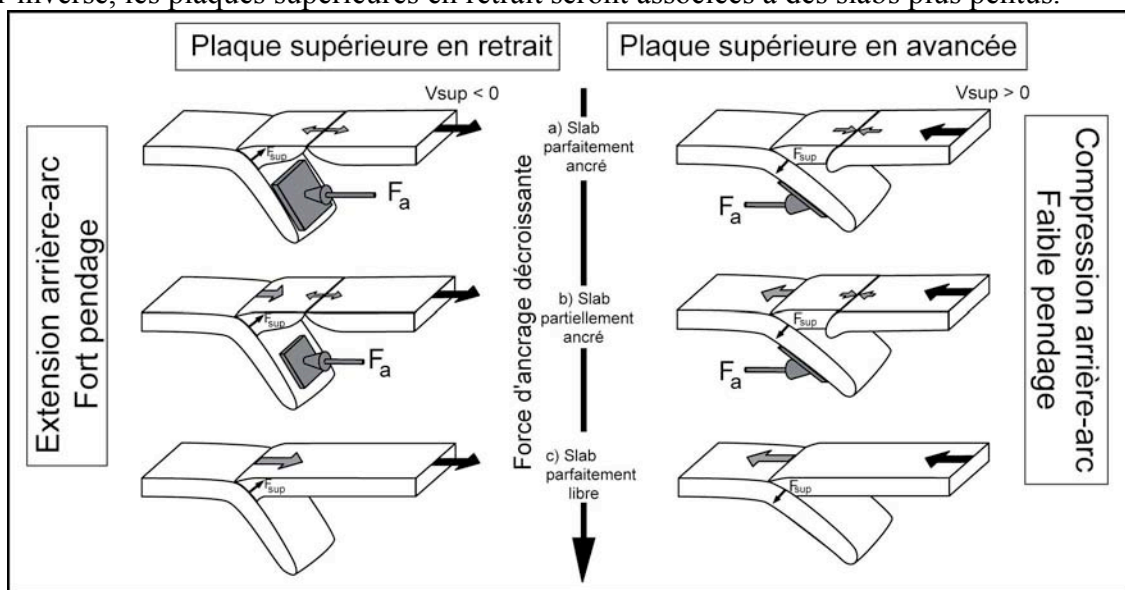


Figure 1.12 : Influence du mouvement absolu de la plaque supérieure. V_{sup} : mouvement absolu de la plaque supérieure ; F_{sup} : force de pression associée à V_{sup} ; F_a : force d'ancrage du slab. (a) « Slab parfaitement ancré » : la fosse est fixe et la totalité du mouvement de la plaque supérieure est convertie en déformation arrière-arc. (b) « Slab partiellement ancré » : en fonction de l'efficacité de la force d'ancrage, une partie du mouvement de la plaque supérieure est convertie en déformation arrière-arc et l'autre est transmise à la fosse. (c) « Slab parfaitement libre » : la zone arrière-arc ne se déforme pas et la fosse suit la plaque supérieure dans son mouvement.

Pour résumer, si le régime tectonique de la plaque supérieure, le mouvement de la fosse et le pendage du slab sont bien contrôlés par le mouvement de la plaque supérieure par rapport à une fosse plus ou moins fixe, on peut s'attendre à ce que : (1) les plaques supérieures qui s'éloignent de la fosse soient préférentiellement associées à des extensions arrière-arc et à des pendages forts, et vice-versa pour les plaques supérieures en avancée ; (2) la vitesse de déformation arrière arc V_d augmente avec le mouvement de la plaque supérieure ; (3) V_d ne puisse pas dépasser V_{sup} .

3.3- Influence de flux mantelliques :

Le manteau dans lequel descendent les slabs, qu'il soit mis en mouvement par le slab lui-même (e.g., Dvorkin et al., 1993 ; Funicello et al., 2004) ou qu'il soit animé de mouvement ayant une cause régionale (la proximité de points-chauds par exemple) ou plus globale, (associés à des cellules de convection mantelliques ; e.g., Hager et O'Connell, 1978 ; ou

encore à une rotation différentielle du manteau par rapport à la lithosphère, e.g., Doglioni et al., 1993), n'est pas un milieu inerte et figé. Tous ces flux qui sont susceptibles d'animer le manteau sont associés à une force de pression F_m (voir Figure I.11 et I.15) agissant à la surface du slab et susceptible d'en forcer le mouvement, dans un sens ou dans l'autre (e.g., Shemenda, 1994): si les flux sont orientés vers la face du slab qui est tournée vers la plaque supérieure, la force F_m qui leur est associée favorise un recul et une verticalisation du slab ainsi qu'une mise en extension de la région arrière-arc. Orientés dans l'autre sens, tout en l'horizontalisant, ils forcent le slab à avancer vers la plaque supérieure et engendrent la mise en compression de la région arrière-arc.

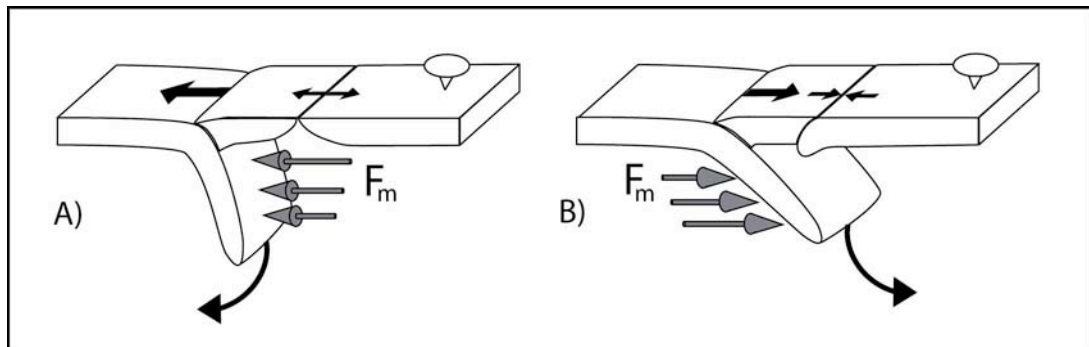


Figure I.15 : Influence de flux mantelliques. F_m : force de pression générée par les flux mantelliques sur l'une des faces du slab. Pour simplification, la plaque supérieure est supposée fixe. A) Les flux mantelliques et la force de pression F_m associée poussent le slab sur sa face tournée vers la plaque supérieure, forçant le recul et la verticalisation du slab et générant de l'extension dans la plaque supérieure. B) Les flux mantelliques et la force de pression F_m associée poussent le slab sur sa face tournée vers la plaque subduite, forçant l'avancée et l'horizontalisation du slab et générant de la compression dans la plaque supérieure.

Chapitre II : Etude statistique globale des zones de subductions

1- La base de données « SubductionZones »

SubductionZones est une base de données globale originale. Elle décrit l'ensemble des zones de subduction océaniques qui couvrent la surface du globe. Elle regroupe un total de 174 points de mesure, réalisés tous les 2° de fosses tout au long d'un total cumulé de 38000 km de fosses, et pour lesquels sont décrits des paramètres tels que la géométrie et l'âge du panneau plongeant, la cinématique des plaques, le régime tectonique de la plaque supérieure ou la position de l'arc volcanique. Cette description est faite avec toute la précision et l'exhaustivité que notre connaissance actuelle des différentes zones de subduction modernes peut permettre. La charpente de SubductionZones est construite à partir de bases de données globales existantes (topographie et gravimétrie, sismicité, volcans actifs, cinématique des plaques, âge des fonds océaniques), éventuellement complétées, là où cela est nécessaire, par les résultats d'études plus locales, assurant ainsi le meilleur compromis possible entre l'homogénéité des sources d'une part, et, l'exhaustivité et la précision des données d'autre part. L'utilisation combinée des différentes bases de données globales est optimisée par le programme « Subduction » dont les grandes lignes ont été écrites par Boutelier (2000), puis amélioré (Heuret, 2002). Une ébauche de la base de données actuelle avait été réalisée par Boutelier (2000). Cette première tentative était circonscrite aux subductions du Pacifique et à une gamme de paramètres plus restreinte (les données de tomographie sismique, ou de GPS n'étaient, par exemple, pas intégrées ; les mouvements absolus des plaques et de la fosse n'étaient pas calculés). Les points de mesure choisis sont eux aussi différents de ceux de la base de données actuelle. La construction de SubductionZones date de Heuret (2002). Elle est depuis systématiquement mise à jour et complétée au fur et à mesure des précisions qui apparaissent dans la connaissance des différentes zones de subduction. Un certain nombre de paramètres ont par ailleurs été rajoutés par rapport à la version initiale de 2002 (e.g., rayon de courbure du slab, nature de l'interaction avec le manteau inférieur, proximité de bordures de slab).

1.1- Les bases de données globales

1.1.1- Topographie et bathymétrie :

Le récent développement de l'altimétrie satellitaire, a permis une couverture mondiale de la mesure de l'altitude de la surface des océans. L'association des données Topex/Poseidon (NASA et CNES) a ainsi rendu possible la création d'une carte des anomalies du géoïde. Ces anomalies étant fonction du potentiel de gravité, Sandwell et Smith (1997) en ont déduit une carte des anomalies du champ de gravité dont la précision varie de 3 à 7 mGal. La version utilisée (9.1) s'étend de 72°N à 72°S pour une résolution d'une minute (http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html).

La bathymétrie des océans est déduite des anomalies à l'air libre (seules 12% des cellules de la grille finale sont contraintes par des profils bathymétriques). Les petites et moyennes longueurs d'ondes (de 20 à 200 km) sont dérivées des mesures altimétriques. Les grandes sont issues des collections géophysiques classiques (Sandwell et Smith, 1999). Les fonds océaniques sont complétés à terre grâce au modèle numérique GTOPO30. On obtient ainsi une image très précise (http://topex.ucsd.edu/marine_grav/mar_grav.html), comparée à celle des modèles précédents, de tous les reliefs du globe (Figure II.1).

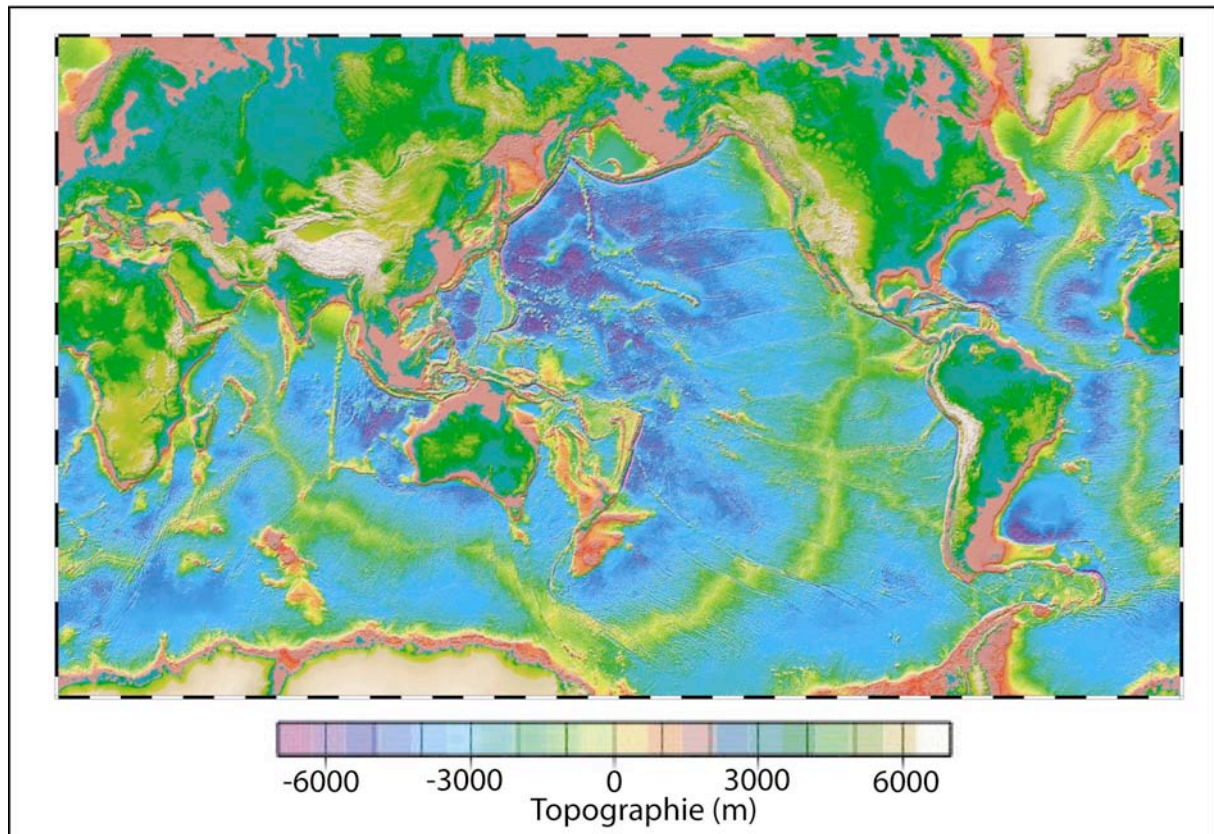


Figure II.1 : Topographie de la Terre, d'après Sandwell et Smith (1999). Carte modifiée d'après une image provenant de http://topex.ucsd.edu/marine_topo/txt/topo.html#net.

1.1.2- Position des volcans actifs :

Le « Smithsonian Institution » et son Global Volcanism Program proposent, quant à eux, un catalogue (http://www.volcano.si.edu/gvp/volcano/vbd_geog.htm) des 1500 volcans holocènes (derniers 10 000 ans). Dans ce catalogue figurent les nom, latitude, longitude, type...de chacun de ces volcans actifs. On peut ainsi en extraire la position exacte et situer les arcs volcaniques de toutes les zones de subductions.

1.1.3- Hypocentre des séismes :

Engdhal et al (1998) de l'International Seismological Center (ISC) proposent un catalogue de séismes relocalisés avec précision (EHB98) : l'utilisation de nombreuses formes d'ondes et l'association des réseaux régionaux/téleséismes permettent de réduire l'incertitude sur la profondeur à environ 10 km et la disparition des artefacts à 15 et 33 km. Ainsi, malgré le fait que le catalogue soit assez réduit (tous les séismes ne sont pas suffisamment contraints pour être relocalisés : les magnitudes sont supérieures à 5.2 et le catalogue couvre une période

allant de 1964 à 1998), ce catalogue représente la base globale la mieux adaptée à la description du slab sismique.

1.1.4- Mécanismes au foyer des séismes :

Les mécanismes au foyer des séismes sont systématiquement calculés par le Harvard Seismology, grâce à une routine mise au point par Dziewonski et al (1981). Les séismes traités ont tous une magnitude supérieure à 5,5. Les CMT (Centroid Moment Tensor) obtenus sont en libre accès sur internet (<http://www.seismology.harvard.edu/CMTsearch.html>). Le catalogue obtenu débute en 1974 et est réactualisé au fur et à mesure des nouvelles déterminations. Il permet une sélection des CMT en fonction de nombreux paramètres (longitude, latitude, profondeur...).

1.1.5- Age des fonds océaniques :

La grille numérique (Digital Agegrid of the Ocean Floor, téléchargeable sur <ftp://ftp.es.usyd.edu.au/pub/agegrid/>) de Müller et al. (1997) donne les âges de la croûte océanique avec une résolution de 6 minutes (Figure II.2). Elle est basée sur la reconnaissance des différentes anomalies magnétiques des fonds océaniques, les âges de la grille étant interpolés entre deux isochrones. Le taux d'expansion est supposé constant entre ces isochrones et les incertitudes augmentent ainsi lorsqu'on s'éloigne d'un isochrone. La précision est cependant estimée être de l'ordre du million d'années.

Certaines zones ne sont pas datées (zones grisées des fonds océaniques sur la Figure II.2), notamment celles dont la croûte s'est mise en place au cours de périodes sans inversion du champ magnétique (période de calme Crétacé, entre 118 et 83 Ma), ou les petits bassins océaniques comme ceux qui passent en subduction dans les Nouvelles Hébrides ou en Nouvelle Bretagne. On fait dans ces cas là appel à des études locales.

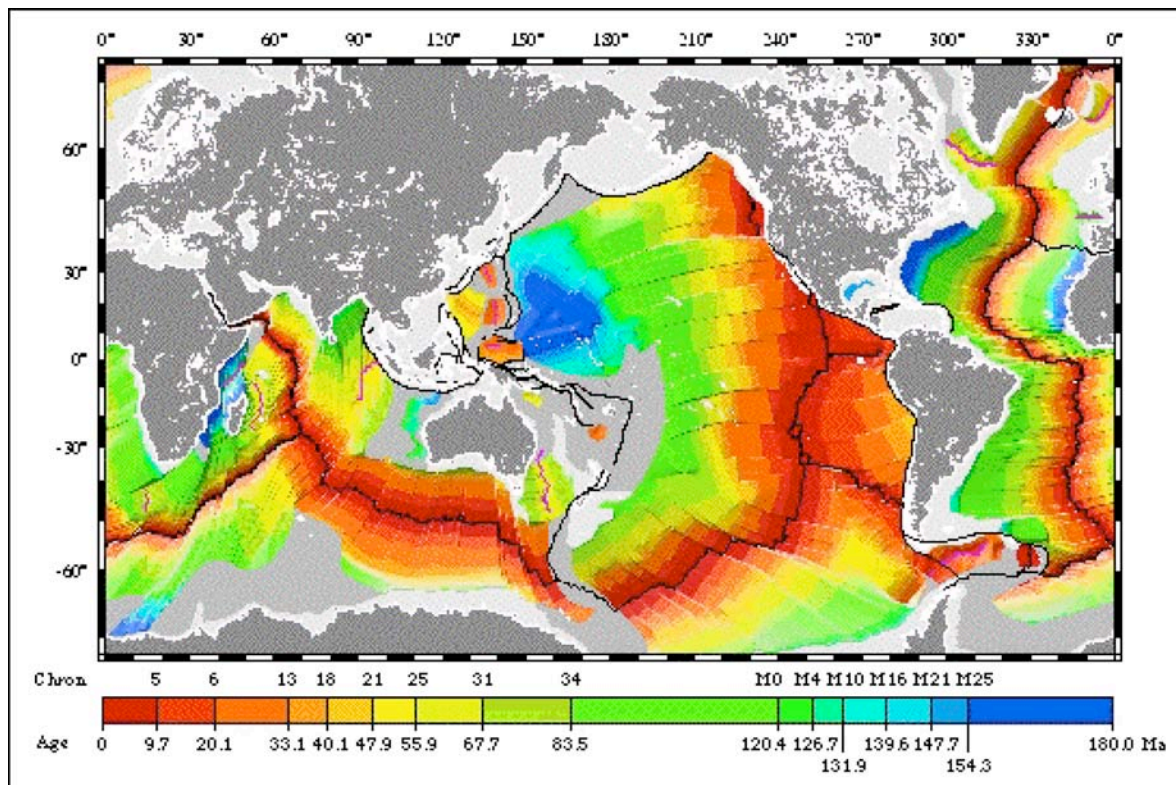


Figure II.2 : Carte de l'âge des fonds océaniques, d'après la grille numérique de Müller et al., (1997).

1.1.6- Cinématique des plaques :

Le modèle de cinématique global NUVEL1A décrit les mouvements relatifs de 12 plaques tectoniques, à savoir les plaques Amérique du Sud, Antarctique, Nazca, Cocos, Caraïbes, Amérique du Nord, Pacifique, Eurasie, Arabie, Inde, Philippines et Australie. Il est calculé à partir des directions de dorsales, de failles transformantes et des vecteurs glissement de séismes interplaques. Les vitesses de convergence données par le modèle NUVEL1 étaient des vitesses moyennées sur les 3 derniers millions d'années (DeMets et al., 1990), l'anomalie magnétique 2A servant de repère. Le modèle NUVEL1A tient compte d'une révision de cette anomalie à 3,15 Ma (DeMets et al., 1994) : les vitesses sont multipliées par 0,9562. Ce modèle est aujourd'hui le plus performant mais ne tient pas compte de l'existence de certaines plaques (plaque Amour, bloc de la Sonde...), ni de la déformation des marges actives. Les données GPS et paléomagnétiques disponibles permettent de mieux estimer les vitesses de convergence réelles là où la correction est nécessaire (voir partie 1.3.6).

L'utilisation du modèle NUVEL1A dans un référentiel de points chauds, supposés fixes, permet d'estimer les mouvements absolus des plaques (Figure II.3). Le référentiel HS3-NUVEL1A (Gripp et Gordon, 2002) est celui qui décrit le plus rigoureusement les alignements de volcans associés aux points chauds (azimuts et vitesses de propagation). Ce référentiel utilise un total de 11 points chauds différents, répartis sur 4 plaques. Les vitesses sont moyennées sur les derniers 5,8 Ma, ce qui permet d'éliminer les changements de direction les plus récents des alignements (6-8 Ma). Les incertitudes sont, au final, considérablement diminuées par rapport aux autres référentiels et un critère de confiance de 95% est respecté pour toutes les plaques. Les plaques concernées sont les mêmes que celles du modèle NUVEL1A, auxquelles s'ajoutent les plaques Scotia et Juan de Fuca. A nouveau, données GPS et paléomagnétiques permettent de préciser la cinématique des plaques et micro-plaques manquantes.

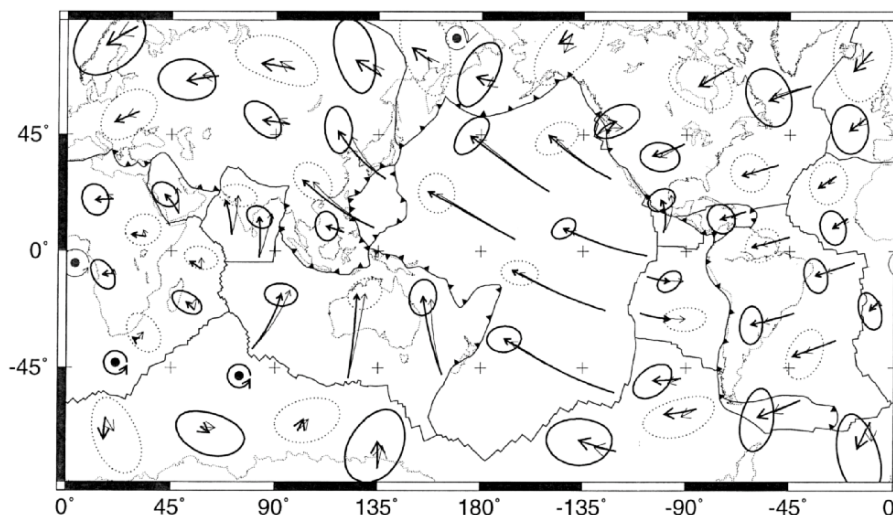


Figure II.3 : Vitesses des plaques dans le référentiel absolu HS3 (flèches noires) et dans le référentiel HS2 (flèches grises). Les vitesses associées au référentiel HS2 (version précédente de HS3 ; Gripp et Gordon, 1990) ne vérifient pas toute des 95% de confiance (appartenance aux ellipsoïdes représentées sur la figure), contrairement aux vitesses HS3.

1.2- Utilisation des bases de données – Le programme « Subduction »

L'utilisation des bases de données globales existantes est optimisée par le programme Subduction, qui utilise les capacités de représentation cartographique de GMT (Generic Mapping Tool, de Wessel et Smith ; voir <http://gmt.soest.hawaii.edu>), complétées par celles de Fortran f77 (pour la programmation de calculs plus complexes), pour coordonner l'extraction des différents paramètres. Les principales fonctionnalités de ce programme (version 2.2) ont été mises au point par David Boutelier (2000). La version actuelle (version 3.1) est une version améliorée (Heuret, 2002) qui propose, outre une réactualisation de certaines des bases de données (sismicité, topographie et âges), une meilleure paramétrisation de la géométrie du panneau plongeant et l'extraction de certaines caractéristiques du slab sismique. Elle introduit également les vitesses absolues des plaques et une estimation du mode de déformation de la plaque supérieure grâce aux CMT des séismes qui s'y produisent.

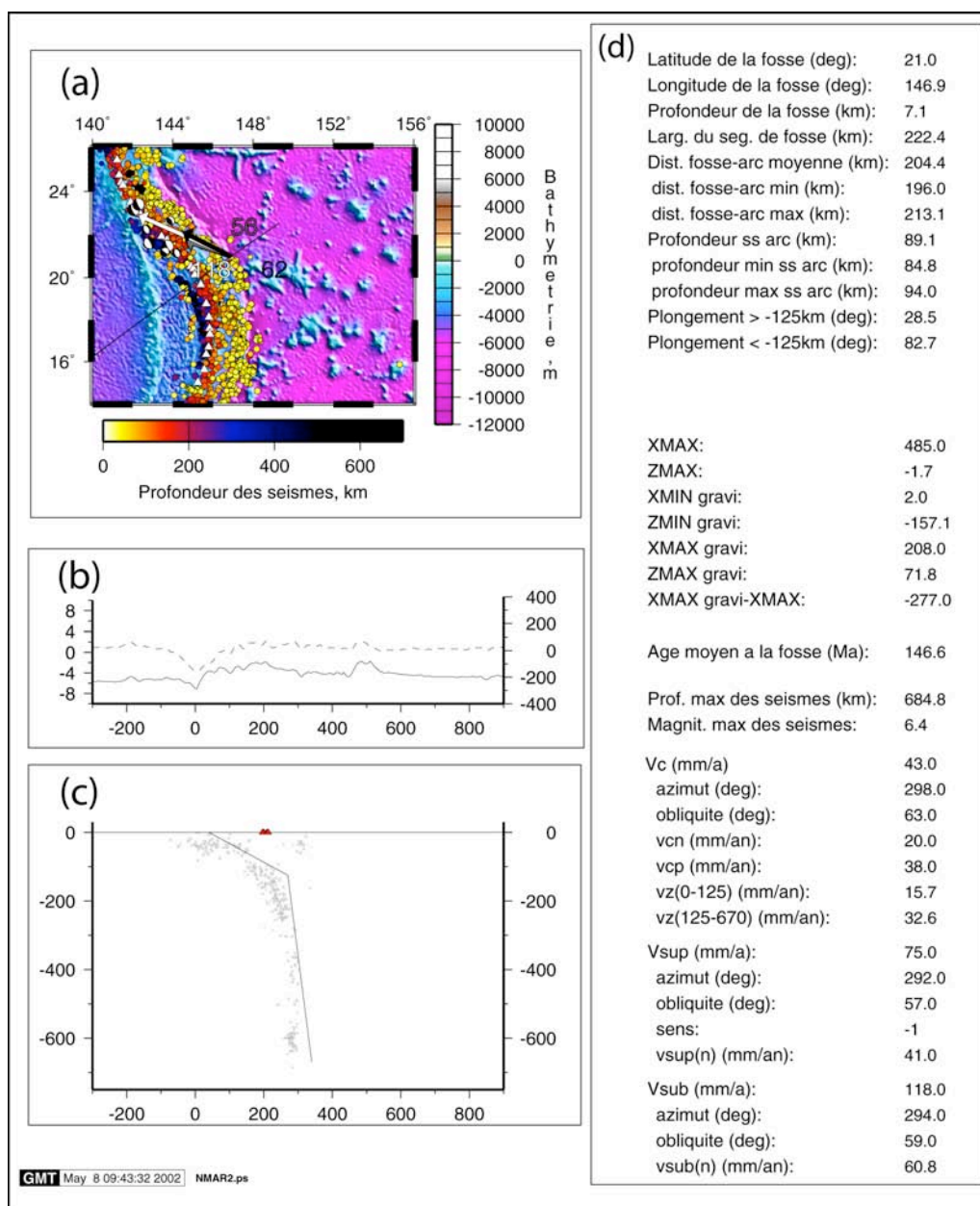


Figure II.4 : Fiche du segment de fosse NMAR2 des Mariannes (21° de latitude). (a) Carte topographique. (b) Coupes topographiques et gravimétriques. La plaque subduite est, par convention, placée à la gauche de toutes ces coupes. (c) Plan de Wadati-Benioff. (d) Paramètres extraits automatiquement.

Pour extraire les données associées à un point de fosse précis, le programme a simplement besoin : (1) des limites de la zone étudiée (latitude Nord, latitude Sud, longitude Nord, longitude Sud) ; (2) de la latitude (ou une latitude en fonction de l'orientation plutôt Est - Ouest ou Nord - Sud de la subduction) précise du point de fosse à explorer ; (3) du nom des plaques mises en jeu (plaque subduite et plaque supérieure) ; (4) de la position de la plaque subduite par rapport à la plaque supérieure et (5) du nom du fichier de sortie sur lequel seront représentées toutes les données extraites.

Les fichiers de sortie sont des fiches signalétiques représentatives de 2° de fosse (200 à 300 km en fonction de la latitude) et sont constituées de plusieurs sous-ensembles (Figure II.4). Une carte bathymétrique (Sandwell et Smith, 1999 ; Figure II.3-a) permet de localiser le segment de fosse dans son cadre géodynamique et donne une vision synthétique des principales données de la zone. Figurent sur ces fiches: les volcans actifs (catalogue du Global Volcanism Program de la Smithsonian Institution), les hypocentres des séismes de la zone référencés dans le catalogue EHB98 (Engdhal et al., 1998), les mécanismes au foyer des séismes affectant la plaque supérieure (ils sont extraits au préalable grâce à un programme indépendant dans le catalogue en ligne du Harvard Seismology), la vitesse de convergence des plaques (flèche grise ; modèle cinématique NUVEL1A de Demets et al., 1994), les vitesses absolues de la plaque supérieure et de la plaque subduite (flèches noire et flèche blanche, respectivement ; vitesses calculées dans le référentiel absolu HS3-NUVEL1A de Gripp et Gordon, 2002), et le trait de coupe, perpendiculaire à la fosse, le long duquel sont réalisés les différents profils.

Le trait de coupe commence à 300 km de la fosse, sur la plaque subduite et se termine à 900 km, sur la plaque supérieure. Par convention, sur tous les profils, la plaque subduite est située à gauche, et la plaque supérieure à droite. Les profils topographiques et gravimétriques (Sandwell et Smith, 1997, pour ce dernier) sont représentés sur une même coupe (Figure II.4-b). Une autre coupe montre comment se distribue la sismicité avec la profondeur et permet de visualiser la géométrie du plan de Wadati-Benioff ainsi que la position de l'arc volcanique par rapport à la fosse (Figure II.4-c). La sismicité et les volcans sont échantillonnés de part et d'autre du profil, sur une largeur totale de 2°. Les différents paramètres extraits automatiquement sont listés (Figure II.4-d).

L'ensemble des paramètres extraits sur ces fiches synthétiques constitue la charpente de la base de données. Ces paramètres, tirés de bases de données globales, ont ainsi une origine très homogène et plus rigoureusement comparable d'une zone de subduction à l'autre que dans les compilations d'études locales faites pour la plupart des analyses statistiques antérieures. Ces bases globales sont cependant parfois incomplètes (e.g., le modèle cinématique NUVEL1A ne prend pas en compte toutes les plaques existantes) et il n'existe pas de base globale pour tous les types de données qui nous intéressent (e.g., tomographie sismique). Des études locales viennent ainsi compléter les observations des études globales. Certains paramètres sont calculés en combinant plusieurs autres paramètres (e.g., le paramètre thermique du slab, calculé à partir de l'âge de la plaque subduite et de la vitesse de descente du slab dans le manteau ; voir Chapitre I-1.2.2 et section 1.3.6 du présent Chapitre). D'autres sont purement qualitatifs (e.g., proximité d'une zone de collision, nature de la plaque supérieure). L'ensemble de ces paramètres est compilé dans la base de données SubductionZones pour constituer la description la plus exhaustive et la plus complète des zones de subductions actuelles.

1.3- Les paramètres extraits

1.3.1- Position de la fosse et azimuth de la subduction

Le programme Subduction est capable de déterminer automatiquement la position de la fosse à partir de l'une des deux coordonnées (latitude ou longitude, en fonction de l'orientation de la fosse). Dans l'exemple des Mariannes de la Figure II.4-a, la fosse est orientée Nord-Sud et on cherche à connaître la position et l'azimut de la fosse à 21°N de latitude. Pour cela, le programme explore le fichier bathymétrique de Sandwell et Smith (1999) pour en trouver le minima (i.e., la fosse) le long du parallèle de latitude 21° (Figure II.5). Il en extrait la longitude et la profondeur P_f de la fosse.

Le programme recherche la fosse tous les kilomètres sur une largeur de 1° de part et d'autre de la latitude explorée (Figure II.5). Une régression linéaire est effectuée sur tous les points et donne l'azimut de la fosse, tandis que sa perpendiculaire donne l'orientation des différentes coupes. La largeur d'échantillonnage de 2°, convertie en kilomètres donne le « poids » du profil, utilisé dans les calculs statistiques. Elle varie de 170 à 270 km en fonction de la latitude et de l'obliquité de la fosse.

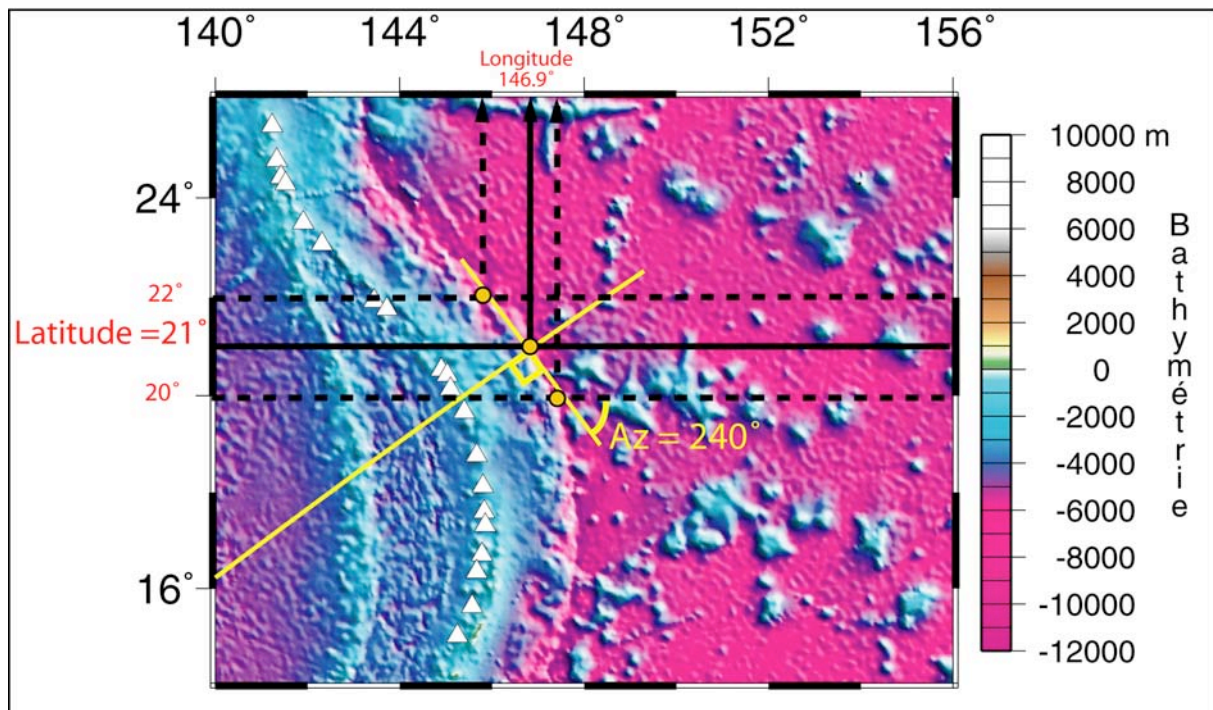


Figure II.5 : Détermination de la position et de l'azimut de la fosse des Mariannes à 21° de latitude (segment NMAR2 ; voir Figure II.4). Le programme Subduction recherche le minima bathymétrique le long du parallèle 21° (trait noir) et en déduit longitude et profondeur de la fosse. Il réalise la même opération tous les kilomètres, sur une largeur de 1° de part et d'autre de la latitude 21°. L'ensemble des points (en orange), après régression linéaire, donne l'azimut de la fosse (traits jaunes) et sa perpendiculaire. Seules les latitudes extrêmes sont représentées (traits noirs en pointillés).

Les fosses ne sont cependant pas toujours suffisamment bien marquées pour être localisées automatiquement (lorsque des appareils volcaniques entrent en subduction par exemple). On injecte alors directement les coordonnées de la fosse et l'azimut du profil dans le programme. La position de toutes les fosses océaniques a été saisie par informatique à cette fin. Avec cette méthode, la localisation est visuelle. La précision est donc moindre.

1.3.2- Topographie et gravimétrie

Le programme Subduction détermine un certain nombre de paramètres topographiques et gravimétriques, en plus de la position et de la profondeur de la fosse, à partir des profils qu'il trace (voir la section 1.2 et la Figure II.4) : position par rapport à la fosse et hauteur du maximum topographique (respectivement X_{MAX} et Z_{MAX}), ainsi que celles du minimum gravimétrique (X_{MINg} et Z_{MINg}) et du maximum gravimétrique (X_{MAXg} et Z_{MAXg}). La profondeur moyenne de la plaque subduite sur les 300 km qui précèdent l'entrée en subduction (P_{sub}) et la profondeur relative de la fosse P_{fr} ($P_{fr} = P_{sub} - P_f$) sont elles aussi extraites.

1.3.3- Géométrie du slab

Rendre compte de la variabilité des formes que peuvent adopter les plaques en subduction passe par la description d'un certain nombre de caractéristiques dont les principales sont : (1) la pente et la courbure qu'il suit dans le manteau supérieur ; (2) la profondeur maximale atteinte par le slab ; (3) le sens dans lequel il se défléchit lorsqu'il arrive au contact du manteau inférieur et (4) la longueur du slab. Une utilisation complémentaire des profils de distribution des séismes avec les données de tomographie sismique permet la détermination de ces différents paramètres : si les parties superficielles de la plupart des slabs (les 400 premiers kilomètres de profondeur) peuvent être efficacement décrites par leur zone de Benioff, les parties profondes, elles, sont fréquemment asismiques et seule la tomographie sismique permet d'en visualiser la géométrie. Pente et courbure du slab sont ainsi principalement déduites des profils sismiques automatiquement générés par le programme Subduction alors que les profondeurs maximales des slabs et leur sens de déflexion sont généralement issus de profils tomographiques publiés. Les longueurs de slab sont calculées à partir de leurs pendages et profondeurs maximales.

Les parties superficielles du slab - Utilisation des profils sismiques :

La distribution des hypocentres des séismes qui affectent la plaque plongeante permet de localiser le toit du slab. Les séismes qui dessinent cette zone de Benioff ne se produisent cependant pas exactement à la limite supérieure de la plaque subduite. Ils sont en général répartis sur une certaine épaisseur (les 30 premiers kilomètres; Isacks et Molnar, 1971), ce qui rend la localisation du toit du slab quelque peu subjective. Les séismes qui affectent la plaque supérieure, parfois difficilement différenciables de ceux qui affectent le slab, détériorent eux aussi la lisibilité des profils dans les 60-100 premiers kilomètres de la subduction. Les confusions sont donc possibles et la part d'interprétation n'est pas négligeable. Certaines études tendent à montrer, par exemple, que les séismes qui soulignent les subductions plates d'Amérique du Sud ne seraient en fait pas associés au plan de Benioff, mais qu'ils affecteraient le manteau sous-continentale (Munoz, 2005). La zone de Benioff passerait, elle, plus en profondeur, et les subductions plates n'existeraient pas.

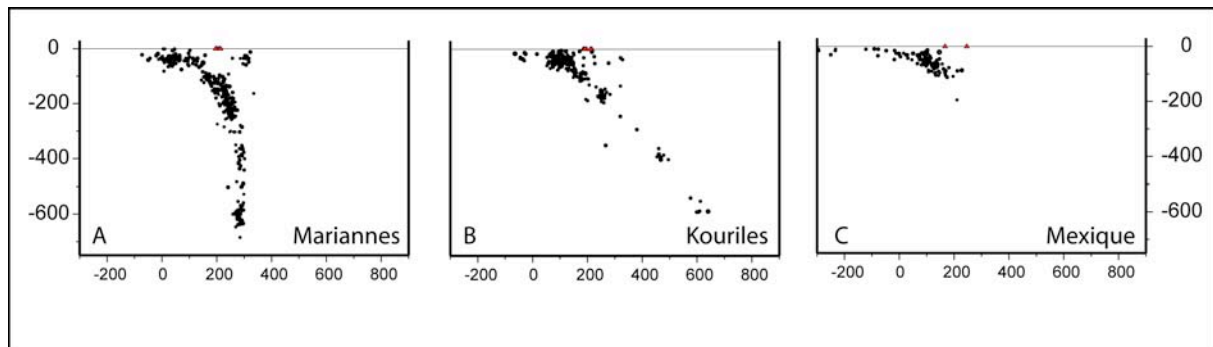


Figure II.6 : Niveaux de qualité des profils sismiques. Exemples réalisés à travers la sismicité de la subduction des Mariannes, à 21°N de latitude (niveau A), des Kouriles, à 153°E de longitude (niveau B), et du Mexique, à 256°E de longitude (niveau C). Chaque point représente l'hypocentre d'un séisme.

Outre ces biais subjectifs, la qualité des profils tracés et la précision des mesures dépendent énormément de la continuité de la sismicité le long de la zone de Benioff (elle peut être altérée par un certain nombre de lacunes) et de sa régularité (les séismes dessinant le toit du slab doivent être bien alignés). A la manière d'England et al. (2004), on peut classer les profils réalisés en fonction de leur qualité, sur une échelle allant de A à C (Figure II.6): (A) la sismicité est continue et les séismes, bien alignés, localisent bien le toit du slab (48% des profils réalisés); (B) des lacunes de sismicité rendent la localisation du toit du slab plus incertaine (36% des profils réalisés); (C) trop peu de séismes sont répertoriés pour une identification rigoureuse du toit du slab (16% des profils réalisés). A moins que des études locales plus précises existent, on utilise les profils de niveau A et B. Les profils de niveau C, par contre, ne sont pas exploités. Les plus fortes imprécisions sont souvent associées aux slabs les moins sismiques et à faible paramètre thermique (e.g., Mexique, Philippines, Aléoutiennes).

L'inclinaison adoptée par le slab est décrite par trois paramètres : le rayon de courbure (R_c), le pendage superficiel (α_s) et le pendage profond (α_p). R_c et α_s décrivent tous deux la géométrie des parties superficielles du slab, mais de manière différente. Si le pendage du slab est à peu près constant et facile à mesurer à partir de 150 km de profondeur, et jusqu'à la limite manteau supérieur/manteau inférieur, il varie très rapidement au cours des 80-150 premiers kilomètres de la subduction. Son estimation est ainsi beaucoup plus subjective. Un moyen de minimiser ce biais est de mesurer le pendage de part et d'autre de son point d'inflexion (changement de pendage le plus rapide du slab), qui a lieu en moyenne autour de 125 km de profondeur. C'est ainsi que le pendage est mesuré à deux niveaux (Figure II.7-B): α_s entre 0 et 125 km de profondeur et α_p entre 125 et la fin du slab sismique (la profondeur correspondante est notée P_{max}). On relève sur le profil les points qui coïncident le mieux avec le toit du slab sismique à la surface (point a), à 125 km (point b) et à P_{max} kilomètres de profondeur (point c). Les pendages sont déduits de l'équation des droites qui lient le point a au point b et le point b au point c. Ces deux mesures correspondent à peu près au pendage intermédiaire (entre 0 et 100 km de profondeur) et au pendage profond (entre 100 et 400 km de profondeur) de Jarrard (1986). Les incertitudes des mesures sont estimées à $\pm 2,5^\circ$ pour les profils de niveau A et à $\pm 5^\circ$ pour les profils de niveau B.

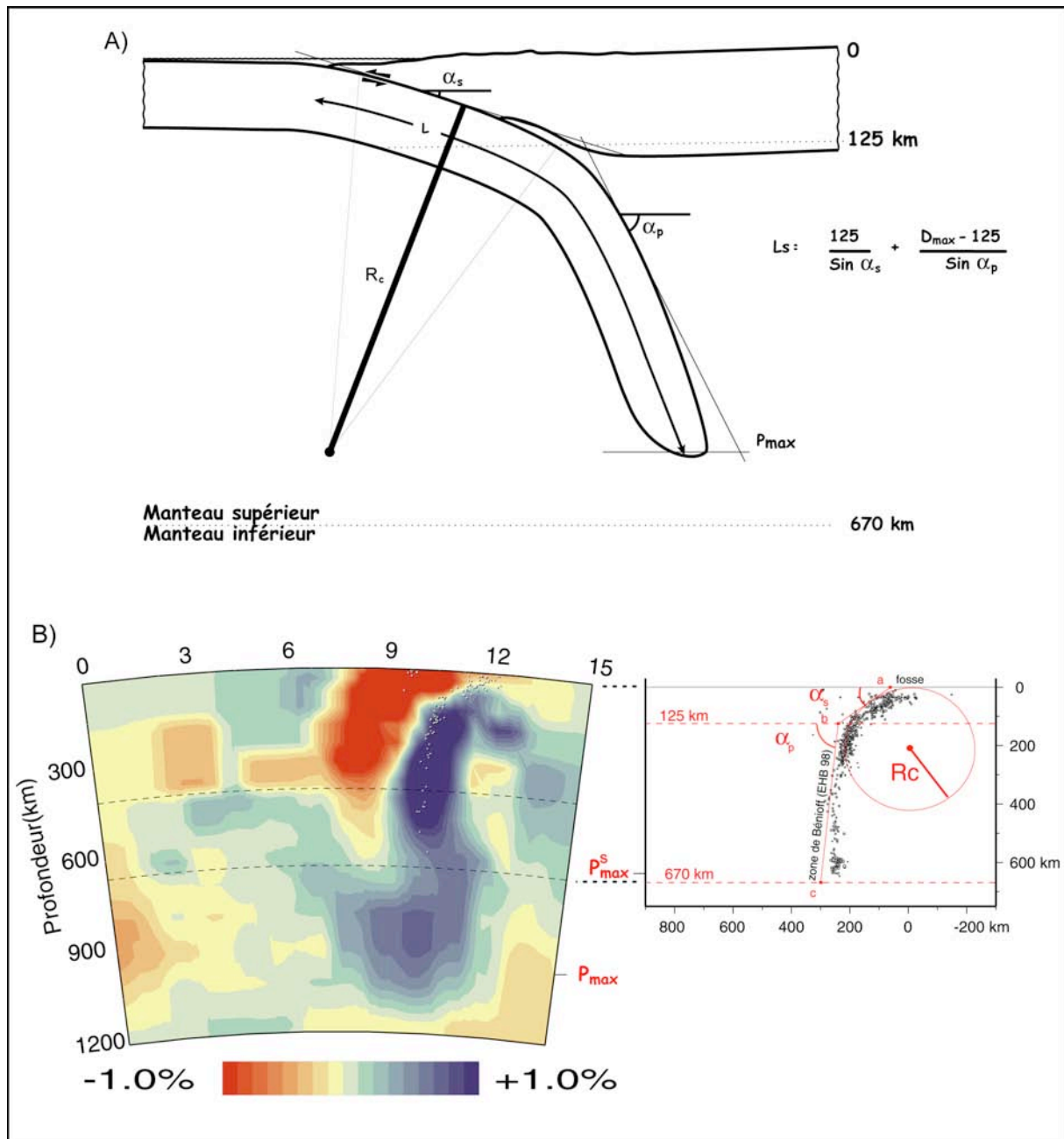


Figure II.7 : Paramètres géométriques extraits. A) Représentation schématique d'une zone de subduction et des différents paramètres géométriques qui décrivent la géométrie du panneau plongeant: le pendage superficiel (α_s), le pendage profond (α_p), le rayon de courbure (R_c), la profondeur maximale atteinte (P_{\max}), la longueur du slab (L_s). B) Exemple du profil NMAR2 des Mariannes (21°N de latitude). Le slab sismique prend fin à une profondeur P_{\max}^s qui est largement inférieure à la profondeur maximale indiquée par la tomographie. La vision du slab donnée par la zone de Benioff est complétée en profondeur par la tomographie.

La courbure prise par le slab lorsqu'il se plie pour entrer en subduction peut être modélisée par un cercle de rayon R_c (Figure II.7-A et 7-B). En réalité elle augmente avec la profondeur et il faudrait, en toute rigueur, une infinité de cercles de plus en plus petits pour la décrire précisément. La mesure effectuée intègre en fait ces variations et rend compte de la courbure moyenne du slab. R_c est représentatif des 150 premiers kilomètres de la subduction, juste avant que le slab n'adopte une pente constante. Il est ainsi directement comparable à α_s . La mesure se fait généralement avec des précisions à ± 10 km près pour les profils de niveau A, et à ± 15 km pour les profils de rang B. La mesure de R_c peut-être considérée comme plus précise que celle du α_s , dans la mesure où le cercle correspondant suit le toit du slab sur toute

sa longueur et pas seulement en deux points. Toutefois, la précision de la mesure diminue lorsque le rayon de courbure du slab devient très important (i.e., le pendage faible). Au dessus de 600-700 km la relation puissance qui lie R_c et α_s , (Figure II.8), rend l'estimation de R_c très sensible aux plus petites variations du pendage superficiel moyen. La méthode est, de plus, mal adaptée aux slabs plats (ils représentent environ 10% des zones de subduction océanique ; Lallemand, 1999). Ceux-ci montrent en effet une double courbure (le slab se courbe très fortement à son entrée en subduction, avant de se déplier pour devenir horizontal) et les R_c mesurés ne peuvent être directement comparés à ceux des autres slabs. La mesure des pendages superficiels dans ce genre de configuration ne pose, elle, pas de problèmes.

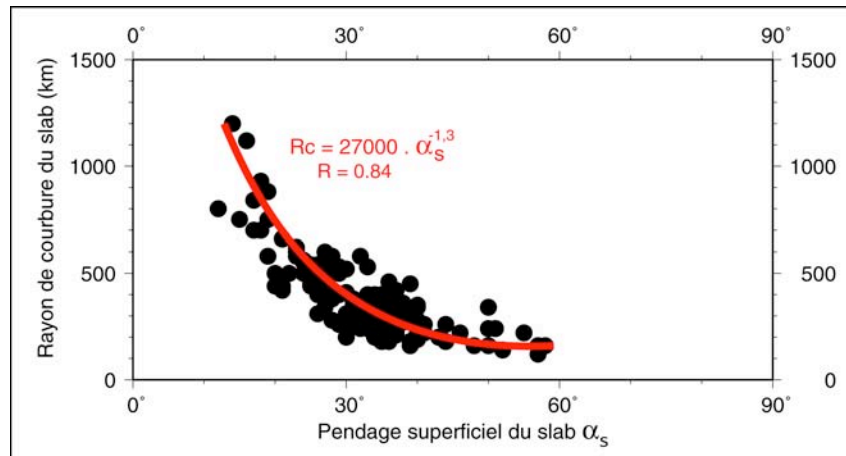


Figure II.8 : Relation entre le rayon de courbure du slab et son pendage superficiel.

Lorsque les profils tracés sont de trop mauvaise qualité (les mesures réalisées sur les profils de niveau C ont des incertitudes supérieures à $\pm 5^\circ$), on fait appel, pour la mesure des α_s , à des études locales plus précises. C'est le cas de certains profils de Manille (Bautista et al., 2001), de Nankai (Xu et Kono, 2002), de Yap (Fujiwara et al., 2000), des Cascades (Parsons et al., 1998), de l'Alaska (Ratchkovski et Hansen, 2002b), du Mexique (Pardo et Suarez, 1995) et de Puységur (Eberhart-Phillips et Reyners, 2001). Pour les α_p , on utilise les différentes données de tomographie sismique publiées (les références et profils concernés sont listés dans la partie 2.2 de ce chapitre). La précision des mesures de pendage sur les profils tomographiques est de l'ordre de $\pm 5^\circ$. Au final, α_s , R_c , et α_p ont été respectivement mesurés sur 159, 144, et 117 transects parmi le total de 174 que comprend la base de données.

Les parties profondes du slab – Utilisation des données de tomographie:

La plupart des études statistiques qui se sont intéressées à la géométrie des zones de subduction, et notamment celle de Jarrard (1986), ne sont basées que sur l'analyse des plans de Benioff (les premières tomographies sismiques datent des années 1990 et leur sont en général postérieures). La zone de Benioff ne donne cependant, dans bien des cas, qu'une vision tronquée des slabs : par exemple, le slab des Mariannes est visible en tomographie jusqu'à des profondeurs d'environ 900 km (Figure II.7-B), alors qu'il n'est sismique que jusqu'à environ 670 km de profondeur (Figure II.7-C), ce qui fait une différence de près de 250 km entre la profondeur maximale P_{\max} du slab et P_{\max}^s . Malgré les imprécisions dont sont entâchées les données de tomographie et la prudence à adopter dans leur interprétation (pour un même slab, les avis divergent parfois très fortement d'une étude à l'autre), sans elles, les caractéristiques des parties les plus profondes du slab sont des paramètres inaccessibles. La profondeur maximale atteinte par le slab, mais aussi son sens de déflexion au contact du manteau inférieur, sont ainsi interprétés à partir des différents profils de tomographie sismique

publiés. Les différentes références utilisées sont listées dans la partie 2.2 de ce chapitre. D'une manière générale, l'interprétation des profils suit celle de Fukao (2001), qui, argumente pour une pénétration limitée des slabs dans le manteau inférieur (les slabs les plus profonds se défléchissent dans le manteau inférieur à des profondeurs d'environ 1200 km ; ceux qui dépassent ces profondeurs sont des slabs détachés des subductions actuellement active en surface telle la plaque Farallon sous l'Amérique du Nord et l'Amérique Centrale).

Dans les sections 3 et 4, nous nous intéresserons plus particulièrement à la position du slab par rapport à la discontinuité à 670 km et à l'interaction entre slab et manteau inférieur (Figure II.9). Le paramètre « Limite670 » distingue ainsi, en fonction de la profondeur maximale atteinte, les slabs qui n'ont pas atteint la discontinuité à 670 km (ils sont référencés « < 670 km »), ceux qui y sont bloqués (ils sont référencés « 670 km ») et ceux qui pénètrent dans le manteau inférieur (ils sont référencés « > 670 km »). Le paramètre « Déflexion » distingue les slabs qui sont défléchis vers l'avant (référéncés « avant ») de ceux qui sont défléchis vers l'arrière (référéncés « arrière »).

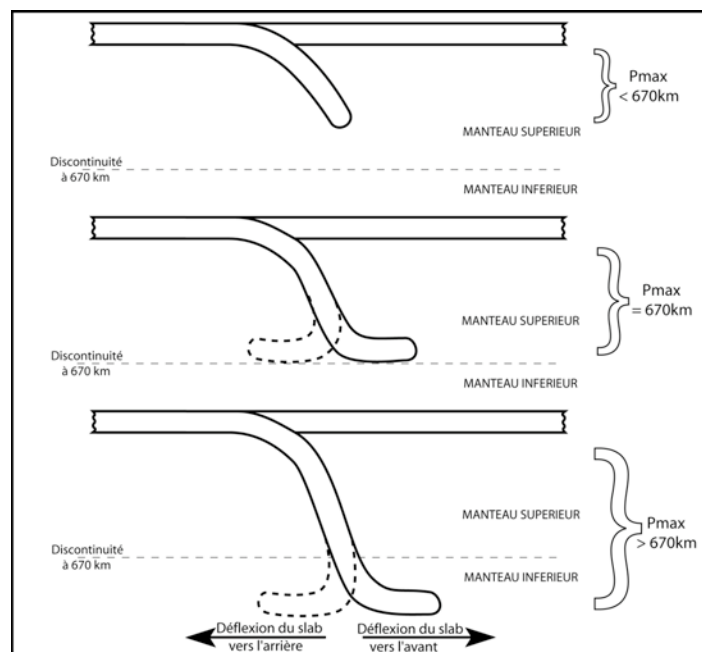


Figure II.9 : Classification des slabs en fonction de leur position par rapport à la discontinuité à 670 km et à leur sens de déflexion au contact du manteau inférieur.

1.3.4- Position de l'arc volcanique :

L'arc volcanique n'est pas un simple alignement de volcans : il a une certaine largeur. Sa position par rapport à la fosse est ainsi décrite par trois paramètres, automatiquement calculés par le programme Subduction (Figure II.10): la distance fosse-arc minimale (D_{a-min}), maximale (D_{a-max}) et moyenne (D_{a-moy}). La largeur l_a de l'arc est donnée par $D_{a-max} - D_{a-min}$. Les profondeurs minimales, maximales et moyennes du toit du slab (P_{a-min} , P_{a-max} , P_{a-moy}) à l'aplomb de l'arc volcanique sont calculées à partir du pendage de la plaque en subduction. Cette méthode est cependant assez grossière et on se réfère plutôt aux valeurs données par England et al. (2004). Cette étude donne des estimations très rigoureuses, mais moyennées sur une certaine largeur de fosse, des profondeurs du slab sous l'arc volcanique d'un certain nombre de zones de subductions. A chaque fois qu'elles sont disponibles, ces valeurs, notées $P_{a-England}$, sont reportées dans la base de données.

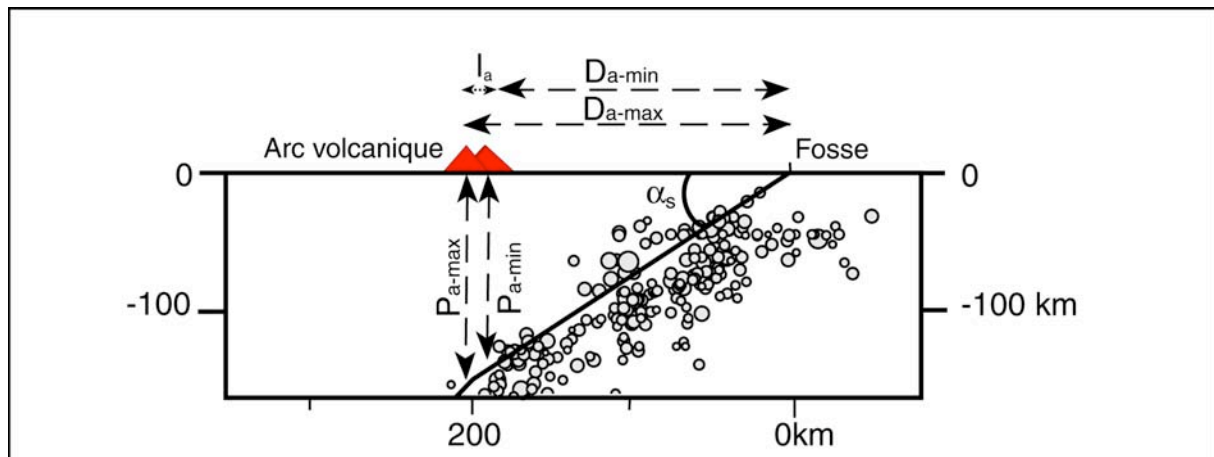


Figure II.10 : Position de l'arc volcanique (exemple du transect NMAR2 de la subduction des Mariannes, à 21°N de latitude) et profondeur du slab sous l'arc. D_{a-min} = distance arc-fosse minimale; D_{a-max} = distance arc-fosse maximale ; l_a = largeur de l'arc ; P_{a-min} = profondeur minimale du slab sous l'arc ; P_{a-max} = profondeur maximale du slab sous l'arc, α_s = pendage superficiel du slab.

1.3.5- Cinématique des plaques :

Les modèles de plaques les plus précis (Bird, 2003) découpent la surface du globe en un total de 52 plaques différentes (Figure II.11). Le modèle de cinématique globale NUVEL1A (Demets et al., 1994) et le référentiel absolu HS3-NUVEL1A qui lui est attaché (Gripp et Gordon, 2002) décrivent pour leur part les mouvements relatifs et absolus de 15 grandes plaques (voir 1.1.6). Le programme Subduction fonctionnant sur la base de ce modèle, l'introduction d'un certain nombre de plaques et micro-plaques est souvent nécessaire. Les données GPS et paléomagnétiques locales disponibles dans la littérature permettent de corriger les données NUVEL1A automatiquement extraites et de compléter la gamme de plaques prises en compte pour arriver à un calcul précis du mouvement (azimut et vitesse) de la plupart des plaques subduites, plaques supérieures, et arcs mis en jeu dans les différentes zones de subduction qui couvrent le globe. Les différents paramètres cinématiques extraits sont représentés sur la Figure II.12. Les vitesses sont calculées à la fosse, et, l'azimut de la normale à la fosse est pris comme direction de référence pour la comparaison des différents mouvements : on calcule systématiquement leur obliquité par rapport à cet azimut, ainsi que les composantes normales $V_{x(n)}$ et parallèles à la fosse $V_{x(p)}$ de chaque vitesse V_x (Figure II.12-B).

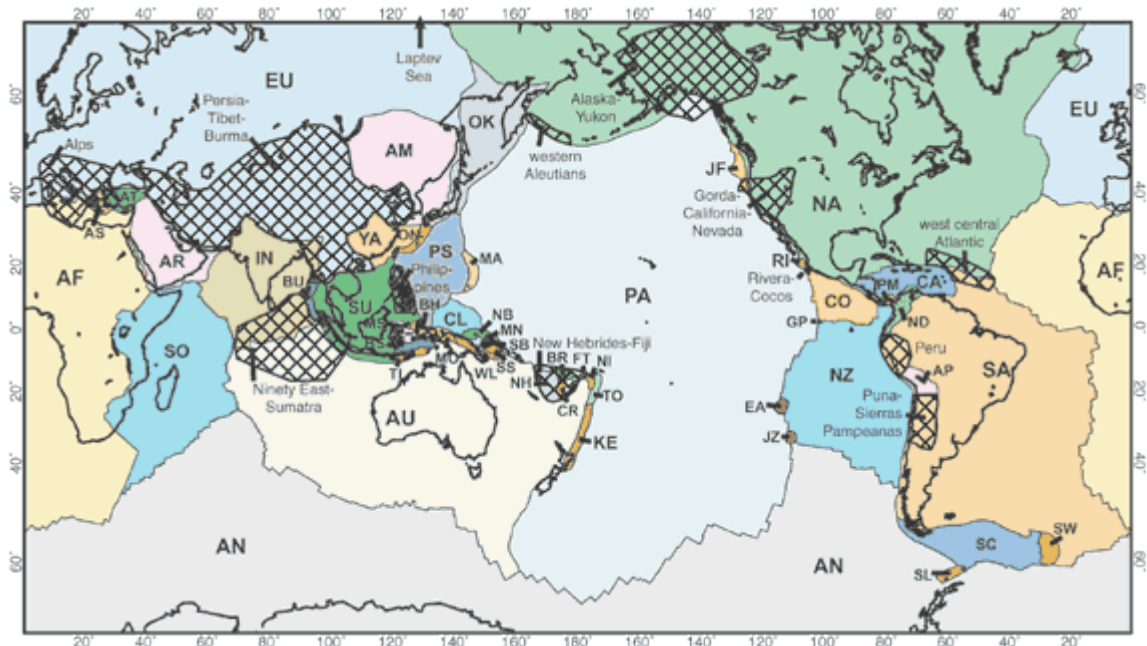


Figure II.11 : Les 52 plaques qui découpent la surface du globe, d'après Bird (2003). Les 15 grandes plaques dont les mouvements sont décrits dans le référentiel HS3-NUVELIA : Afrique (AF), Amérique du Nord (NA), Amérique du Sud (SA), Antarctique (AN), Arabie (AR), Australie (AU), Caraïbes (CA), Cocos (CO), Eurasie (EU), Inde (IN), Juan de Fuca (JF), Nazca (NZ), Pacifique (PA), Philippines (PS) et Scotia (SC). Les 37 autres micro-plaques : Amour (AM), Altiplano (AP), Mer Egée (AS), Anatolie (AT), Birds Head (BH), Récif de Balmoral (BR), Mer de Banda (BS), Burma (BU), Caroline (CL), Récif de Conway (CR), Easter (EA), Futuna (FT), Galapagos (GP), Juan Fernandez (JZ), Kermadec (KE), Mariannes (MA), Manus (MN), Maoke (MO), Mer des Molluques (MS), Nord-Bismarck (NB), bloc Nord-Andin (ND), Nouvelles Hébrides (NH), Niuafo'ou (NI), Okhotsk (OK), Okinawa (ON), Panama (PM), Rivera (RI), Sud-Bismarck (SB), Shetland (SL), Somalie (SO), Mer de Salomon (SS), Sonde (SU), Sandwich (SW), Timor (TI), Tonga (TO), Woodlark (WL), et Yangtze (YA).

Si on arrive à estimer avec précision les mouvements des plaques, il n'existe par contre aucun moyen de contraindre directement, les mouvements du slab dans les profondeurs du manteau. La cinématique de surface donne cependant quelques indications sur le mouvement des parties les plus superficielles (i.e., la fosse/la charnière du slab), et sur les vitesse et angle théoriques de descente du slab dans le manteau (Figure II.12-A).

Les plaques principales :

Les mouvements absolus de la plaque subduite et de la plaque supérieure sont respectivement notés \vec{V}_{sub} et \vec{V}_{sup} . Par convention, ces mouvements sont définis comme positifs lorsqu'ils sont dirigés vers la fosse (voir Figure II.12-A). Lorsque la plaque supérieure se dirige vers la fosse, on parle de plaque en avancée ($V_{\text{sup}} > 0$). A l'inverse, on parle de plaque supérieure en retrait lorsqu'elle s'éloigne de la fosse ($V_{\text{sup}} < 0$). La somme des mouvements de ces deux plaques donne leur vitesse de convergence, appelée « vitesse de convergence des grandes plaques » et notée \vec{V}_c : $\vec{V}_c = \vec{V}_{\text{sub}} + \vec{V}_{\text{sup}}$.

Les 15 grandes plaques associées au référentiel HS3-NUVELIA suffisent à décrire les mouvements des plaques subduites et des plaques supérieures de la plupart des zones de subduction. On peut améliorer la précision des mesures, pour un certain nombre d'entre elles, en introduisant 5 micro-plaques (Figure II.11 pour leur localisation): le bloc de la Sonde (Chamot-Rooke et al., 1997), la plaque Amour (Heki et al., 1999), la plaque Nord-Bismarck (Tregoning, 2002), la plaque de Woodlark (Tregoning et al., 1998), la plaque Caroline (Zang et al., 2002).

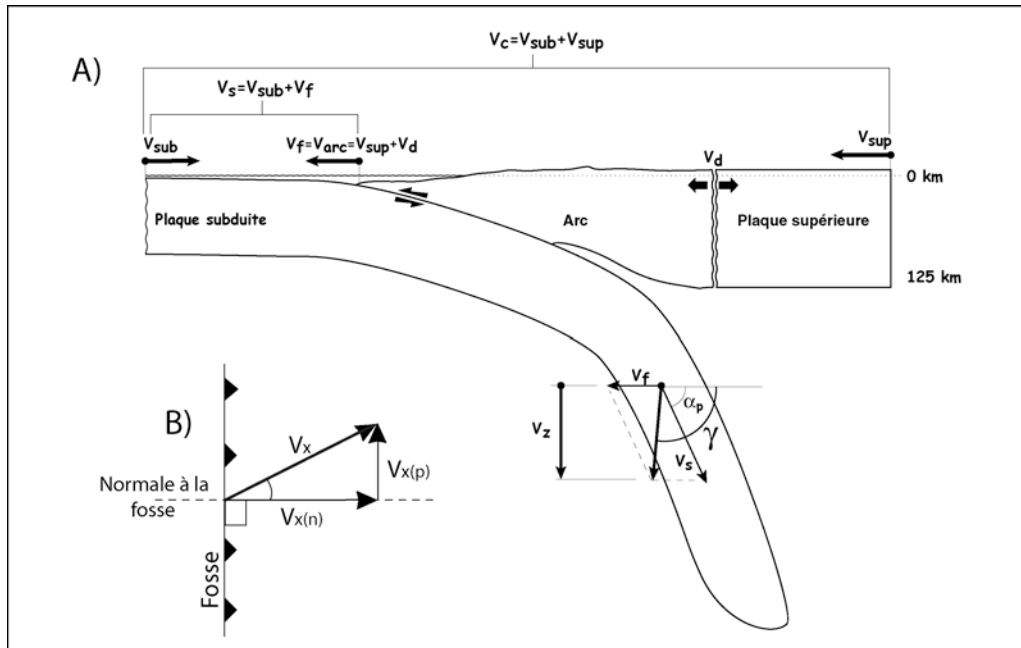


Figure II.12 : Les différents paramètres cinématiques extraits. A) Les mouvements des différents éléments structuraux : V_{sub} , mouvement absolu de la plaque subduite ; V_{sup} , mouvement absolu de la plaque supérieure ; V_{arc} , mouvement absolu de l'arc ; V_f , mouvement absolu de la fosse ; V_d , vitesse de déformation arrière-arc ; V_c , vitesse de convergence des plaques principales ; V_s , vitesse de subduction ; V_z , vitesse de descente du slab dans le manteau ; α_p , pendage profond du slab ; γ , angle de descente du slab dans le manteau. Les différentes vitesses sont positives dans le sens indiqué par les flèches correspondantes. B) Composantes normales ($V_{x(n)}$) et parallèles à la fosse ($V_{x(p)}$) d'un mouvement V_x .

L'arc et la fosse :

Nombre des 52 plaques recensées par Bird correspondent aux arcs, blocs désolidarisés de la plaque supérieure des zones de subduction par déformation de la marge (voir la partie 3.3 du Chapitre I), et leur mouvement n'est pas directement décrit dans le référentiel HS3-NUVEL1A. Le mouvement absolu de l'arc (\vec{V}_{arc}) est celui de la plaque supérieure, corrigé du mouvement de l'arc par rapport à la plaque supérieure, autrement dit, la vitesse de déformation arrière-arc \vec{V}_d (Carlson et Melia, 1984) : $\vec{V}_{arc} = \vec{V}_{sup} + \vec{V}_d$. Par convention, le mouvement de l'arc est considéré comme positif lorsque dirigé vers la fosse et les vitesses de déformation de la plaque supérieure sont positives lorsqu'elles sont extensives (Figure II.12-A). Les données GPS et paléomagnétiques disponibles dans la littérature permettent d'estimer la plupart des vitesses de déformation arrière-arc avec précision et de calculer les mouvements de la plupart des arcs (voir la partie 2.2 de ce chapitre pour les références correspondantes).

Les vitesses \vec{V}_a et \vec{V}_e d'accrétion et d'érosion de la marge, le plus souvent inférieures à 10 mm/a (Lallemand, 1995), peuvent être considérées comme négligeables. Sous cette condition, l'arc est totalement solidaire de la fosse et leur mouvement est strictement identique : $\vec{V}_{arc} = \vec{V}_f$, avec \vec{V}_f , mouvement absolu de la fosse. Lorsque le mouvement de la fosse est positif, on parle de fosse en retrait, ou encore de rollback de la fosse. Lorsqu'il est négatif, on parle d'avancée de la fosse. La somme des mouvements absolus de la plaque subduite et de la fosse donne la vitesse de subduction \vec{V}_s (i.e., la vitesse à laquelle la plaque subduite disparaît dans les profondeurs du manteau) : $\vec{V}_s = \vec{V}_{sub} + \vec{V}_f$.

Descente du slab :

La vitesse $V_{z(n)}$ de descente du slab dans le manteau est la composante verticale de la vitesse de subduction et est donc fonction du pendage du slab (Figure II.12-A). Elle est calculée suivant la normale à la fosse. Notre estimation de $V_{z(n)}$ a deux originalités par rapport

à celle réalisée dans les études antérieures (e.g., Stein et Stein, 1996; England et al., 2004) : (1) calculée d'après $V_{s(n)}$, elle prend en compte les vitesses de déformations arrière-arc (la plupart du temps, elle est calculée d'après $V_{c(n)}$, qui dans les cas d'ouverture arrière-arc, sous-estime très fortement la vitesse de disparition du slab dans le manteau) ; (2) elle tient compte des modifications de pendage du slab en-dessous et au-dessus de 125 km de profondeur (à ce titre, V_z est une vitesse de descente moyenne du slab) :

$$V_{z(n)} = V_{s(n)} \cdot P_{\max} / L_s = V_{s(n)} \cdot P_{\max} / [125/\sin\alpha_s + (P_{\max} - 125)/\sin\alpha_p].$$

En supposant que le pendage du slab est constant avec le temps, on peut également, à partir de la cinématique de surface et comme le fait Jarrard (1986), estimer l'angle de descente γ d'un point donné de la partie profonde du slab (sous les 125 km de profondeur) dans le manteau. Cet angle est fonction de α_p , de $V_{s(n)}$, et de $V_{f(n)}$: le point du slab descend à une vitesse $V_{s(n)}$ dans la direction du pendage profond en même temps qu'il est décalé horizontalement à une vitesse $V_{f(n)}$ (Figure II.12-A). On a:

$$\gamma = \text{Arctan} ([V_{s(n)} \sin\alpha_p] / [V_{s(n)} \cos\alpha_p - V_{f(n)}]).$$

1.3.6- Age, épaisseur et état thermique de la plaque en subduction :

L'âge de la plaque en subduction est moyenné sur les dix premiers kilomètres d'une coupe normale à la fosse réalisée dans la grille numérique de Müller et al. (1997). Certaines zones océaniques ayant des structures très complexes et des anomalies magnétiques difficiles à interpréter (zone de Java par exemple), nous avons pris soin de vérifier localement la validité des âges à partir de différents travaux récents.

Les âges exacts des zones de croûte océanique produites pendant la période de calme magnétique du Crétacé (118-83 Ma), non couvertes par la grille (Figure II.2), sont obtenus par extrapolation depuis les isochrones magnétiques les plus proches (la vitesse d'accrétion océanique est supposée constante). Les âges des petits bassins océaniques qui ne sont pas couverts par la grille (ceux qui passent en subduction dans les Nouvelles-Hébrides ou en Nouvelle-Bretagne, par exemple) sont issus de Jolivet (1995).

La structure complexe du plancher océanique (sauts de dorsales, failles transformantes, plateaux océaniques et autres reliefs à forte flottabilité...) et l'inconstance des vitesses d'accrétion océanique au cours du temps laissent deviner l'hétérogénéité du millier de kilomètres de lithosphère que représentent la plupart des slabs. Au cours de l'analyse statistique (parties 4 et 5 de ce chapitre), l'âge, mesuré à la fosse, est cependant étendu au slab entier. Cela implique bien évidemment une certaine imprécision, mais est certainement moins illusoire que l'estimation d'âges moyens (les différentes paléoreconstructions disponibles varient énormément d'un auteur à l'autre, soulignant les incertitudes importantes auxquelles elles sont elles-mêmes soumises).

L'épaisseur de la lithosphère océanique, thermique (h_t) ou mécanique (h_m), est fonction de son âge (voir la partie 1.2.1 du Chapitre I). Elle est calculée pour chaque profil à partir de : $h_t = 2(KA)^{1/2}$ (Turcotte et Schubert, 1982) et $h_m = 4.2 A^{1/2}$ (McNutt, 1984), avec K = diffusivité thermique de la plaque = $10^{-6} \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$.

L'épaisseur mécanique de la lithosphère correspond, avant l'entrée en subduction, à son épaisseur élastique. Cependant, la courbure imposée au slab au fur et à mesure de sa descente dans le manteau, peut imposer une diminution progressive de ce noyau élastique. On calcule ainsi de manière systématique le moment élastique du slab $M_e = D/R_c$, que l'on compare au moment d'apparition de la plasticité $M_0 = \sigma_0 h_m^2 / 6$ (voir la partie 2.2.1 du Chapitre I). σ_0 est susceptible de varier avec l'âge de la plaque (e.g., McNutt et Menard, 1982). Sa valeur est ici fixée à 5 kbars. Si $M_e > M_0$, alors le slab est plastique et le noyau élastique endommagé. On

calcule alors U l'épaisseur élastique résiduelle h_r , qui se déduit du rayon de courbure du slab (Turcotte et Schubert, 1982): $h_r = \sigma_0 \cdot (1 - \nu^2) \cdot R_c / E$.

L'état thermique du slab est donné par son paramètre thermique φ (mesuré en km ; voir la partie 1.2.2 du Chapitre I), qui est fonction de son âge à l'entrée de la subduction (température initiale) et de sa vitesse de descente $V_{z(n)}$ dans le manteau (vitesse de réchauffement du slab) : $\varphi = A \cdot V_{z(n)}$ (voir section 1.3.5 pour le calcul de $V_{z(n)}$).

1.3.7- Régime tectonique de la plaque supérieure:

Ce sont les vitesses de déformation V_d qui rendent compte le plus précisément du mode de déformation de la plaque supérieure, compressif ou extensif, et de son intensité. Ces données ne sont cependant pas connues avec suffisamment de précision pour toutes les zones de subduction (surtout pour les déformations les plus lentes). Pour pouvoir étudier un maximum de zones de subduction, et comme l'a fait Jarrard (1986), le régime tectonique de la plaque supérieure (RTPS) est estimé de manière semi-quantitative en fonction du mécanisme au foyer dominant des séismes qui affectent la plaque supérieure (Figure II.13-B) : chaque zone de subduction est classée sur une échelle continue qui comprend 7 modes différents, depuis les fortes extensions (E3) jusqu'aux fortes compressions (C3). Du mode E3 au mode E1, la déformation est de moins en moins extensive et les mécanismes décrochants en viennent progressivement à dominer les mécanismes extensifs. Le mode 0 est caractérisé par les mécanismes décrochants ou par des régimes neutres (aucun séisme n'est observé dans la plaque supérieure). Du mode C1 au mode C3, la déformation est de plus en plus compressive et les mécanismes décrochants laissent progressivement la place aux mécanismes compressifs. D'autres critères aident à la caractérisation des deux cas extrêmes : toutes les zones de subduction de mode E3, comme les Mariannes ou les Tonga, présentent une accrétion océanique arrière-arc active (les zones de subduction de mode E2, comme les Kermadec ou Izu-Bonin, ne sont qu'en phase de rifting) et il se développe de grands rétro-chevauchements d'échelle lithosphérique dans la région arrière-arc de toutes les zones de subduction de mode C3 (e.g., Japon, Pérou-Chili).

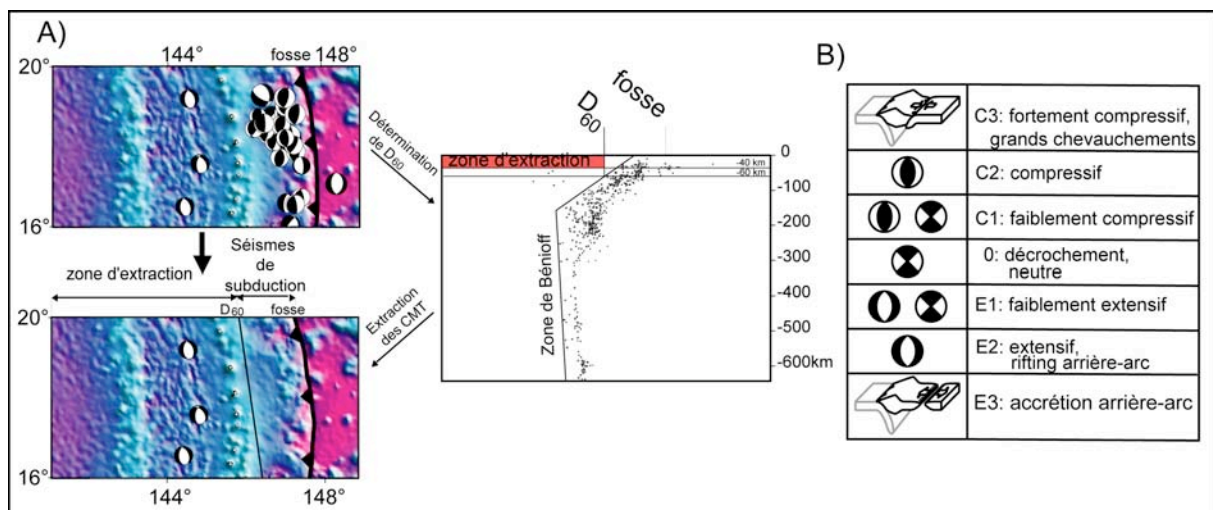


Figure II.13 : A) Extraction des mécanismes au foyer des séismes affectant la plaque supérieure : on sélectionne, parmi tous les séismes ayant lieu entre 0 et 40 km de profondeur (catalogue du Harvard Seismology), les mécanismes au foyer situés à une distance minimale D_{60} de la fosse (D_{60} = distance à la fosse pour laquelle le slab passe les 60 km de profondeur) B) Les différents styles tectoniques de la plaque supérieure.

Les mécanismes au foyer des séismes qui affectent la plaque supérieure sont extraits, par un programme annexe du programme Subduction, parmi tous les séismes référencés dans le catalogue en ligne du Harvard Seismology et qui ont lieu entre 0 et 40 km de profondeur : le but est de faire approcher la sélection autant que possible de la fosse, tout en évitant les séismes en compression de l'interface de subduction. On détermine pour cela, à partir de profils normaux à la fosse tracés à travers le slab sismique (voir Figure II.13-A), la distance à la fosse D_{60} pour laquelle le slab passe les 60 km de profondeur (cette précaution laisse une marge d'erreur de 20 km). Sont alors extraits tous les mécanismes au foyer situés à une distance minimale D_{60} de la fosse. La boîte d'extraction est parallèle à la fosse. Pour être rigoureuse, la sélection doit donc être appliquée à des segments de fosses les plus linéaires possibles. Les fosses sont ainsi décomposées en autant de segments que nécessaire.

Des études locales viennent aider à préciser les régimes tectoniques d'un certain nombre de zones de subduction pour lesquelles la sismicité de la plaque supérieure est complexe à analyser : l'Alaska (Ratchkovski et Hansen, 2002a et b), l'Amérique Centrale (Protti et al., 1995 ; Ego et Ansan, 2005) et Cascades (Graindorge, 2002).

1.3.8- Autres paramètres qualitatifs :

Plusieurs autres paramètres, tous qualitatifs, sont précisés pour l'ensemble des transects : (1) la proximité de bordure de slab (oui/non), (2) l'existence de grandes failles transcurrentes dans la plaque supérieure (oui/non) et (3) la nature de la plaque supérieure (continentale/océanique). Par convention, ce sont les deux transects les plus près d'une bordure de slab qui en sont considérés comme « proches » (proximité d'une bordure de slab : oui). Pour simplification, les zones de subduction dont la plaque supérieure est un plateau océanique, comme c'est le cas dans les Caraïbes, sont mises dans la même catégorie que les subductions à plaque supérieure continentale.

2- Tour du monde des zones de subduction

2.1- Segmentation des zones de subduction :

La plupart des études statistiques réalisées jusqu'alors sur les zones de subduction subdivisent les fosses en une série de segments plus ou moins longs et pour lesquels les conditions de la subduction sont supposées constantes. Les différents paramètres sont moyennés sur chacun d'entre eux. Ces segments sont en outre considérés comme strictement indépendants les uns des autres, et constituent, d'un point de vue statistique, les différents « individus » de la « population » des zones de subduction dont on cherche à comprendre la variabilité. Cette méthode a des vertus simplificatrices, mais présente certains inconvénients.

Le principe de segmentation est toujours emprunt d'une certaine part de subjectivité, qui tient essentiellement : (1) au choix du critère sur lequel se baser pour subdiviser les fosses, et (2) à l'existence de slabs qui présentent une très forte variabilité latérale. (1) Les critères possibles ne manquent pas : géométrie du slab, présence ou absence d'un arc volcanique, régime tectonique de la plaque supérieure, mouvement des plaques, obliquité de la convergence, etc. Chaque auteur choisit souvent ses propres critères, plus ou moins arbitraires et bien adaptés. S'il paraît légitime d'individualiser des arcs volcaniques lorsque, comme England et al. (2004), on s'intéresse au positionnement des slabs à leur aplomb, on peut s'étonner que pour des études multi-paramètres comme celle de Jarrard (1986), le seul critère retenu soit la géométrie du slab. Jarrard s'intéresse en effet à des paramètres aussi variés que le pendage du slab, le régime tectonique de la plaque supérieure, la profondeur de la fosse, le partitionnement de la convergence. En toute rigueur, il faudrait individualiser des portions de slabs le long desquels tous ces paramètres seraient constants en même temps, ce qui impliquerait un nombre de segments largement supérieur aux 29 dénombrés par Jarrard. (2) Pour rendre compte de la forte variabilité qui existe le long de certains slabs, les auteurs sont souvent tentés de les subdiviser en plusieurs segments. Le positionnement exact des limites entre segments contigus est alors très souvent arbitraire. Jarrard, par exemple, individualise 4 segments différents d'Izu-Bonin au Kamtchatka, 7 le long de la fosse sud-américaine... Si chacun des segments présente effectivement un pendage qui, en moyenne, est significativement différent, les limites des segments correspondent rarement à des variations brutales du pendage (ces variations sont le plus souvent relativement continues). L'appréciation est en définitive essentiellement visuelle. England et al. (2004), eux aussi, localisent visuellement les changements d'azimut du front volcanique qui individualisent les 24 arcs de leur étude. Pour certains arcs qui ne présentent aucune variation significative d'azimut ils font appel à d'autres critères : pendage, vitesses de convergence, etc. Pourquoi procéder de la sorte pour certains slabs et pas pour tous ? D'autres problèmes sont associés à la segmentation de ces slabs à forte variabilité latérale, et notamment celui de l'indépendance des segments créés : comment imaginer que la dynamique en œuvre au niveau d'un segment donné n'influence pas le segment contigu lorsque celui-ci lui est physiquement connecté ? Que de tels slabs soient segmentés ou non, le fait de moyennner les données sur les différentes portions de fosse a pour effet de rendre plus difficile l'étude de la variabilité latérale que peuvent présenter les slabs. Il est ainsi très délicat de rendre compte le plus précisément possible de la variabilité des zones de subduction tout en s'assurant de la plus stricte indépendance des différents segments de fosses étudiés.

Nous avons, pour notre part, pris le parti de la précision de la description et préféré un échantillonnage systématique et uniforme des zones de subduction (tous les 2° de fosses ; voir partie 1 de ce chapitre) au lieu d'une segmentation plus large et simplificatrice. La population analysée est ainsi constituée par l'ensemble de ces 174 points d'échantillonnage, avec la

supposition avouée que chacun d'entre eux représente une subduction 2D totalement indépendante.

La partie suivante s'attache à la présentation des différentes zones de subduction océaniques existantes. Cette présentation n'est bien évidemment pas celle des 174 points échantillonnés, ni celle de larges segments aux conditions de subduction constantes, à la manière de Jarrard (1986), mais celle des différents slabs actifs (i.e., connectés à une zone de subduction active) qu'il est possible d'individualiser : à chaque zone de subduction présentée correspond un slab donné, aux bordures bien définies (une bordure libre dans la plupart des cas, mais parfois aussi, une zone de collision). 14 slabs principaux ont été dénombrés (Figure II.14), la plupart longeant soit l'Asie du Sud-Est (Indonésie, Manille et Ryukyu-Nankai), soit le pourtour Pacifique (Mariannes, Izu-Bonin-Kamchatka, Aléoutiennes-Alaska, Cascades, Amérique centrale, Amérique du Sud, Tonga-Kermadec, Nouvelles Hébrides et Nouvelle Bretagne), auxquelles s'ajoutent les deux subductions Atlantiques (Caraïbes et Sandwich). Un certain nombre de zones de subduction secondaires existent. La plupart sont prises en compte et correspondent à des subductions naissantes (e.g., Yap, Palau, Puysegur, Nord Sulawesi, Sulu, Philippines).

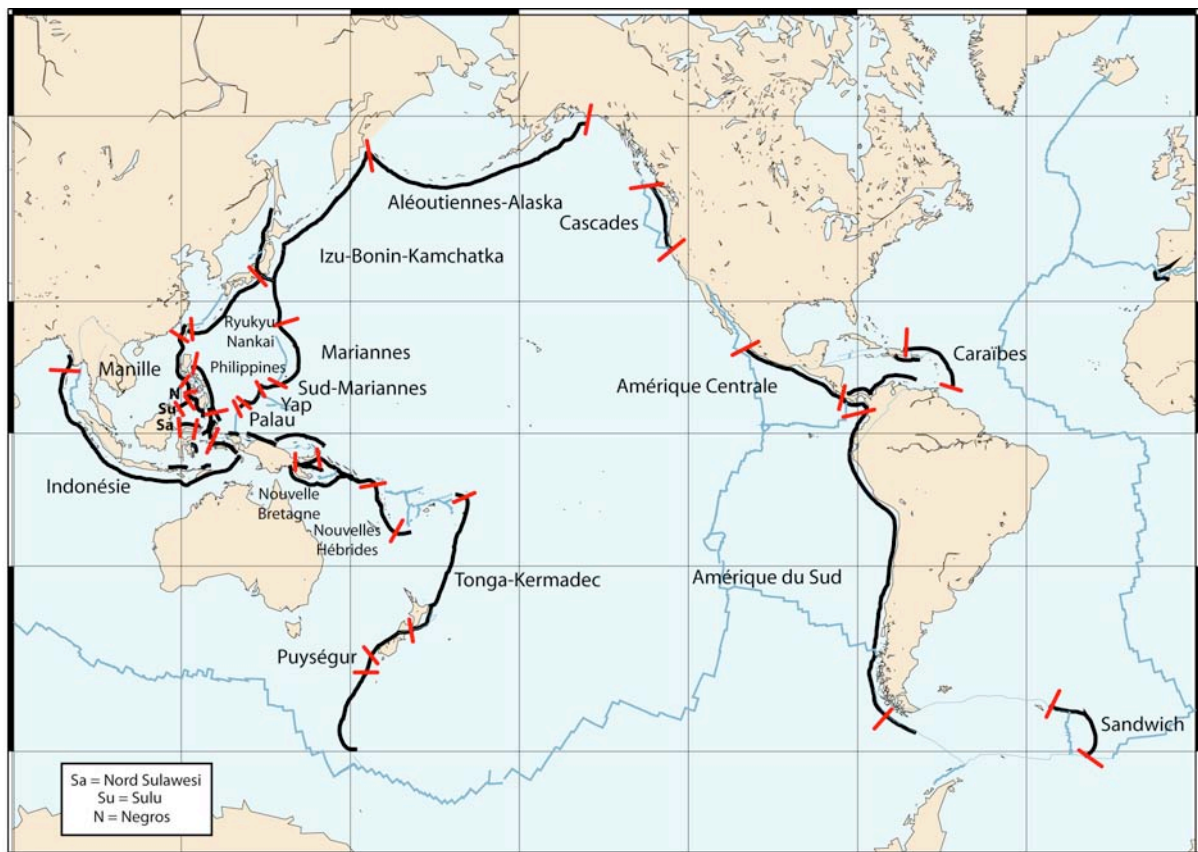


Figure II.14 : Les différentes zones de subduction océanique qui couvrent le globe. Les traits rouges délimitent les bordures de slab.

2.2- Portrait-robot des différentes zones de subduction :

Chacun des 14 grands slabs est décrit à l'aide d'une carte topographique (données de Sandwell et Smith, 1999) qui permet de localiser la fosse associée (elles sont surlignées d'un trait noir), et, d'un certain nombre de profils-types qui permettent de rendre compte de la variabilité latérale qui peut exister le long de certains d'entre eux.

Sur les cartes sont également représentés les différents points d'échantillonnage de la fosse (traits rouges) et les éventuelles collisions (au sens large défini dans la partie 1.2.1 du Chapitre I) qui affectent la marge (étoiles rouges). Les différents profils-types sont localisés par des traits rouges plus longs. Les éventuelles déchirures de slab sont représentées par des tirets rouges. Les différents volcans actifs dans la zone (triangles blancs), ainsi que les hypocentres de séismes répertoriés dans catalogue de Engdhal et al. (1998) sont reportés sur la même carte pour aider à suivre les variations latérales de la géométrie du slab.

Les différents profils-types synthétisent un certain nombre des caractéristiques de la subduction : (1) la forme générale du slab ; (2) l'épaisseur de la plaque supérieure et de la plaque subduite ; (3) les mouvements absolus des plaques ainsi que celui de la fosse (flèches noires) ; (4) le régime tectonique de la plaque supérieure ; (5) l'arc volcanique (triangles rouges). La forme générale du slab est donnée par la distribution des hypocentres de séismes répertoriés dans catalogue de Engdhal et al. (1998), complétée en profondeur par l'interprétation de différents profils tomographiques référencés. Les hypocentres sont systématiquement représentés (points blancs), ce qui permet de bien visualiser quelle partie de la forme du slab n'est connue que par tomographie et donc la plus interprétative et sujette à caution, compte-tenu de l'imprécision qui reste associée à ce genre de données. L'épaisseur de la plaque subduite correspond à son épaisseur thermique, calculée à partir de l'âge du slab à la fosse. Celle de la plaque supérieure est définie par convention : 100 km pour les plaques océaniques et 150 km pour les plaques continentales. Les différents régimes tectoniques (voir la partie 1.3.7 de ce chapitre) sont représentés par des flèches différentes : flèches convergentes pour les régimes compressifs (régime C3 à C1) et divergentes pour les régimes extensifs (régime E3 à E1). Les déformations les plus intenses (régimes C3 et E3) sont représentées par des flèches épaisses, les déformations intermédiaires (régimes C2 et E2) par des flèches fines et les plus faibles (régimes C1 et E1) par des flèches en tirets. Lorsque le régime est neutre (régime 0), aucune flèche n'est représentée.

2.2.1- Indonésie :

Le slab indonésien (Figure II.15) s'étend depuis les îles Andaman à l'Ouest, où il présente un bord libre, jusqu'à Tanimbar, voir Séram à l'Est, en fonction des interprétations (certains auteurs voient le slab de Séram indépendant du slab indonésien; voir Mislom, 2001 et Hindschberger et al., 2005). A l'Est, le continent australien entre en subduction à partir de 119°E de longitude. La subduction océanique est ainsi limitée aux 4650 km de fosses situés entre les îles d'Andaman et Java et échantillonnés en 19 points différents. D'Ouest en Est, ce sont successivement les plaques indiennes et australiennes qui entrent en subduction sous le bloc de la Sonde qui est globalement en retrait par rapport à la fosse (le mouvement de ce bloc est décrit par Chamot-Rooke et al., 1997). La variabilité des modalités de la subduction est illustrée par les deux profils types de la Figure II.15. A l'Ouest, le profil d'Andaman (And), montre un slab assez pentu (70°) et défléchi vers l'avant, le long de la discontinuité à 670 km (Replumaz et al., 2004). L'ouverture du bassin arrière-arc de la Mer d'andaman est accompagnée par un recul de la fosse (la vitesse de déformation arrière-arc est donnée par Vigny et al., 2003). A l'Est, le profil de Java présente un slab au pendage moindre (60°), mais qui pénètre dans le manteau inférieur jusqu'à des profondeurs de 1200 km (Replumaz et al., 2004). Le régime tectonique est globalement neutre (classe 0).

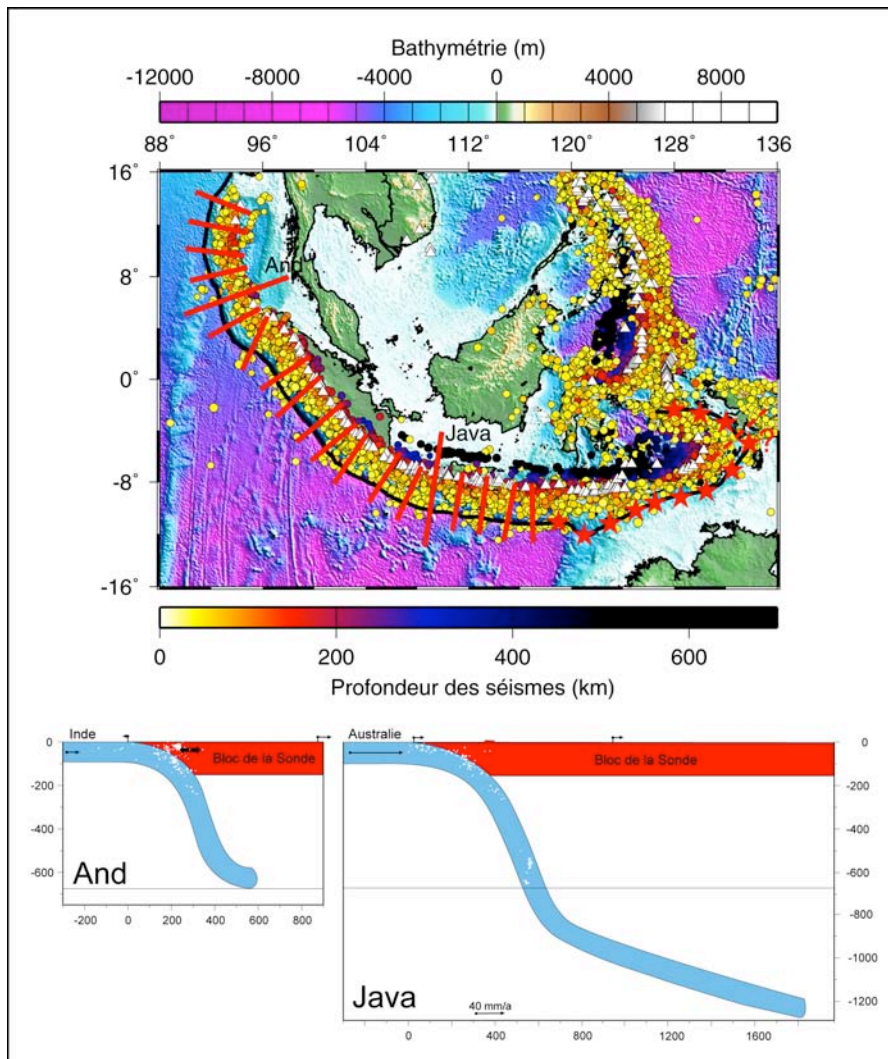


Figure II.15 : Le slab indonésien. And : Andaman ; Java : Java.

2.2.2- Manille :

Le slab de Manille s'étend de Taiwan au Nord à l'île de Luzon au Sud (Figure II.16). Il est limité à ses deux extrémités par une zone de collision, la première, marquée par l'entrée en subduction du continent eurasiatique sous Taiwan, et la seconde par celle du micro-bloc continental de Palawan (pour une description plus précise de la structure de la zone, voir Rangin et al., 1999a, 1999b, ou Bautista et al., 2001). Ce slab représente 1250 km de subduction océanique (longueur cumulée de fosse) et 5 points d'échantillonnage différents. Il résulte de l'entrée en subduction de la Mer de Chine du Sud (elle fait partie du bloc de la Sonde), sous la plaque Philippines, qui avance très rapidement vers la fosse. L'état de contrainte qui règne dans la plaque supérieure est globalement compressif et individualise le bloc de Luzon, au Sud, dont le mouvement est décrit par Rangin et al. (1999b). Le slab est peu sismique, mais son pendage superficiel est décrit par Bautista et al. (2001) avec une précision acceptable. Les profils tomographiques présentés par Lallemand et al. (2001), complètent celles de Bautista et al. (2001) en profondeur et montrent un slab à la géométrie complexe et très variable, mais qui, au niveau de Luzon au moins (voir le profil-type Luzon de la Figure II.16) est clairement défléchi vers l'arrière. Il en résulte un pendage profond assez fort (autour de 70° sur le profil de la Figure II.16).

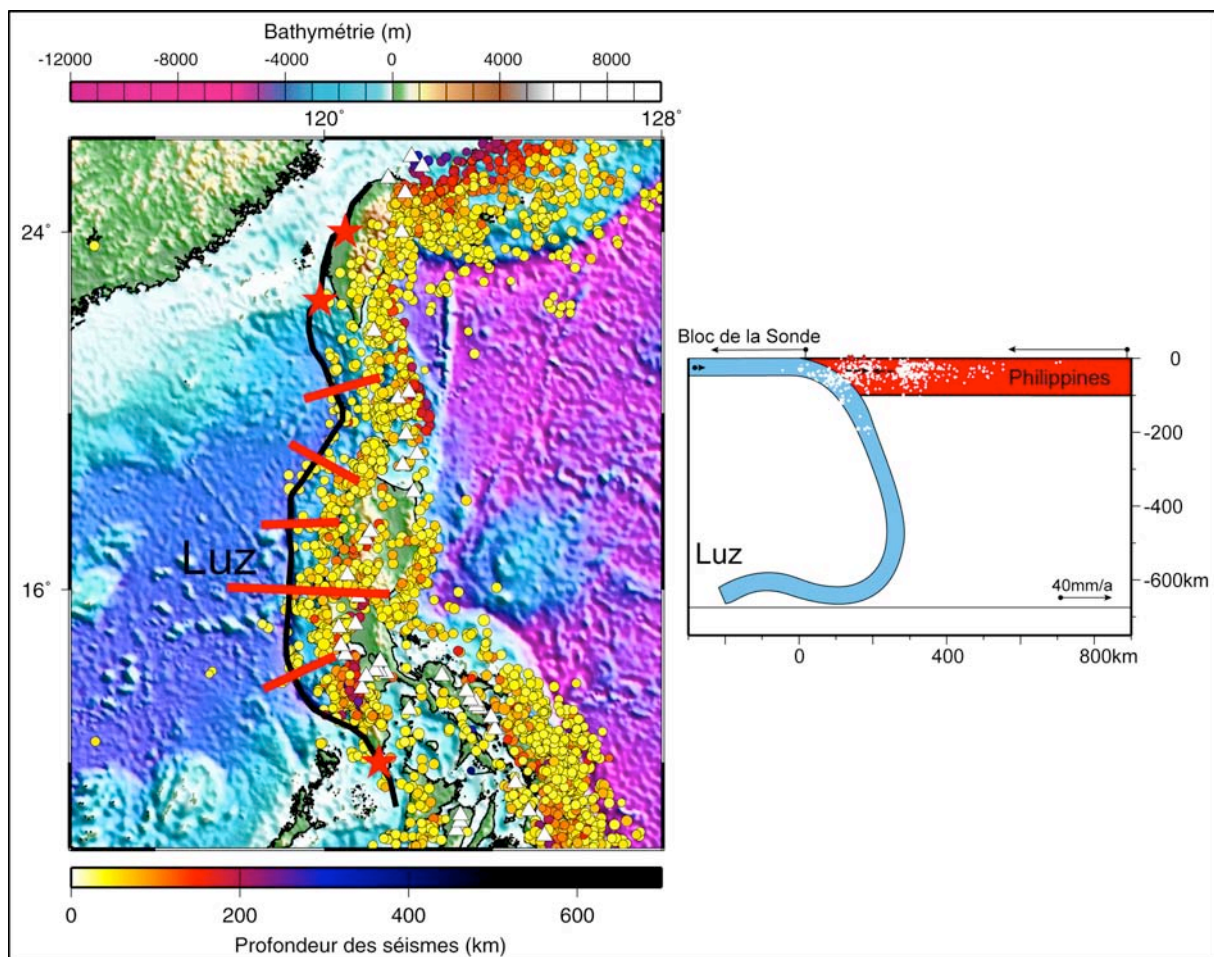


Figure II.16 : Slab de Manille. Luz : Luzon.

2.2.3- Ryukyu-Nankai :

Le slab qui s'étend de l'archipel des Ryukyus au Sud-Est du Japon cumule près de 1800 km de fosses et 8 points de mesure différents (Figure II.17). Sa bordure Ouest (Ryukyu) est une bordure libre tandis que la bordure Est est associée à l'entrée en subduction de l'arc volcanique d'Izu-Bonin.

D'Ouest en Est, la plaque Philippines entre successivement en subduction sous la plaque eurasiennne puis sous la plaque Amour (Heki et al., 1999), toutes deux en retrait assez lent par rapport à la fosse (10 à 20mm/a). Il existe une forte variabilité latérale des conditions de la subduction tout au long de ce slab. Elle est illustrée par les deux profils-types Ryukyu (Ryu) et Nankai (Nan) de la Figure II.17. Au niveau de la bordure des Ryukyu, l'ouverture du bassin d'Okinawa s'accompagne d'un retrait de la fosse (30mm/a) dont la vitesse décroît vers l'Est pour passer en avancée à l'Est. On passe en parallèle assez rapidement à un rifting arrière-arc, puis à de la compression diffuse au niveau de la fosse de Nankai. La cinématique de l'ouverture du bassin d'Okinawa est décrite par Nakamura et al. (2004). Pour la déformation associée à la subduction de Nankai, voir par exemple Mazzotti (1999) et Mazzotti et al. (2001). La géométrie du slab varie elle aussi d'Ouest en Est : le pendage de la plaque Philippines en subduction, assez fort au niveau des Ryukyus (60-65°), s'horizontalise sous le Japon (10-20°). La sismicité du slab est faible au niveau de la fosse de Nankai. Les études locales de Nakanishi et al. (2002) et Xu et Kono (2002) aident à une meilleure estimation du pendage superficiel. Au niveau des Ryukyus, il semble que les parties les plus profondes du slab soient détachées de la partie active, plus en surface (Bijwaard, 1999 ; Fukao et al., 2001). La profondeur maximale atteinte par le slab serait ainsi de 400-450 km. Il semblerait que le slab soit relativement court au niveau de Nankai, et qu'il ne descende pas plus profondément que 100-150 km (Bijwaard, 1999).

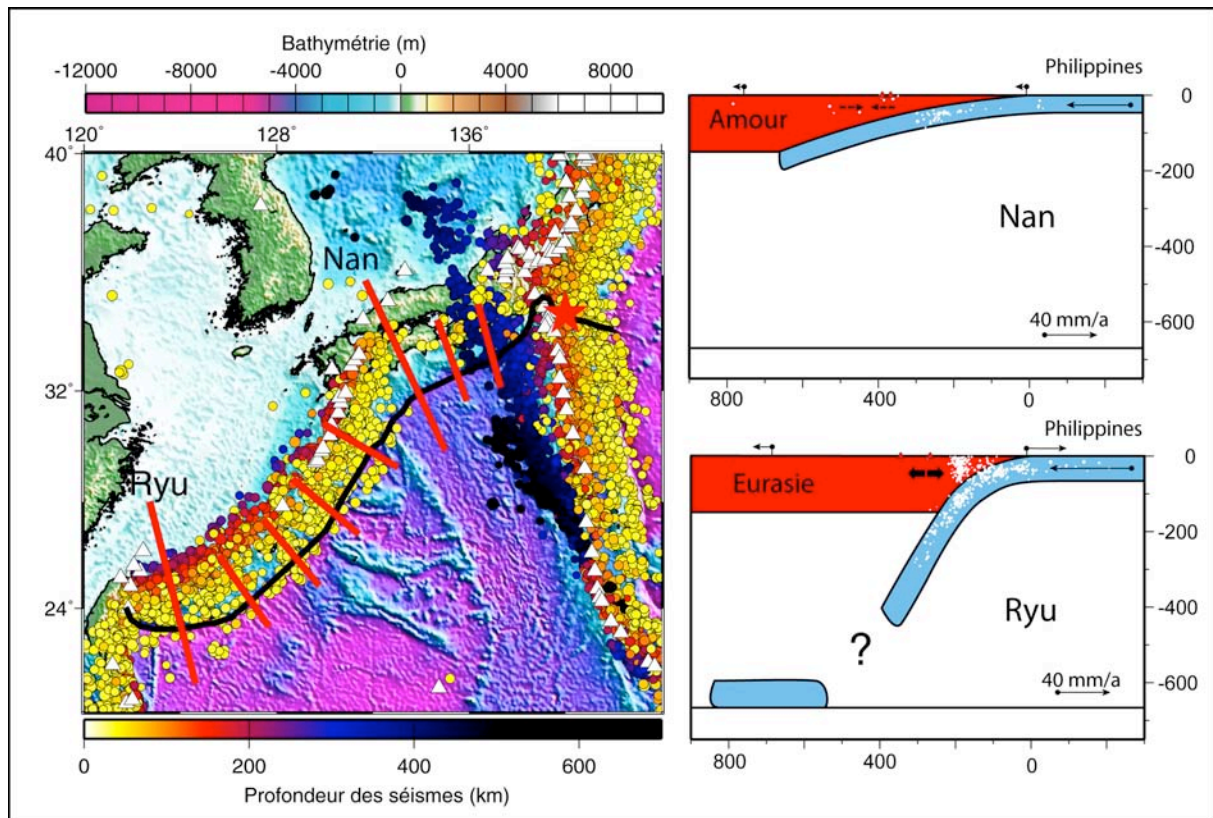


Figure II.17 : Le slab Ryukyu – Nankai. Ryu : Ryukyu ; Nan : Nankai.

2.2.4- Mariannes :

Le système de fosses associé au slab des Mariannes est en apparence continu depuis le Sud des Mariannes jusqu'au Kamchatka. Il serait en fait segmenté en trois slabs déconnectés les uns des autres par deux déchirures. La première séparerait le slab des Mariannes du slab Sud-Mariannes à hauteur des 145° de longitude. Elle coïnciderait avec la terminaison Sud de l'expansion arrière-arc (voir Fryer et al., 2003, pour plus de précisions sur cette déchirure). Les slabs Mariannes (Mar) et Sud-Mariannes (S-Mar) sont localisés sur la Figure II.18. La seconde déchirure séparerait le slab des Mariannes d'un long segment Izu-Bonin-Kamchatka, à hauteur du plateau d'Ogasawera et de la collision qui marque son entrée en subduction à 25°N de latitude. Les différences très marquées qui existent dans les géométries des slabs à hauteur des Mariannes et d'Izu-Bonin en justifient l'existence (comparer les profils types Mar et Izu des Figure II.18 et II.19 ; la transition entre les deux se fait en moins de 200 km). Elle serait par ailleurs détectable en tomographie (Miller et al., 2004). Voir la partie 2.2.5 pour une description du slab Izu-Bonin-Kamchatka.

La fosse associée au slab des Mariannes cumule plus de 1500 km de subduction océanique. Son extrémité Sud est un bord libre alors que la bordure Nord est affectée par l'entrée en subduction du plateau d'Ogasawera. La subduction de la plaque Pacifique sous la plaque Philippine, en retrait très rapide (de l'ordre de 70-80mm/a), s'accompagne de l'ouverture du Bassin des Mariannes et d'une fosse en avancée. Le pôle associé à cette ouverture arrière-arc se situe dans la plaque Philippine, au droit du plateau d'Ogasawera et la vitesse d'expansion augmente vers le Sud du bassin (Kato et al., 2003). Pour plus de détails sur la structure de la zone, voir Martinez et al. (2000) et Fryer et al. (2003). Le slab a un pendage vertical jusqu'à la limite à 670 km (Figure II.18). La tomographie (Bijwaard, 1999) montre qu'il passe au-delà, en adoptant une géométrie en « S », défléchi en arrière dans un premier temps, puis vers l'avant, aux alentours de 900 km de profondeur. Le slab Sud-Mariannes, lui, ne représente qu'un peu plus de 600 km de subduction océanique. Il présente lui aussi une pente verticale, mais ne descend pas au-delà de 500 km de profondeur.

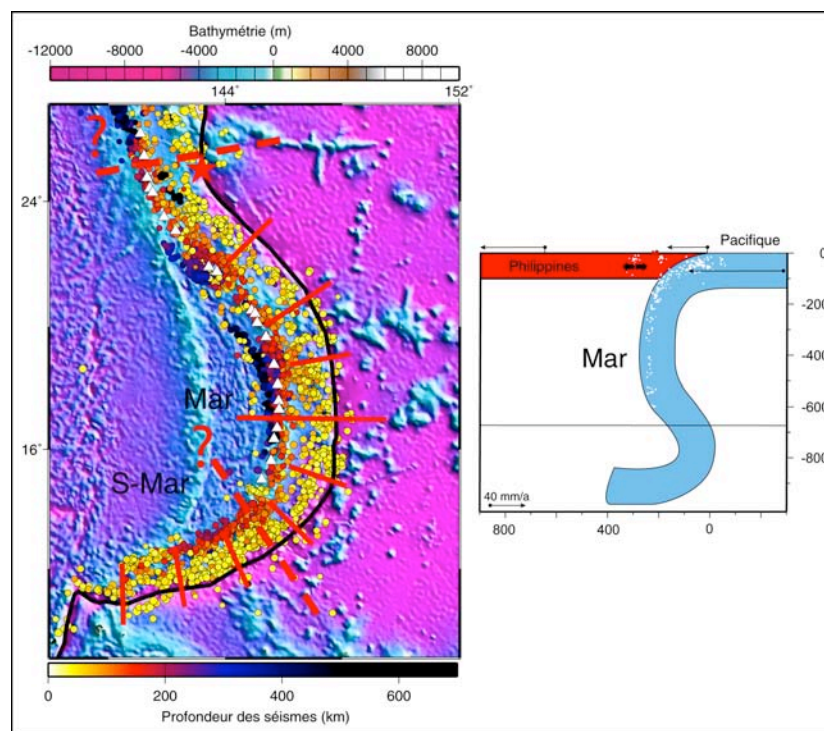


Figure II.18 : Le slab des Mariannes. Mar : Mariannes.

2.2.5- Izu-Bonin-Kamtchatka :

Ce slab est continu, au minimum, depuis le plateau d'Ogasawera au Sud (collision) jusqu'à la bordure libre du Kamchatka au Nord (e.g., Yogodzinski et al., 2001). Il cumule ainsi près de 3900 km de subduction océanique et 18 points de mesure différents. Au Sud, l'entrée en subduction du plateau d'Ogasawera coïncide avec une déchirure de slab, ou tout au moins une zone de très intense déformation (Miller et al., 2004), qui désolidarise le slab de celui des Mariannes (voir la partie 2.2.4 de ce chapitre).

Il existe, tout au long de ce slab, une grande variabilité latérale des conditions de la subduction (géométrie de la plaque en subduction, nature et cinématique de la plaque supérieure, régime tectonique arrière-arc ; Figure II.19). Cette variabilité est illustrée par trois profils-types (Figure II.19) : celui d'Izu-Bonin (Izu), celui du Japon (Jap) et celui du Nord des Kouriles (N-Kour). Du Sud au Nord, la plaque Pacifique entre successivement en subduction sous la plaque Philippines (Izu-Bonin), la plaque Amour (Japon ; Heki et al., 1999) et la plaque Nord-américaine (Kouriles-Kamchatka), toutes en retrait, rapide au niveau d'Izu-Bonin (environ 60mm/a) et beaucoup plus lent du Japon au Kamchatka (de 10 à 25mm/a). Ce découpage du Nord-Est du continent eurasiatique est cependant très simplifié : la zone impliquerait en réalité un certain nombre d'autres sous-plaques (e.g., plaque Okhotsk, plaque de Béring) dont la cinématique est encore imparfaitement connue (Gordeev et al., 2001 ; Miyasaki et Heki, 2001). Le régime tectonique est très variable : il est extensif pour Izu-Bonin (rifting arrière-arc ; classe E2), puis fortement compressif au Japon (initiation de subduction dans la Mer du Japon ; classe C3), et décroît progressivement jusqu'au Kamchatka (extension diffuse ; classe E1). La géométrie adoptée par la plaque Pacifique varie elle aussi d'un bout à l'autre de la zone de subduction (Figure II.19) : les pendages, globalement très faibles sous le Japon (de l'ordre de 25-30°), s'accroissent progressivement vers les Kouriles (50-60°) et vers Izu-Bonin (50-60°). Si la déflexion du slab vers l'avant, le long de la limite manteau supérieur - manteau inférieur ne laisse guère de doute sous Izu-Bonin (e.g., Fukao et al., 2001), les différents profils tomographiques disponibles sont plus difficiles à interpréter au Nord. Sous le Japon, notamment, Bijwaard (1999) visualise une anomalie de vitesse qui pénètre le manteau inférieur jusqu'à atteindre des profondeurs d'environ 2000 km, sans se défléchir. Les données présentées par Fukao et al. (2001) montrent, quant à elles, qu'en dessous de 670 km, cette anomalie de vitesse est probablement trop faible pour pouvoir être interprétée comme la prolongation du slab : ce dernier serait simplement défléchi sur la limite manteau supérieur/manteau inférieur (il y a une différence de presque 1500 km entre les deux interprétations). Nous suivons pour notre part l'interprétation de Fukao et al. (2001). Le slab présenterait la même déflexion jusqu'au Nord des Kouriles, où il semble pénétrer dans le manteau inférieur jusqu'à des profondeurs d'environ 900 km, sans se déformer (e.g., Pankow et Lay, 1999). Au niveau de la terminaison du slab, au Kamchatka, la partie la plus profonde du slab serraient détachée (Levin et al., 2002 ; Davies, 2002).

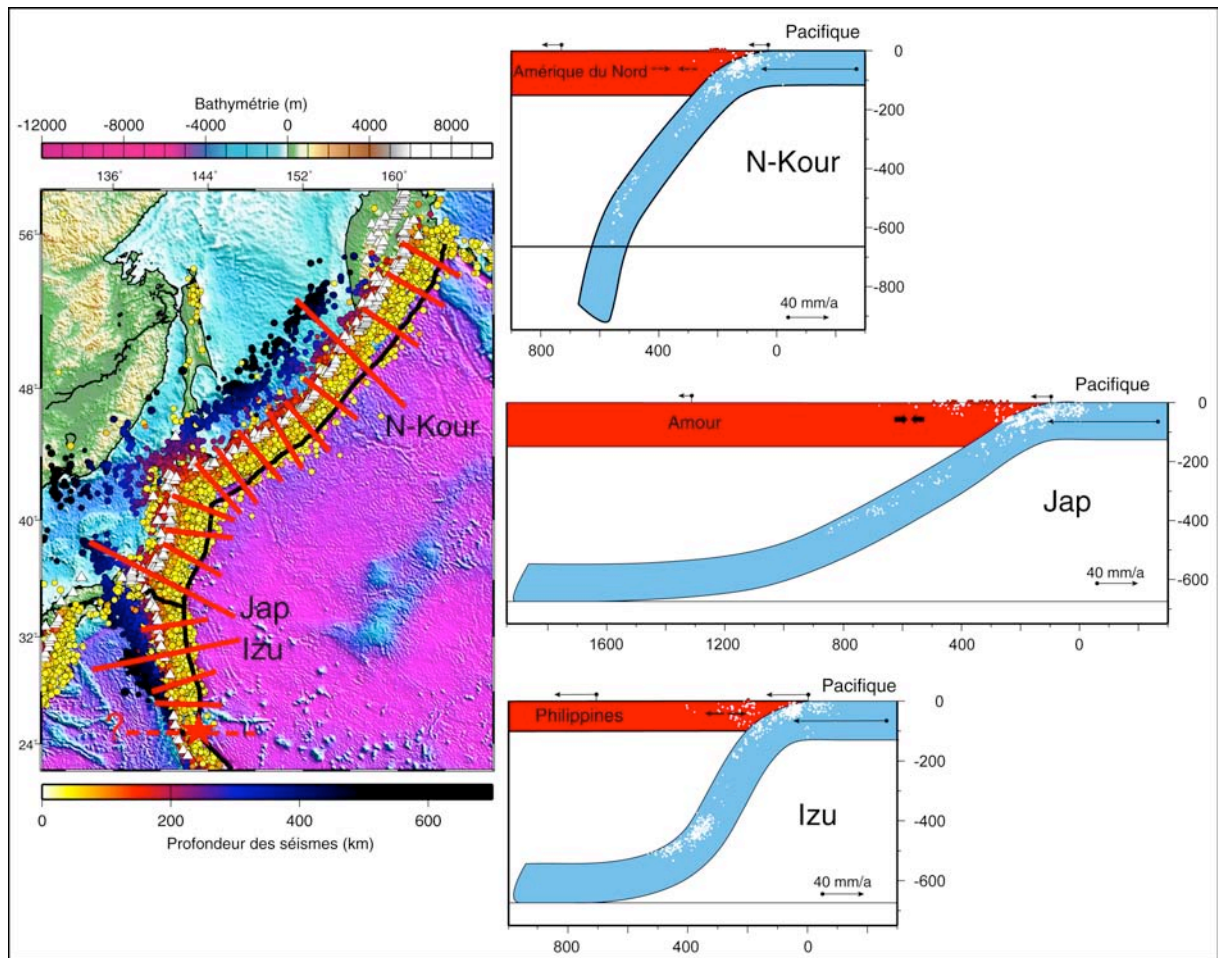


Figure II.19 : Le slab Izu-Kamchatka. N-Kour : Nord-Kouriles ; Jap : Japon ; Izu : Izu-Bonin.

2.2.6- Aléoutiennes-Alaska :

Le slab qui s'étend de l'archipel des Aléoutiennes à l'Alaska cumule plus de 3000 km de fosses et 23 points de mesure différents (Figure II.20). Ses bordure Ouest (Aléoutiennes) et Est (Alaska) sont des bordures libres.

La plaque Pacifique passe en subduction sous la plaque Nord-américaine qui est presque fixe (elle s'éloigne de la fosse à moins de 10mm/a). Cette dernière ne se déforme quasiment pas (les régimes tectoniques arrière-arc les plus forts sont de classe E1 et C1). La géométrie adoptée par la plaque Pacifique varie de manière significative d'Ouest en Est comme le montrent les profils-types des Aléoutiennes (Ale) et de l'Alaska (Ala). Les pendages du slab sont assez forts sous les Aléoutiennes (60-65°) et diminuent progressivement vers l'Est de l'Alaska (15-20°). La sismicité est globalement assez faible et les études locales de Ratchkovski et Hansen (2002a et b) aident à préciser les pendages superficiels du slab et le régime tectonique arrière-arc de certains segments de l'Alaska. Les différents profils tomographiques disponibles sur la zone montrent un slab qui ne dépasse pas les 400-500 km de profondeur (e.g., Gorbatov et al., 2000) et dont la plaque Kula se serait détachée à la faveur de la dorsale fossile qui la séparait de la plaque Pacifique.

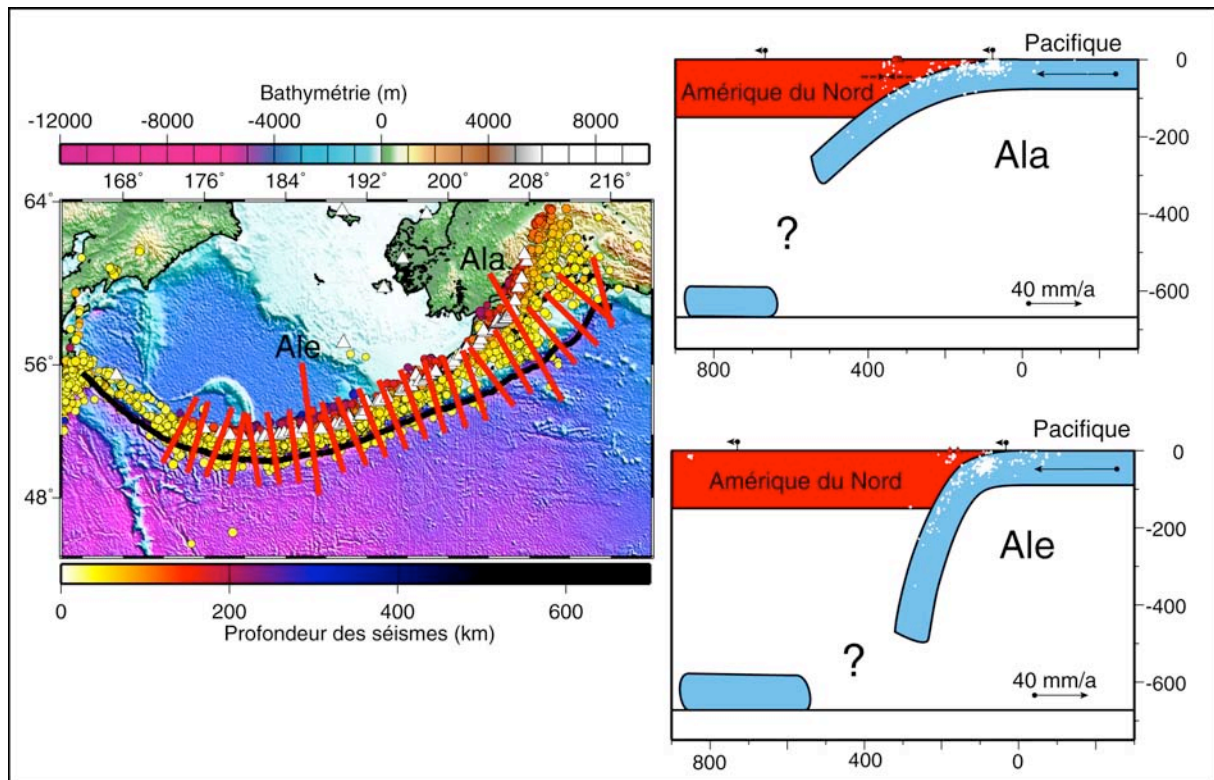


Figure II.20 : Le slab Aléoutiennes – Alaska. Ala : Alaska ; Ale : Aléoutiennes.

2.2.7- Le slab des Cascades :

Le slab des Cascades cumule presque 1200 km de fosses et 5 points de mesure différents (Figure II.21). Ses bordures Nord et Sud sont des bordures libres qui se prolongent en grandes failles décrochantes assurant respectivement la jonction avec les subductions Aléoutiennes–Alaska et de l’Amérique Centrale.

La plaque Juan de Fuca passe en subduction sous la plaque Nord-américaine, en avancée vers la fosse (20mm/a). La déformation de cette dernière se caractérise par la migration, vers le Nord, du Bloc de l’Orégon (régime tectonique essentiellement décrochant, de classe 0 ; Mazzotti et al., 2002). Les régimes tectoniques varient légèrement au Nord et au Sud de la zone (Graindorge, 2002). Le profil-type des Cascades (Casc ; Figure II.20) illustre la géométrie supposée du slab. La sismicité de la plaque Juan de Fuca est très faible (elle est globalement jeune et n’a pas plus de 10Ma à la fosse). L’étude locale de Parsons et al., (1998) aide à mieux apprécier les pendages superficiels du panneau plongeant (moins de 20°). Les différents profils tomographiques disponibles (e.g., Bostock et VanDecar, 1994 ; Bijwaard, 1999) montrent une anomalie de vitesse positive qui atteint les 300-400 km de profondeur, avec des pendages de 40-50°. L’attachement de cette anomalie avec le slab actif en surface est cependant loin d’être nette et il pourrait bien s’agir d’un slab détaché.

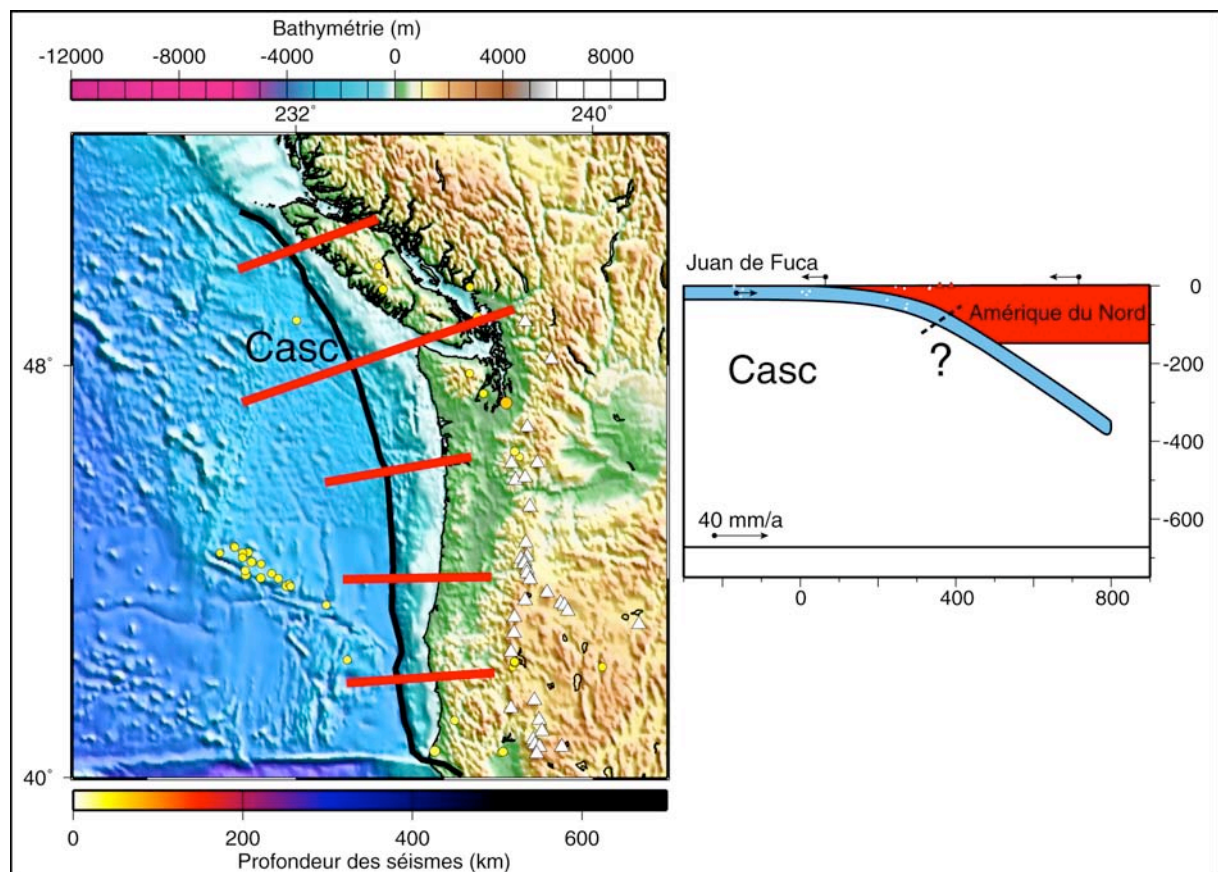


Figure II.21 : Le slab des Cascades. Casc : Cascades.

2.2.8- Le slab d'Amérique centrale :

Le slab d'Amérique Centrale cumule presque 2500 km de fosses et 11 points de mesure différents (Figure II.22). Sa bordure Ouest est une bordure libre, mais la ride de Cocos entre en subduction au niveau de sa bordure Est. Toutes deux se prolongent en grandes failles décrochantes assurant respectivement la jonction avec les subductions des Cascades et de l'Amérique du Sud.

La plaque Cocos entre successivement en subduction sous les plaques Nord-américaine et Caraïbes (la limite entre les deux plaques est à 265°E de longitude), toutes deux en avancée de 20 à 35mm/a vers la fosse. Le régime tectonique arrière-arc est globalement assez faible (les régimes maximums sont de classe E3, au niveau du Mexique et de niveau C3 au Sud du Costa-Rica). La sismicité de la plaque supérieure est elle-même assez faible et les études locales de Protti et al. (1995) et Ego et Ansan (2005) aident à mieux préciser le régime tectonique. La géométrie du slab, illustrée par le profil-type du Costa-Rica (Cost ; Figure II.22) est un peu plus variable. Globalement, les pendages du slab augmentent d'Ouest en Est : de plats sous le Mexique (moins de 20°), ils atteignent les 70° au Sud du Costa-Rica. L'étude locale de Pardo et Suarez (1995) permet de mieux apprécier la géométrie du panneau plongeant sous le Mexique, où il est globalement peu sismique. Les différents profils tomographiques disponibles montrent un slab qui ne dépasse pas les 400 km de profondeur. Une anomalie positive semble se situer dans la prolongation du slab actif et atteindre des profondeurs qui dépassent les 1500 km. Pour Fukao et al. (2001) cette anomalie est détachée du slab actif en surface et correspondrait à la plaque Farallon.

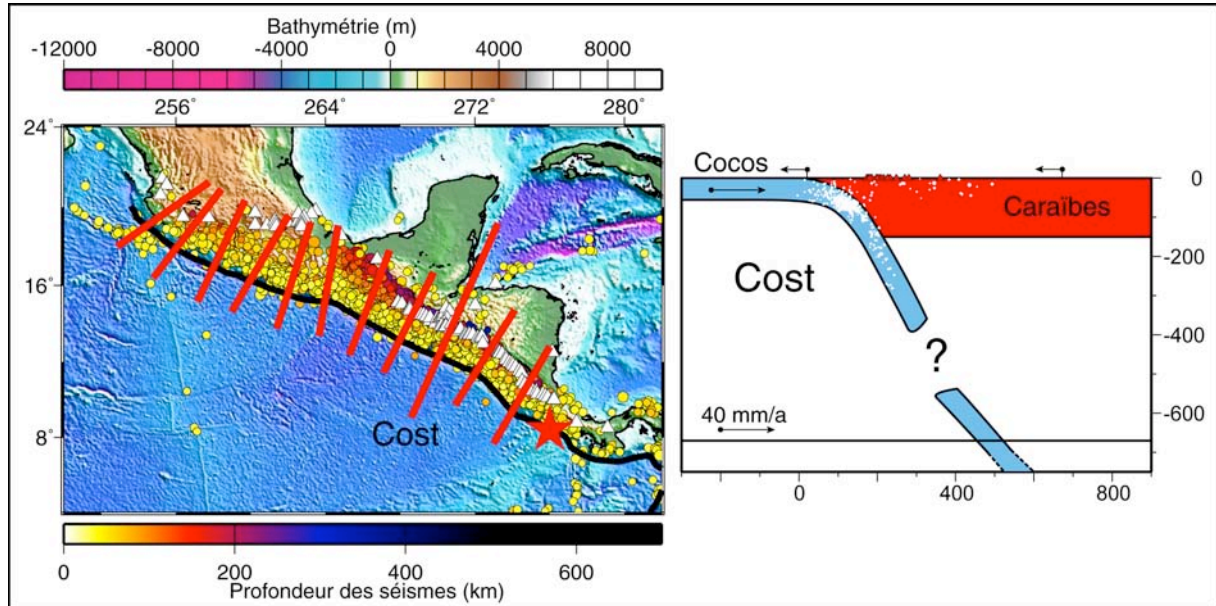


Figure II.22 : Le slab d'Amérique Centrale. Cost : Costa-Rica.

2.2.9- Amérique du Sud :

Le slab Sud-américain s'étend d'un bout à l'autre de la marge andine (Figure II.23). Il est le plus long du globe (plus de 7600 km de fosses). Ses bordures Nord et Sud sont des bordures libres. Trois rides asismiques entrent en collision avec le continent Sud-américain. Du Nord au Sud : la ride de Carnégie, la ride de Nazca et la ride Juan-Fernandez. Au total, ce slab est associé à plus de 6700 km de subduction océanique. Du Nord au Sud, se sont successivement les plaques Nazca et Antarctique qui passe en subduction sous la plaque Sud-américaine (la limite des deux plaques est représentée sur la Figure II.14). Cette dernière avance vers la fosse. La plaque supérieure est globalement en compression, de degré variable, avec individualisation de plusieurs blocs différents, dont les principaux sont le bloc Nord-andin (face au profil-type Colombie de la Figure II.23 ; voir la Figure II.11 pour sa localisation) et les celui des Sierras Pampeanas (face au profil-type Chili de la Figure II.23 ; voir la Figure II.11 pour sa localisation). Les mouvements de ces différents blocs sont respectivement décrits par Freymuller et al. (1993) et Klotz et al. (2001). Globalement, le slab Sud-américain présente un faible pendage. Il a la particularité d'alterner trois segments de slabs plats (e.g., le profil Juan Jernandez de la Figure II.23) avec des segments un peu plus pentus (voir les profils Colombie/Col et Chili de la Figure II.23). Pour plus de précision, voir par exemple Gutscher et al. (2000). Aucune déchirure de slab ne semble venir séparer les différents segments : la transition entre les segments plats et les segments à pendage plus fort est continue. Les différents profils tomographiques disponibles (nous utilisons pour ce slab ceux de Bijwaard, 1999), semblent montrer que la partie centrale du slab pénètre dans le manteau inférieur (profil Chili de la Figure II.23) alors qu'au niveau des bordures, il tend plutôt à se défléchir au contact de la limite à 670 km (profils Colombie et Juan Fernandez de la Figure II.23). Sur toute sa longueur, il se défléchit vers l'avant.

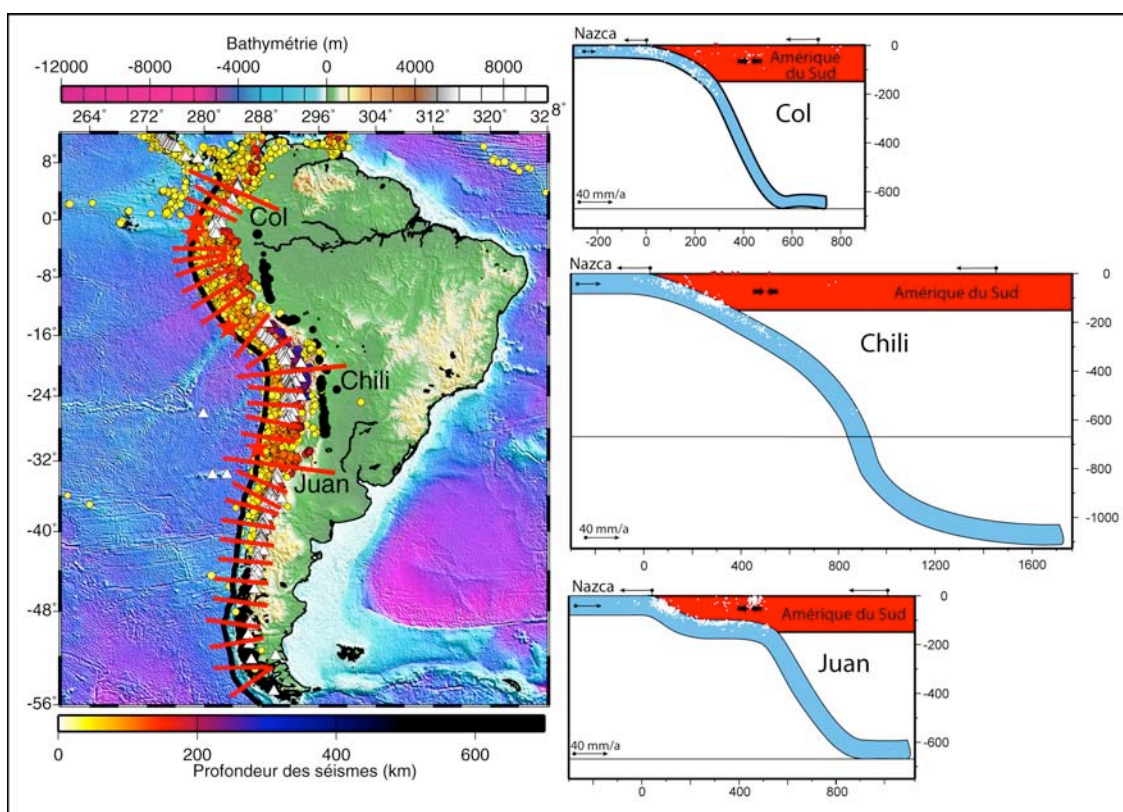


Figure II.23 : Le slab de la subduction Sud-américaine. Col : Colombie ; Chili : Chili ; Juan : Juan Fernandez.

2.2.10- Caraïbes :

Le slab des Caraïbes (Figure II.24) s'étend de la Barbade au Sud (bordure libre) à Porto-Rico au Nord (collision), représentant 1850 km de subduction océanique (longueur de fosse cumulée) et 8 points d'échantillonnage différents. Du Sud au Nord, ce sont successivement les plaques Sud-américaine et Nord-américaine qui entrent en subduction sous la plaque Caraïbe qui est en retrait par rapport à la fosse. Cette dernière est globalement en faible extension, mais la collision qui s'opère au niveau de Porto-Rico engendre l'individualisation d'un micro-bloc dont le mouvement est décrit par Jansma et al. (2000). Pour un schéma structural détaillé de la zone, voir aussi Taboada et al. (2000). Le slab pour sa part est très peu sismique mais est visible en tomographie (Bijwaard, 1999) jusqu'à la discontinuité à 670 km le long de laquelle il se défléchit vers l'avant (Figure II.24). Son pendage profond est de l'ordre de 50-55°.

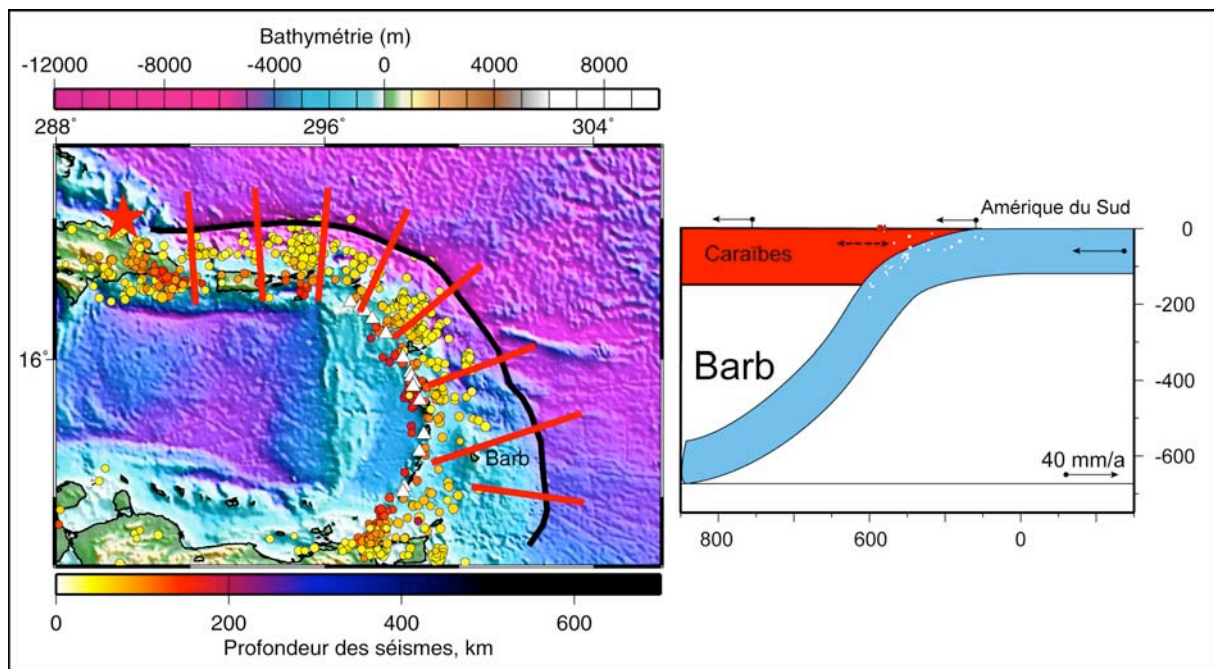


Figure II.24: Le slab des Caraïbes. Barb : Barbade.

2.2.11- Sandwich :

Le slab des Iles Sandwich est un slab étroit dont les deux extrémités sont des bordures libres (Figure II.25). La subduction est purement océanique. En surface, il correspond à environ 1200 km de fosses et 8 points différents ont été échantillonnés. La plaque Sud-américaine passe en subduction sous la plaque de Scotia qui est en retrait par rapport à la fosse. Il y a ouverture d'un bassin arrière-arc qui s'accompagne d'un rollback de la fosse. Les taux d'ouverture arrière-arc sont donnés par Vanneste et al. (2002). Pour plus de détails sur la structure de cette zone de subduction, voir Barker (2001). Le pendage du slab est très proche de la verticale (voir le profil-type des Iles Sandwich de la Figure II.25) et se défléchit vers l'avant lorsqu'il arrive au contact de la limite manteau supérieur/manteau inférieur (Bijwaard, 1999).

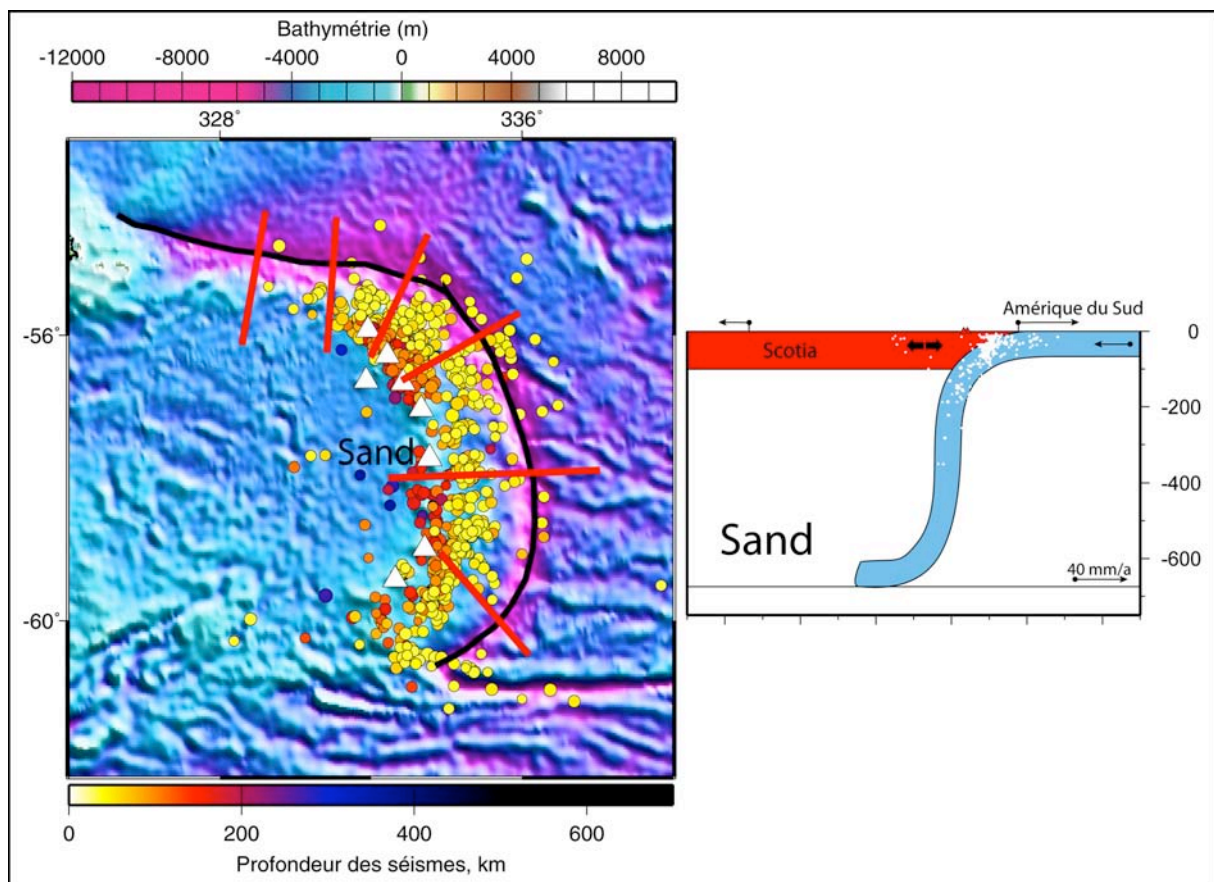


Figure II.25 : Le slab de la subduction des Iles Sandwich. Sand : Sandwich.

2.2.12- Tonga-Kermadec :

Le slab de Tonga-Kermadec s'étend de la Nouvelle Zélande, au Sud aux Iles Samoa au Nord (Figure II.26). L'extrémité Nord est un bord libre alors que l'extrémité Sud est perturbée par l'entrée en subduction et la collision du plateau d'Hikurangi avec la marge australienne. Au milieu du slab, un autre relief entre en subduction : la ride de Louisville. Ce slab est ainsi associé à un peu plus de 2100 km de subduction océanique échantillonnés en 10 points différents. Tout au long de cette fosse, la plaque Pacifique entre en subduction sous la plaque australienne, qui est en retrait rapide par rapport à la fosse (environ 40 mm/a). Les modalités de la subduction sont très différentes de part et d'autre de la ride de Louisville (voir Pelletier et al., 1998 ou Ruellan et al., 2003). La moitié Nord (voir le profil-type Tonga de la Figure II.26) est caractérisée par l'ouverture du Bassin arrière-arc de Lau, dont le taux d'expansion record au Nord (il atteint les 150mm/a) décroît progressivement vers le Sud (Zellmer et Taylor, 2001). Cette ouverture s'accompagne d'un rollback de la fosse qui décroît lui aussi vers le Sud. Passée la ride de Louisville (voir le profil-type Kermadec de la Figure II.26), la plaque supérieure est toujours en extension, mais beaucoup plus lente : elle est seulement en phase de rifting, le long de la fosse du Havre (l'extension y est de l'ordre de 10mm/a ; Parson et Wright, 1996). La fosse, elle, est en avancée. Du Nord au Sud, les géométries du slab contrastent essentiellement par leur profondeur de pénétration. Au niveau des Tonga, le slab est assez pentu (55-70° suivant la latitude ; Figure II.26) et se défléchit vers l'avant, le long de la limite à 670 km. La continuité entre le slab actif et la portion de slab, visible dans les données de tomographie (e.g., Hall et Spakman, 2002), et qui plonge dans le manteau inférieur n'est pas reconnue par tous les auteurs. Pour certains, il s'agirait du slab rémanent de la paléo-subduction de Vitiaz, plus au Nord, actuellement détaché de tout slab actif (e.g., Chen et Brudzinski, 2001). Au niveau de Kermadec (Figure II.26), les profils tomographiques disponibles (Fukao et al., 2001) montrent un slab qui pénètre profondément dans le manteau inférieur (jusqu'à environ 1200 km), tout en se défléchissant progressivement vers l'avant.

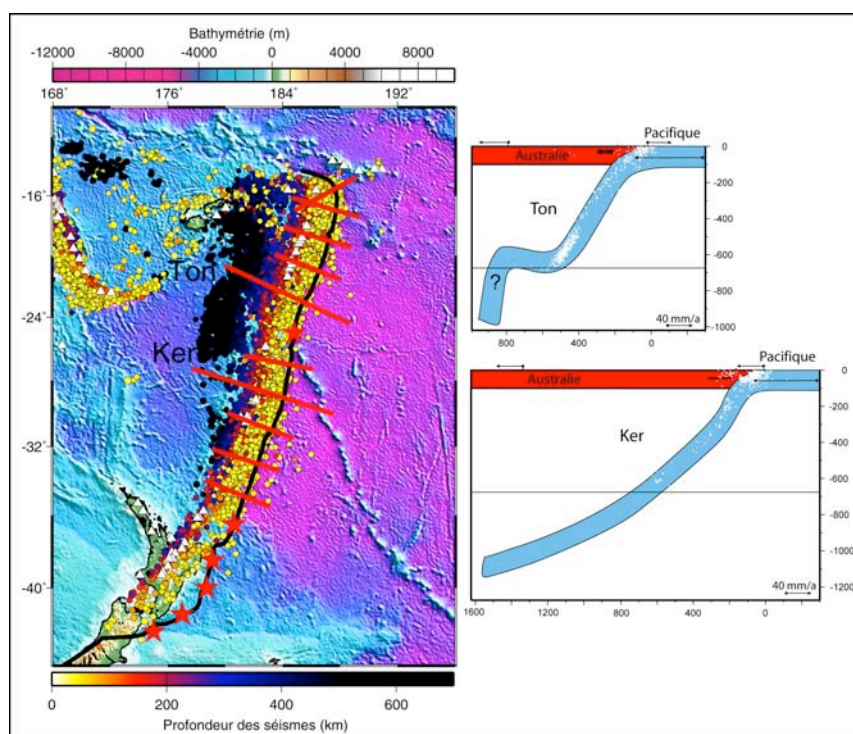


Figure II.26 : Le slab Tonga-Kermadec. Ton : Tonga ; Ker : Kermadec.

2.2.13- Nouvelles Hébrides :

Le slab des Nouvelles Hébrides est un slab étroit dont l'extrémité Nord est une bordure libre (Figure II.27). L'extrémité Sud, elle, est marquée par l'entrée en subduction et la collision de la Ride des Iles Loyauté. L'entrée en subduction de la ride d'Entrecasteaux, au centre du slab, est elle aussi associée à une collision. La subduction océanique représente ainsi environ 950 km de fosses et 4 points d'échantillonnage différents. La plaque australienne passe en subduction sous une plaque qui peut être considérée comme étant la plaque Pacifique et qui avance très rapidement vers la fosse (environ 100 mm/a). En réalité, la complexité de la structure du Bassin Nord-Fidjien, dont l'ouverture en position arrière-arc implique toute une série de micro-blocs, rend l'identification de la plaque supérieure assez incertaine. L'ouverture de ce bassin s'accompagne d'un rollback de la fosse. Les taux de déformation arrière-arc sont donnés par Calmant et al. (1995) et Taylor et al. (1995), et synthétisées dans Pelletier et al. (1998). Pour plus de détails sur la structure de cette zone de subduction, voir Pelletier et al. (1998). Le pendage du slab est très proche de la verticale (voir le profil-type des Nouvelles Hébrides de la Figure II.27). La continuité du slab en profondeur n'est pas admise par tous et le nuage de sismicité qui a lieu au voisinage de la limite manteau supérieur/manteau inférieur pourrait bien appartenir à un slab rémanent et déconnecté de toute subduction active (pour une discussion plus détaillée, voir par exemple Okal, 2001). Les données de tomographies (Hall et Spakman, 2002) semblent pour leur part indiquer une continuité du slab, qui dans ce cas se défléchit vers l'avant au contact de la discontinuité à 670 km. Nous nous rangeons à cette dernière interprétation (Figure II.27).

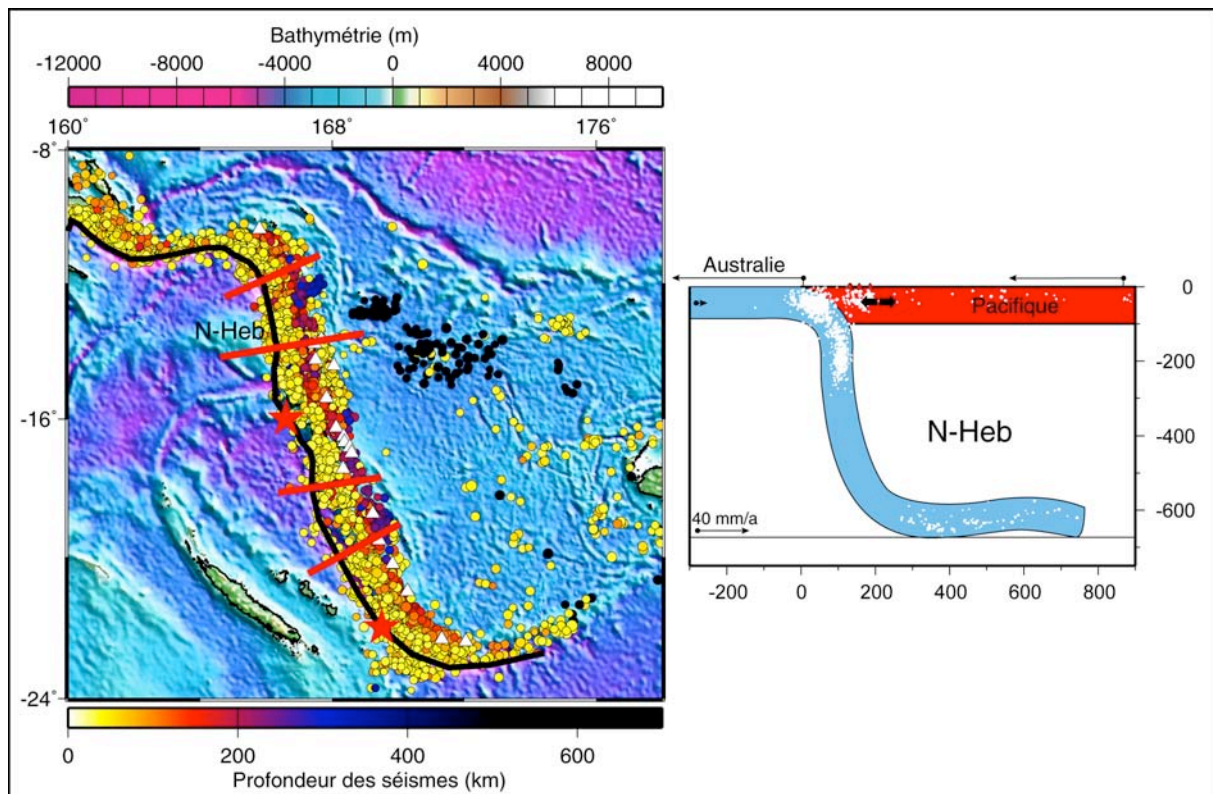


Figure II.27 : Le slab des Nouvelles Hébrides. N-Heb : Nouvelles Hébrides.

2.2.14- Nouvelle Bretagne :

Le slab de Nouvelle Bretagne est un slab en deux branches, avec une forme en V pointant vers le Nord. La branche Ouest est une subduction océanique bordée par une collision au niveau de la Nouvelle Guinée. La branche Est, elle, est sous l'influence de la collision associée à l'entrée en subduction du plateau d'Ontong-Java (Figure II.28), et est ainsi elle-même considérée comme une zone de collision. La subduction océanique représente au final un peu moins de 700 km de fosses et 3 points d'échantillonnage différents. La structure complexe de la zone met en jeu toutes une série de micro-plaques (Tregoning et al., 1998): la plaque de Woodlark (Tregoning et al., 1998) entre en subduction sous la plaque Nord-Bismarck (Tregoning, 2002), qui est en retrait très rapide par rapport à la fosse (environ 100 mm/a). L'ouverture du bassin arrière-arc associé à cette plaque s'accompagne d'un rollback de la fosse et de l'individualisation de la plaque Sud-Bismarck dont le mouvement est décrit par Tregoning et al. (1999). Le slab est proche de la verticale (voir le profil-type de Nouvelle Bretagne de la Figure II.28). La continuité du slab en profondeur n'est pas admise par tous et n'est pas clairement établie par la tomographie (Hall et Spakman, 2002). Si ce slab est bien continu, alors il se défléchit vers l'arrière lorsqu'il atteint la discontinuité à 670 km (Figure II.28).

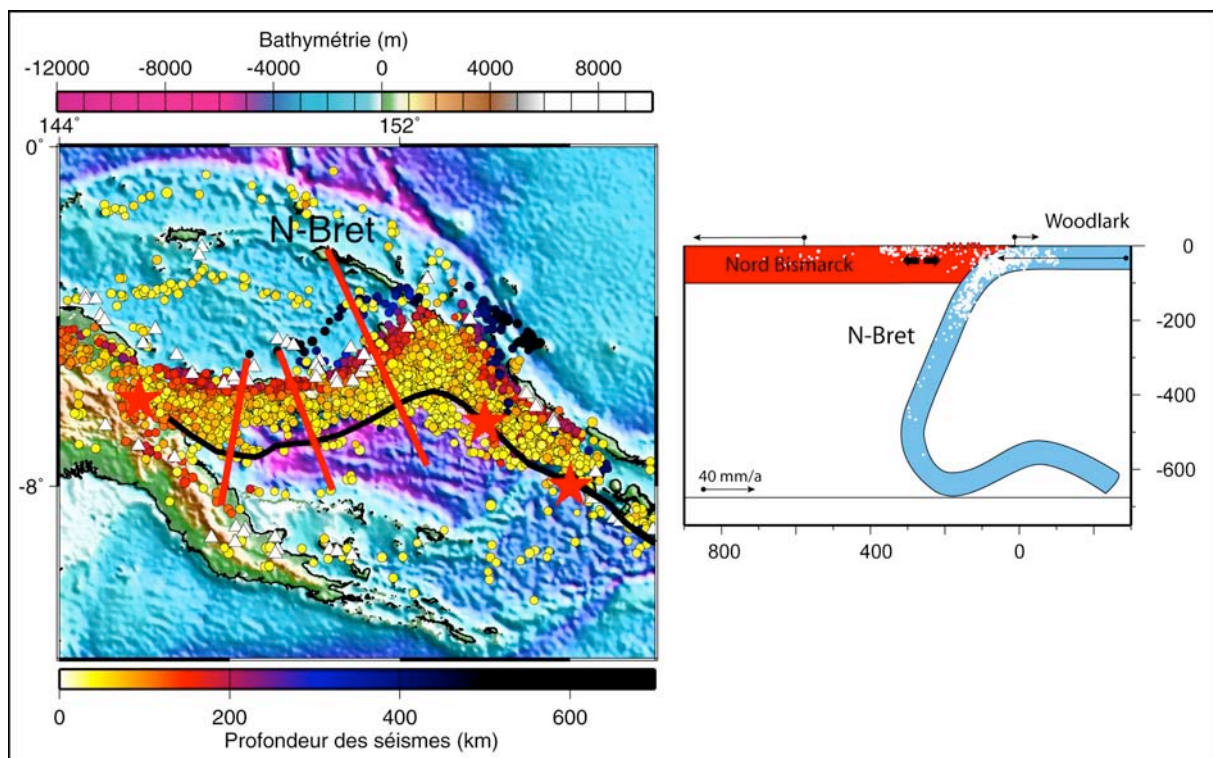


Figure II.28 : Le slab de Nouvelle Bretagne. N-Bret : Nouvelle Bretagne.

3- La dynamique des zones de subduction : contraintes statistiques

La première motivation de cette étude statistique est de contraindre et quantifier la variabilité des différents paramètres caractéristiques de la subduction afin de dresser le portrait-robot de ce qui pourrait être une zone de subduction moyenne. Les modélisateurs ne disposent en effet pas toujours des données nécessaires pour paramétrer leurs expériences et/ou les confronter aux caractéristiques des zones de subduction naturelles. Lorsqu'elles existent, ces données sont souvent loin d'être exhaustives et à jour avec les connaissances actuelles, et ce, sur un grand nombre de zones de subduction. Pour ne citer qu'un exemple, Conrad et Hager (1999), paramètrent le rayon de courbure des slabs de leurs modèles numériques en se référant à la dernière étude en date sur le sujet (Isacks et Barazangi, 1974), qui est basée sur l'analyse de 12 profils sismiques réalisés à travers cinq slabs différents.

La recherche de relations entre ces différents paramètres et des mécanismes qu'elles impliquent est l'autre objectif visé. Les paramètres dont on cherche à comprendre la variabilité (paramètres dépendants) sont ainsi confrontés à un certain nombre de variables explicatives (paramètres indépendants). On cherche notamment à expliquer la variabilité: du mouvement absolu de la plaque subduite, de la plaque supérieure et de la fosse, du régime tectonique de la plaque supérieure, des pendages superficiel et profond du slab, de son rayon de courbure, de son sens de déflexion au contact du manteau inférieur, des profondeurs maximales atteintes par le slab et la sismicité, et de la position de l'arc volcanique. Les variables explicatives explorées changent en fonction du paramètre dépendant analysé. Un tableau général des corrélations existant entre ces différents paramètres figure en Annexe II.

Une telle approche présente néanmoins un certain nombre de limitations dont il faut avoir conscience : (1) il n'existe qu'un nombre relativement limité de zones de subduction ; on peut par ailleurs douter de leur totale indépendance ; (2) les paramètres susceptibles d'influencer la dynamique des zones de subduction ne sont pas tous mesurables ; (3) l'observation des zones de subduction actuelles n'offre qu'une vision figée d'un processus qui évolue avec le temps (une sorte de « cliché » de la dynamique de la subduction).

Le nombre de subductions océaniques en activité à la surface du globe est relativement réduit : aux 14 slabs présentés dans la deuxième partie de ce chapitre ne se rajoutent que quelques slabs secondaires, simples zones de subduction en cours d'initialisation (Yap, Palau, Puysegur, Sulu...). Il n'est pas certain que de comparer un si faible nombre de subductions présumées indépendantes soit suffisant pour faire rigoureusement la part entre les différents processus susceptibles d'influencer le fonctionnement des zones de subduction. L'indépendance de ces différents slabs est elle-même sujette à caution. La plupart d'entre eux sont effectivement associés à des subductions circum-Pacifique et ils ne sont probablement pas suffisamment éloignés les uns des autres pour que le fonctionnement des uns n'influencent pas le fonctionnement des autres, notamment par le biais des flux mantelliques qu'ils peuvent d'engendrer. A plus grande échelle, les flux mantelliques associés à la fermeture de l'Océan Pacifique (e.g., Garfunkel et al., 1986) sont également susceptibles d'entraîner un certain biais. Pour mieux rendre compte de la variabilité observée le long de ces slabs, nous avons fait le choix d'un échantillonnage systématique, tous les 2° fosses, plutôt que de comparer de grands slabs moyens. Cela a pour effet d'augmenter le nombre d'observations à 174, mais se pose alors de manière plus évidente le problème de l'indépendance des différentes observations.

Tous les paramètres susceptibles d'influencer la dynamique des zones de subduction ne sont pas mesurables. On a par exemple trop peu de contraintes sur des paramètres aussi fondamentaux que la viscosité, les possibles variations latérales, et les flux qui peuvent

animer le manteau, le mouvement et la rhéologie du slab en profondeur... Certaines des variations observées peuvent ainsi être associées aux variations de paramètres qui ne nous sont pas accessibles et l'explication nous échapper complètement.

Les zones de subduction actuelles n'offre qu'une vision figée d'un processus qui évolue avec le temps, comparable à un simple « cliché » de la dynamique mise en oeuvre. L'analyse statistique des relations entre les différents paramètres implique que tous les paramètres considérés soient à l'équilibre. Pour cela, aucun changement significatif des conditions de la subduction ne doit avoir eu lieu pendant une période de temps correspondant au temps de réaction de la variable la plus lente à se rééquilibrer. Le référentiel HS3-NUVEL1A dans lequel sont mesurés les mouvements des différentes plaques est représentatif des derniers 5.8Ma. A l'exception possible des paramètres qui touchent à la géométrie profonde du slab (pendage, sens de déflexion au contact du manteau inférieur, aptitude à franchir la discontinuité à 670 km), qui intègrent une histoire beaucoup plus longue, la plupart des paramètres étudiés sont probablement comparables entre eux sur de telles périodes de temps (Jarrard, 1986). Quoi qu'il en soit, sans tests mécaniques qui viennent les appuyer, l'interprétation de la plupart des relations statistiques mises en évidence au cours de cette étude reste très spéculative. Les modèles physiques (analytiques, numériques ou analogiques), pour leur part, complètent la vision instantanée du processus de subduction que donne l'approche statistique en offrant un cadre théorique et dynamique à l'interprétation des observations. Une série d'expériences analogiques ont ainsi été mises au point au laboratoire de modélisation du « Dipartimento di Scienze Geologiche » de l'Université de Rome 3 afin de tester certaines de ces relations statistiques. Ces expériences font l'objet du Chapitre III de ce mémoire.

La plupart des résultats présentés dans ce mémoire, et plus particulièrement dans les parties 3.3.3, 3.3.4 et 3.4 de ce chapitre, ont fait l'objet de deux articles respectivement intitulés « Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation » (Heuret et Lallemand, 2005) et « On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion and crustal nature in subduction zones » (Lallemand et al., 2005b), tous deux respectivement insérés en Annexes III et IV. Ces résultats ont également fait l'objet de communications lors de grands congrès internationaux (Heuret et Lallemand, 2003 et 2004; Lallemand et al., 2003 et 2005a).

3.1- Contexte général :

3.1.1- La polarité des zones de subduction :

Les différentes fosses océaniques qui couvrent le globe sont-elles orientées dans toutes les directions possibles de l'espace ou existe-t-il des directions privilégiées de subduction? Les azimuts de la normale à la fosse des différentes zones de subduction ont été reportés sur la carte de la Figure II.29. La distribution de ces azimuts (Figure II.29-B) montre que **la vergence des zones de subduction est préférentiellement orientée suivant une direction Est-Ouest**. On note en particulier la quasi-absence de subductions à vergence Sud. Les subductions à vergence Nord sont pour leur part essentiellement représentées par la fosse Aléoutiennes-Alaska et par le Sud de la fosse indonésienne. Deux modes différents s'individualisent : un pour les subductions à vergence Est (ENE pour être plus précis : la moyenne des azimuts compris entre 0 et 180° est à $70^\circ \pm 30$), qui globalement, correspondent à l'ensemble des subductions Est-Pacifique, et l'autre pour les subductions à vergence Ouest (WNW en fait : la moyenne des azimuts compris entre 0 et 180° est à $295^\circ \pm 45$), qui pour l'essentiel, correspondent à l'ensemble des subductions Ouest-Pacifique. Certains auteurs (e.g., Doglioni, 1993) attribuent des dynamiques diamétralement opposées à ces deux catégories de zones de subduction (extension arrière-arc et slab pentus sur la façade Est-Pacifique contre compression arrière-arc et slabs peu pentus sur la façade Ouest-Pacifique).

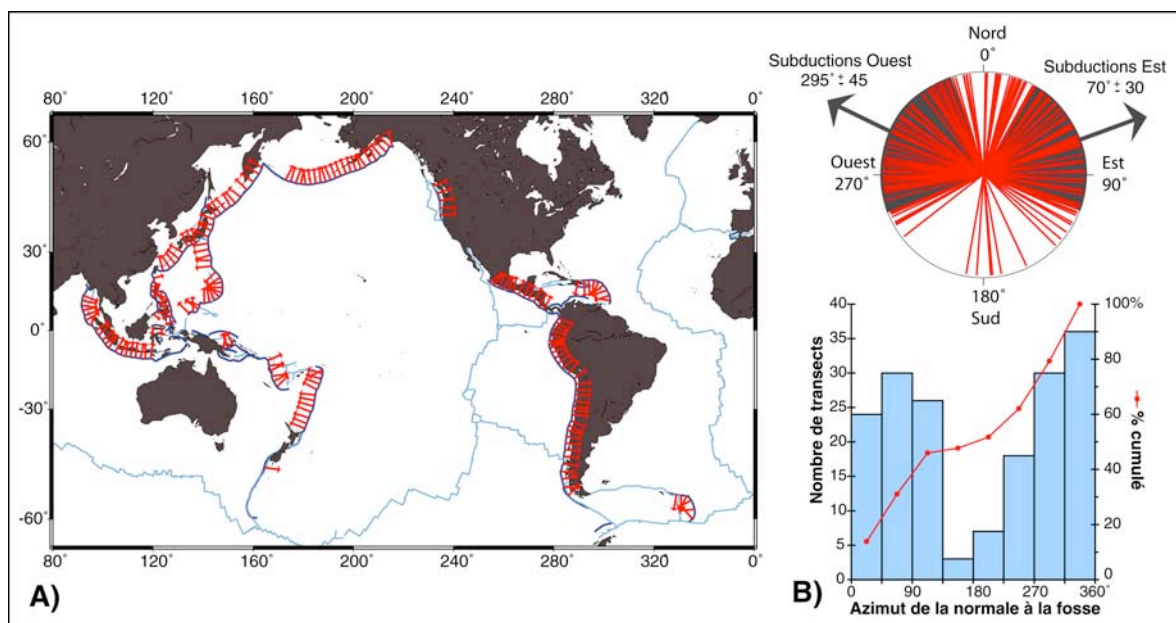


Figure II.29 : Azimut de la normale à la fosse. A) Répartition le long des différentes zones de subduction. B) Histogramme et diagramme en « rose des vents » (chaque trait rouge représente un transect). On peut individualiser deux populations : une population de zones de subduction à vergence Est ($70 \pm 30^\circ$) et une population de zones de subduction à vergence Ouest ($295 \pm 45^\circ$).

3.1.2- Variabilité des plaques mises en jeu : âge de la plaque subduite et nature de la plaque supérieure

L'âge de la plaque subduite est un des paramètres clé de la dynamique des zones de subduction : il contrôle en effet l'épaisseur de la lithosphère subduite, conditionnant ainsi deux des grandes forces des zones de subduction, le slab pull et la résistance au ploiement du slab (voir Chapitre I.2). D'une lithosphère en cours d'accrétion au niveau de la dorsale du

Chili (Point Triple du Chili) à une lithosphère jurassique au Sud des Mariannes, l'âge des plaques qui entrent en subduction le long des différentes fosses est très variable (Figure II.30-A). L'âge moyen est de 62 ± 40 Ma. La distribution (Figure II.30-B) présente un pic dominant, à environ 50 Ma (plus de 60% des plaques qui entrent en subduction ont moins de 60 Ma), et un second à 110 Ma. Le premier pic est essentiellement représenté par des subductions à vergence Est (80% d'entre elles impliquent des plaques plongeantes âgées de moins de 60 Ma) et le second par des subductions à vergence Ouest, même si 48% d'entre elles présentent des plaques subduites de moins de 60 Ma). La raison en est essentiellement géographique et tient à la dissymétrie de l'Océan Pacifique, qui concentre la grande majorité des zones de subduction et dont le plancher est beaucoup plus âgé sur la façade Ouest que sur la façade Est (voir Figure II.30-A).

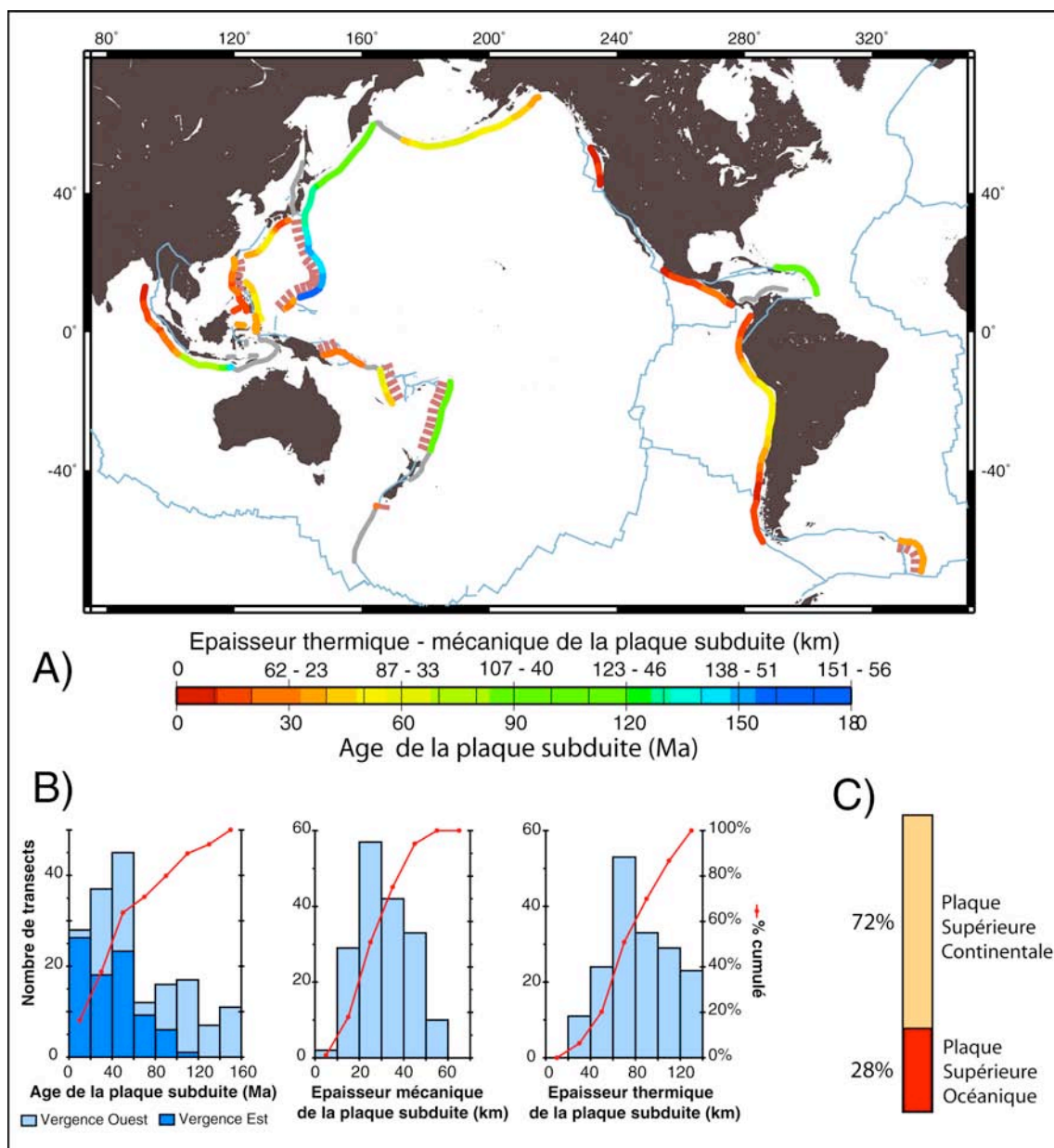


Figure II.30 : Age et épaisseur de la plaque subduite à la fosse (les épaisseurs thermiques et mécaniques à la fosse sont calculées à partir de l'âge de la plaque ; les valeurs correspondantes sont indiquées sur l'échelle de couleur), et nature de la plaque supérieure. A) Répartition le long des différentes fosses. Les plaques supérieures océaniques sont repérées par des tirets rouges. B) Distribution de l'âge de la plaque, de son épaisseur mécanique et de son épaisseur thermique C) Nature de la plaque supérieure, en pourcentage de longueur de fosse.

Les épaisseurs thermiques et mécaniques des plaques à leur entrée en subduction se calculent directement à partir des âges à la fosse (voir la partie 1.2.1 du Chapitre I). L'épaisseur thermique moyenne de la lithosphère entrant en subduction est de 83 ± 29 km. La distribution correspondante (Figure II.30-B) présente un pic unique, à environ 70 km. L'épaisseur mécanique de la plaque avant son entrée en subduction est deux à trois fois moindre. Sa distribution (Figure II.30-B) présente elle aussi un pic unique, à environ 30 km, qui est très proche de la valeur moyenne (31 ± 11 km).

Ces plaques océaniques, d'âges très variés, plongent en grande majorité sous des plaques continentales (Figure II.30-C). Les plaques supérieures océaniques ne représentent en effet que 28% des cas (Izu-Bonin-Mariannes-Palau, des Tonga-Kermadec, des Nouvelles Hébrides, de Nouvelle Bretagne, de Manille, des Sandwich et de Puysegur ; Figure II.30-A). A l'exception de la plaque Pacifique pour la subduction de Puysegur, ce sont toutes des bassins arrière-arc, actifs ou fossiles.

3.1.3- Etat thermique des slabs :

Le paramètre thermique φ du slab (Kirby et al., 1996) permet d'apprécier son état thermique. Il se calcule à partir de l'âge de la plaque en subduction et de sa vitesse verticale $V_{z(n)}$ de descente dans le manteau (voir les parties 1.3.5 et 1.3.6 de ce chapitre) : un slab est d'autant plus chaud que son paramètre thermique est faible. La variabilité de l'âge de la plaque a été décrite dans la partie précédente. Dans cette partie, nous décrivons, dans un premier temps, la variabilité de $V_{z(n)}$ avant de présenter celle de φ .

Variabilité de la vitesse verticale de descente du slab dans le manteau :

A l'exception de la subduction de l'Andaman, ce sont les subductions associées à des ouvertures de bassins marginaux qui présentent les $V_{z(n)}$ les plus rapides (voir les segments de fosse en rouge et orange sur la Figure II.31-A). La distribution (Figure II.31-B) présente un pic unique à environ 30mm/a. La vitesse moyenne de descente du slab est, pour sa part, décalée à $40\text{mm/a} \pm 27$. Il n'existe pas de différence significative entre les vitesses de descente des slabs à vergence Ouest et celles des slabs à vergence Est.

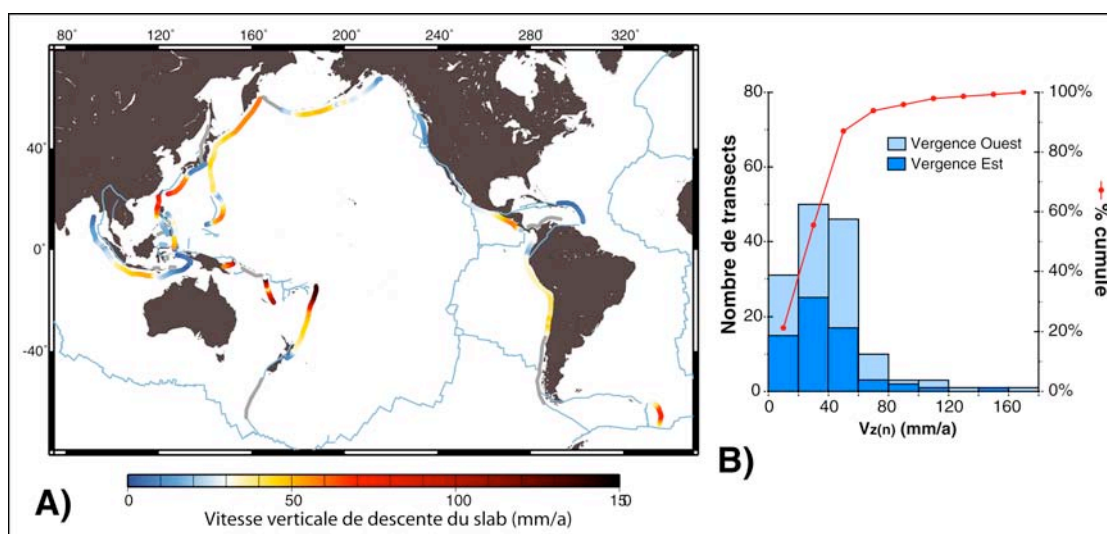


Figure II.31 : Vitesse verticale de descente du slab. A) Répartition le long des fosses. B) Distribution.

Variabilité du paramètre thermique :

90% des transects ont des paramètres thermiques inférieurs à 6000 km (Figure II.32-B). La valeur moyenne du paramètre thermique est de 2800 km, mais l'écart-type est très important (2750 km) du fait de valeurs extrêmes très élevées. Les subductions des Tonga, des Mariannes et des Nouvelles Hébrides (Figure II.32-A), qui allient des slabs âgés à des vitesses de descente rapides, présentent effectivement des paramètres thermiques qui peuvent atteindre jusqu'à 17000 km (Tonga). Ces trois slabs sont les plus froids du globe. Comme pour l'âge de la plaque plongeante, à partir duquel il est calculé, **il existe une certaine relation entre le paramètre thermique et la vergence de la subduction. Les subductions à vergence Est présentent ainsi des slabs chauds (92% d'entre eux sont inférieurs à 4000 km) alors que les slabs froids sont préférentiellement associés à des subductions à vergence Ouest.** Cette relation, qui est là aussi essentiellement le fait de la dissymétrie de l'Océan Pacifique (comparer les paramètres thermiques des façades Est et Ouest-Pacifique, sur la Figure II.32-A), est tout de même à relativiser, compte-tenu des 60% des subductions à vergence Ouest associées à des slabs aux paramètres thermiques inférieurs à 4000 km.

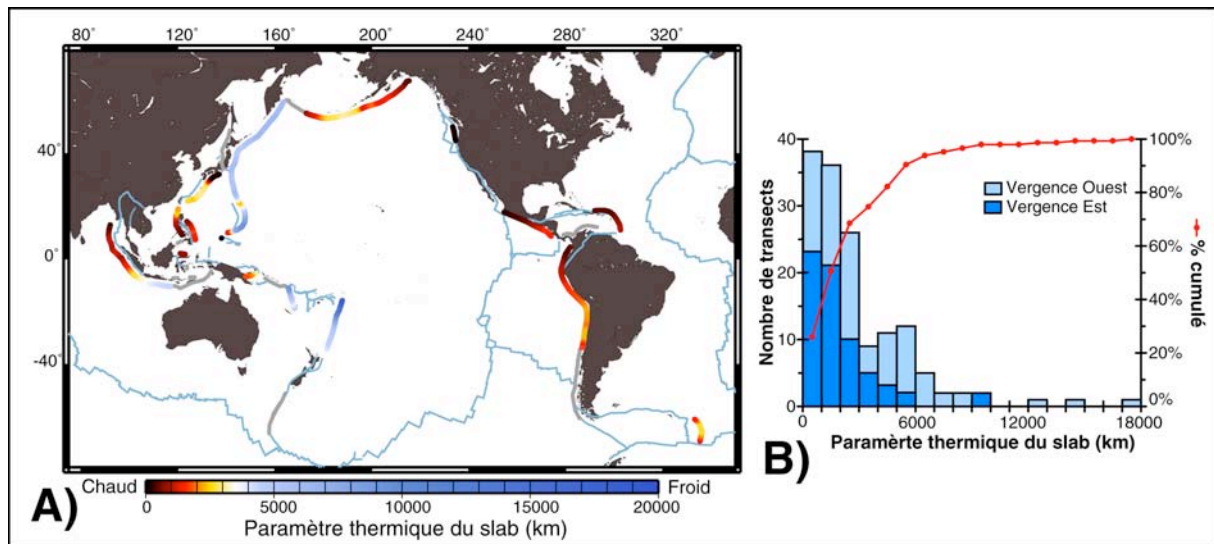


Figure II.32 : Paramètre thermique du slab. A) Répartition le long des fosses. B) Distribution.

3.2- Etat thermique et comportement du slab dans la zone de transition:

Les profondeurs qu'atteignent les slabs nous renseignent sur le stade d'évolution des subductions : les différentes plaques en subduction sont-elles à leur phase de descente dans le manteau supérieur ou bien ont-elles déjà atteint et interagissent avec le manteau inférieur ? À en croire le comportement des analogues (e.g., Funiciello et al., 2003 ; Bellahsen et al., 2005), cette distinction aurait une importance capitale sur la dynamique du slab : au moment où elle atteint le manteau inférieur, plus visqueux et difficile à pénétrer, l'extrémité du slab tend, de manière plus ou moins immédiate, à se déformer et à se plier. La géométrie et la cinématique du slab sont tous deux modifiés par cette réorganisation en profondeur. Les mécanismes et les forces qui contrôlent la dynamique de la subduction sont ainsi susceptibles d'être très différents avant et après que le slab ait interagi avec le manteau inférieur. On prend ainsi soin, lors des différents tests statistiques réalisés, d'individualiser les subductions dont le slab a interagi avec le manteau inférieur. Bien qu'elles soient fondamentales pour une interprétation rigoureuse des différentes observations, et puisqu'elles sont soumises aux imprécisions des données de tomographie sismique, les profondeurs reportées sur la Figure II.33 sont inévitablement entachées d'une part d'incertitude.

La distribution des profondeurs maximales des slabs (Figure II.33-B) est marquée par la limite manteau supérieur / manteau inférieur : à eux seuls les slabs défléchis le long de cette limite cumulent 30% des longueurs de fosses (Type B de Karato et al., 2001). 27% des slabs passent tout de même au-delà (Type A de Karato et al., 2001), jusqu'à des profondeurs qui semblent pouvoir atteindre 1200-1300 km (Kermadec, Indonésie, Pérou-Chili). Les zones de subduction naissante (e.g., Yap, Palau, Puysegur, Philippines, Nankai) ou en propagation en bordure de slab (e.g., Porto-Rico, vers la terminaison Nord de la subduction caraïbe, la terminaison Nord de la subduction indonésienne) représentent 18% des cas, contre 25% pour les subductions plus anciennes, mais dont la partie la plus ancienne et la plus profonde est vraisemblablement détachée du slab actif en surface (Aléoutiennes-Alaska, Amérique Centrale, Cascades, Ryukyu, Kamchatka ; voir la partie 2 de ce chapitre).

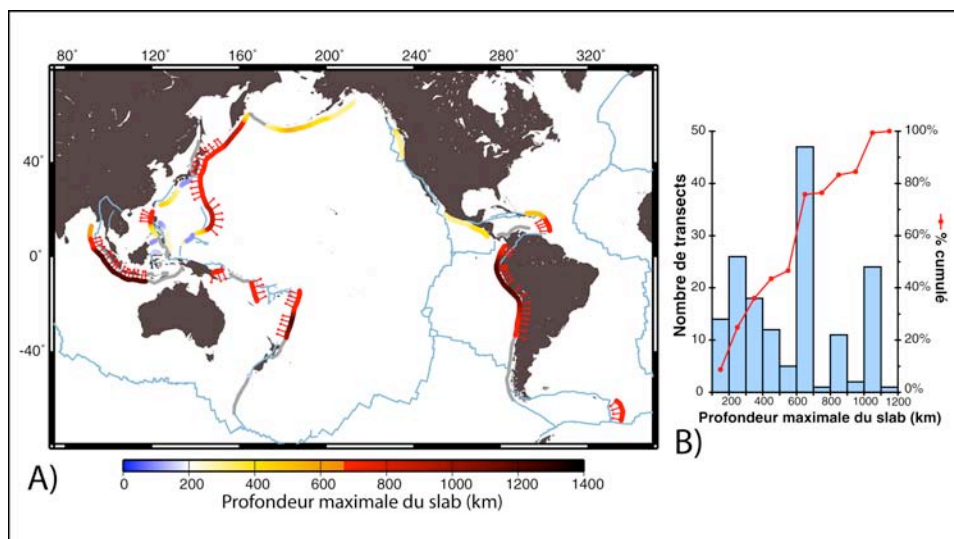


Figure II.33 : Profondeur atteinte par les slabs et sens de déflexion au contact du manteau inférieur. A) Répartition le long des différentes fosses. En rouge, plus ou moins sombre en fonction de la profondeur exacte atteinte par le slab, sont représentées les fosses pour lesquelles les slabs atteignent le manteau inférieur. Les flèches associées symbolisent le sens de déflexion du slab. Parmi ces slabs, seul le slab qui subduit au Nord des Kouriles ne semble pas se défléchir au contact du manteau inférieur. B) Distribution des profondeurs maximales atteintes par le slab.

Deux points particuliers font l'objet de cette partie : (1) déterminer pourquoi certains slabs se défléchissent au contact de la limite manteau supérieur – manteau inférieur, alors que d'autres ne se défléchissent que beaucoup plus profondément, dans le manteau inférieur et (2) déterminer pourquoi il existe parfois des écarts si importants entre la profondeur atteinte par certains slabs et la profondeur maximale de leur sismicité. Nous confirmerons que ces deux caractéristiques sont vraisemblablement sous le contrôle de l'état thermique du slab.

3. 2.1- Pourquoi certains slabs franchissent-ils la discontinuité à 670 km?

Comme l'attestent les mécanismes au foyer des séismes les plus profonds, la limite manteau supérieur/manteau inférieur est associée à un ensemble de forces qui résistent à la descente du slab (e.g., Isacks et Molnar, 1969), et qui peuvent être associées à l'augmentation de la flottabilité du slab engendrée par les transformations de phases qui ont lieu dans la zone de transition et aux alentours de 670 km de profondeur (e.g., Ringwood et Irifune, 1988 ; O'Neill et Jeanloz, 1994 ; Tackley, 1997 ; Schmeling et al., 1999 ; voir les parties 1.1 et 1.2.2 du Chapitre I) et/ou à la brusque augmentation de la viscosité à l'entrée du manteau inférieur (Gurnis et Hager, 1988). Lorsque le slab arrive au contact de la discontinuité à 670 km, il s'opère ainsi une compétition entre ces forces résistantes, qui tendent à plier la lithosphère en subduction, et la rigidité du slab, qui s'oppose à cette flexion. L'équilibre entre ces différentes forces va déterminer l'intensité de la déformation finale, c'est-à-dire si le slab se défléchit ou s'il continue sa descente dans le manteau inférieur. Selon Karato et al. (2001), trois paramètres sont susceptibles de contrôler le comportement du slab à l'approche de la discontinuité à 670 km : l'état thermique du slab, son pendage, et le mouvement de la fosse.

Influence de l'état thermique du slab :

Les modèles analogiques et numériques (e.g., Kincaid et Olson, 1987 ; Houseman et Gubbins, 1997) ont montré l'importance des rapports de densité, mais aussi de viscosité entre la plaque en subduction et le manteau inférieur sur le comportement du slab à l'approche de la discontinuité à 670 km: les slabs denses et exerçant une traction importante d'une part, et, ceux qui sont les plus visqueux et les plus difficiles à déformer d'autre part, sont ceux qui pénètrent le plus facilement dans le manteau inférieur. A supposer que le slab présente des rhéologies (et des densités) relativement constantes avec la profondeur, on s'attend à ce que les slabs les plus jeunes, qui sont plus chauds et donc plus déformables (et moins denses), soient systématiquement défléchis le long de la limite manteau supérieur/manteau inférieur et que ce soient les plus vieux qui pénètrent dans le manteau inférieur. Il n'en est rien: les slabs de la subduction Sud-américaine ont tous moins de 60 Ma (Figure II.33) et pénètrent pour la plupart dans le manteau inférieur (Figure II.33), tandis que ceux de la façade Est-Pacifique, tous âgés de plus de 100 Ma, restent le plus souvent bloqués à hauteur de la limite à 670 km. Les changements de phase qui accompagnent la descente du slab dans le manteau, et plus particulièrement dans la zone de transition, sont susceptibles de modifier la rhéologie du slab (e.g., Kirby et al., 1996 ; Schmeling et al., 1999 ; Karato et al., 2001 ; Cizkova et al., 2002) et d'expliquer ces contradictions apparentes. Ces différentes transformations de phases sont fonction « paramètre thermique » du slab (e.g., Kirby et al., 1996 ; voir aussi la partie 1.2.2 du Chapitre I et les parties 1.3.6 et 3.1.2 du présent chapitre). La Figure II.34 compare les distributions du paramètre thermique des slabs défléchis le long de la discontinuité à 670 km à celui des slabs qui pénètrent dans le manteau inférieur.

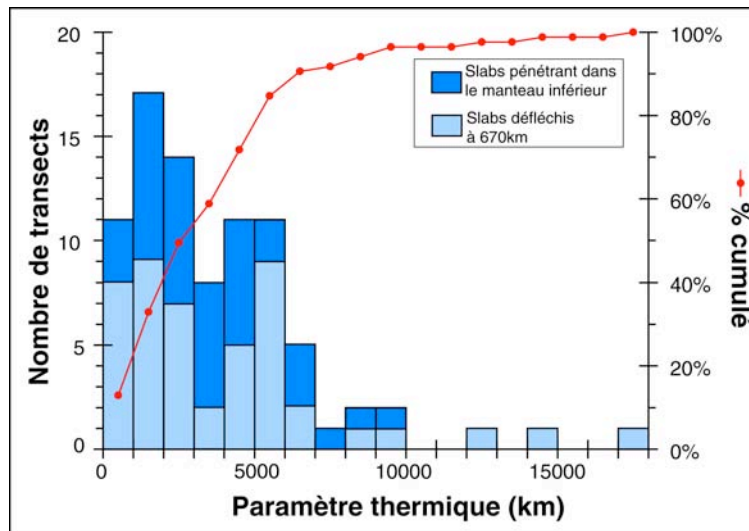


Figure II.34 : Paramètre thermique des slabs défléchis à 670 km et des slabs pénétrant dans le manteau inférieur. Ces derniers ont des paramètres thermiques intermédiaires.

La déformation et la déflexion des slabs à hauteur de la limite à 670 km sont favorisées à la fois par les plus forts et par les plus faibles paramètres thermiques (i.e., respectivement, les slabs les plus chauds et les slabs les plus froids) : la distribution montre effectivement deux pics, l'un à environ 100-1500 km, et l'autre à 5500 km, alors que les paramètres intermédiaires ne sont que très faiblement représentés (Figure II.34). Les slabs qui ne se défléchissent pas le long de la limite manteau supérieur – manteau inférieur (i.e., les plus rigides dans la zone de transition) sont, eux, caractérisés par des paramètres thermiques intermédiaires : la distribution montre un pic unique mais assez large (72% des transects ont des paramètres thermiques compris entre 1000 et 5000 km), pour une moyenne à 3500 ± 2200 km. Karato et al. (2001) identifiaient déjà, parmi les 16 transects de subduction analysés, des slabs de Type A (non défléchis) et à paramètre thermique intermédiaire, et des slabs de Type B (défléchis) et à fort paramètre thermique. Sur la base de nos 85 transects, nous confirmons cette première observation, mais aussi l'existence de slabs de Type B.

« L'effet parachute » (Kirby et al., 1996) associé aux métastabilités de l'olivine et de la ringwoodite, respectivement à l'entrée et à la sortie de la zone de transition, ne peut expliquer une telle distribution des paramètres thermiques. Il prévoit en effet que les slabs les plus facilement défléchis soient ceux qui présentent les paramètres thermiques les plus forts (i.e., les slabs les plus froids). Les modélisations de Schmeling et al. (1999) montraient déjà que les noyaux d'olivine métastable présents dans la zone de transition étaient vraisemblablement trop peu volumineux pour augmenter de façon suffisamment conséquente la flottabilité du slab et inhiber sa descente dans le manteau inférieur. Si on en croit les résultats analytiques de Karato et al. (2001), la déflexion des slabs les plus froids pourrait s'expliquer par une forte diminution de leur rigidité par réduction de la taille des grains d'olivine au moment de leur passage à la structure spinelle. La limite à 670 km agirait ainsi comme un « filtre rhéologique », imperméable aux slabs à faible paramètre thermique, chauds et déformables, et aux slabs à fort paramètre thermique, à la rigidité diminuée par la faible granulométrie des cristaux les constituant. **Seuls les slabs à paramètre thermique intermédiaire, ni trop chauds, ni suffisamment froids pour permettre les diminutions de granulométrie, sont suffisamment rigides pour continuer leur descente dans le manteau inférieur sans se déformer.** La plus grande rigidité des slabs qui pénètrent dans le manteau inférieur a par ailleurs été vérifiée par Widiyantoro et al. (1999) à l'échelle des zones de subduction de l'Ouest-Pacifique par l'analyse de leur structure sismique dans la zone de transition.

Effet du pendage du slab et du mouvement de la fosse :

En accord avec Karato et al. (2001), l'état thermique de la plaque en subduction nous apparaît comme étant le principal facteur à conditionner sa facilité à franchir la limite manteau supérieur – manteau inférieur. Comme l'ont montré un certain nombre d'études locales (e.g., van der Hilst et Seno, 1993, à propos de la subduction Izu-Bonin-Mariannes), analogiques (e.g., Griffiths et al., 1995 ; Guillou-Frotier et al., 1995) et numériques (e.g., Christensen, 1996 ; Olbertz et al., 1997), le mouvement de la fosse est susceptible de favoriser la déflexion de la plaque en subduction, pour peu qu'il soit significativement plus rapide que celui de l'extrémité du slab qui arrive à hauteur du manteau inférieur. Cette influence du mouvement de la fosse n'est cependant pas vérifiée à l'échelle de toutes les zones de subduction (seulement 54% des slabs défléchis à 670 km de profondeur présentent des fosses en retrait, même si parmi elles, on trouve les rollbacks extrêmes des Tongas et des Nouvelles Hébrides ; Figure II.35), à la précaution près que les vitesses NUVEL1A utilisées ici sont des vitesses moyennées sur seulement 5.7Ma, qui ne sont peut-être pas représentatives de toute l'histoire des différentes subductions, et des cinématiques qui ont déterminé le comportement des parties les plus profondes des slabs.

Le comportement du slab au moment où il atteint la limite à 670 km peut également être influencé par son pendage, dans la mesure où des pendages trop forts impliquent une diminution des moments susceptibles de fléchir le slab (Karato et al., 2001). Comme les modèles l'ont d'ailleurs déjà montré (e.g., Kincaid et Olson, 1987 ; Olbertz, 1997), les pendages profonds les plus forts peuvent ainsi favoriser le franchissement de la limite manteau inférieur – manteau supérieur. Là encore, les zones de subduction naturelles ne vérifient pas cette tendance.

Comme l'avaient conclu Karato et al. (2001), il semble bien que l'aptitude du slab à pénétrer dans le manteau inférieur soit largement déterminée par son état thermique et que les autres paramètres, mouvement de la fosse et pendage, n'aient qu'un rôle secondaire.

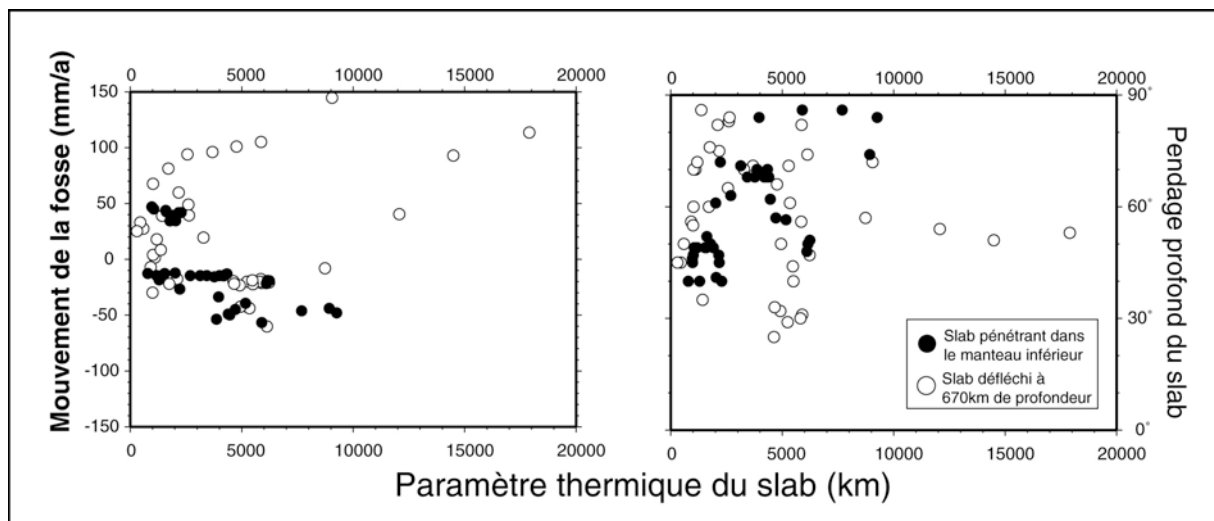


Figure II.35 : Influence du mouvement de la fosse et du pendage du slab sur la faculté de la plaque subduite à franchir la limite manteau supérieur – manteau inférieur.

3.2.1- Pourquoi certains slabs n'expriment-ils pas de sismicité profonde?

Les séismes profonds ont lieu entre 325 km et 690 km de profondeur, avec une concentration maximale entre 500 et 650 km (Kirby et al., 1996), c'est-à-dire à des profondeurs où les conditions de pressions et de températures semblent devoir prévenir tout comportement cassant. Comme le montre la Figure II.36-B, tous les slabs qui atteignent les 500 km de profondeur ne sont cependant pas sismiques (comparer également les Figure II.33-A et 36-A) : pour la moitié d'entre eux, la sismicité prend fin à l'entrée de la zone de transition, à 400 km de profondeur. Cette variabilité a été mise en relation avec l'état thermique du slab (Green et al., 1990; Kirby et al., 1996 ; Stein et Stein, 1996 ; Gorbatov et Kostoglodov, 1997 ; Karato et al., 2001) : la sismicité profonde ne s'exprime que pour des paramètres thermiques φ qui dépassent une certaine valeur critique (i.e., pour des slabs suffisamment froids). Plusieurs modèles ont été proposés pour expliquer l'occurrence de cette sismicité. Tous invoquent les transformations de phases ayant lieu dans la zone de transition : instabilités adiabatiques (e.g., Ogawa, 1987 ; Karato et al., 2001), instabilités « transformationnelles » de noyaux d'olivine métastable (e.g., Green et al., 1990 ; Kirby et al., 1996 ; Stein et Stein, 1996 ; Gorbatov et Kostoglodov, 1997), ou encore instabilités causées par l'amorphisation de minéraux hydratés (Meade et Jeanloz, 1991). Nos observations ne nous permettent pas de discuter ces mécanismes (voir Karato et al., 2001 pour cela). En revanche, elles nous permettent de lever un désaccord qui existe entre différents auteurs sur la valeur du φ critique, estimé à 5000 km par Gorbatov et Kostoglodov (1997), contre seulement 2000 km pour Kirby et al., (1996).

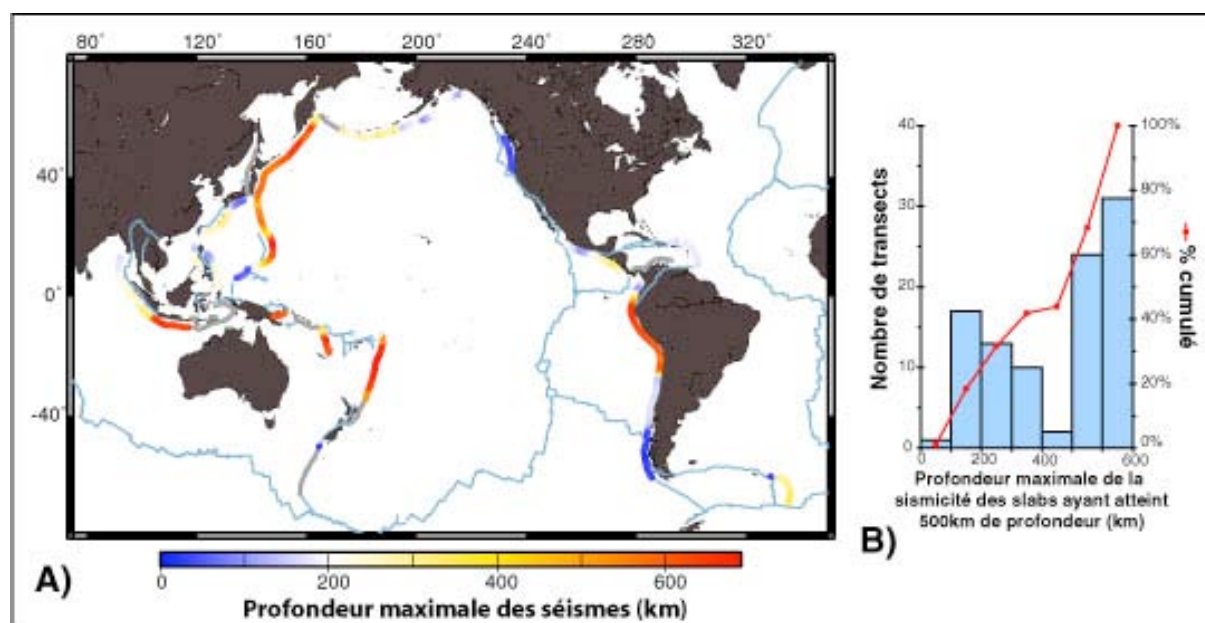


Figure II.36 : Profondeur maximale des séismes. A) Répartition le long des fosses. B) Distribution, pour les slabs ayant atteint 500 km de profondeur.

93% des slabs qui ont un paramètre thermique inférieur à 3000 km ne présentent pas de sismicité profonde (Figure II.37). A l'inverse, plus de 75% des slabs qui ont des paramètres thermiques supérieurs à 3000 km sont sismiques dans la zone de transition. Cette valeur seuil se place ainsi à mi-chemin entre les estimations de Kirby et al. (1996) et de Gorbatov et Kostoglodov (1997). Certains transects de la subduction andine, qui associent faibles paramètres thermiques (inférieurs à 3000 km) et sismicité profonde, font figure d'exception. A l'échelle du slab Sud-américain, la tendance est cependant respectée : c'est bien la portion

du slab la plus froide (i.e., au paramètre thermique le plus élevé) qui présente une sismicité profonde (comparer les Figure II.33-A et 36-A). Il est possible que cette exception soit le fait du mésestimation du paramètre thermique (il est calculé d'après l'âge du slab à la fosse, qui est peut-être, dans le cas de cette subduction, trop différent de l'âge moyen).

Nous confirmons ainsi, sur la base de 98 mesures, l'influence de l'état thermique du slab sur l'expression d'une sismicité profonde : pour être sismique dans la zone de transition, un slab doit être suffisamment froid (i.e., son paramètre thermique doit être supérieur à 3000 km).

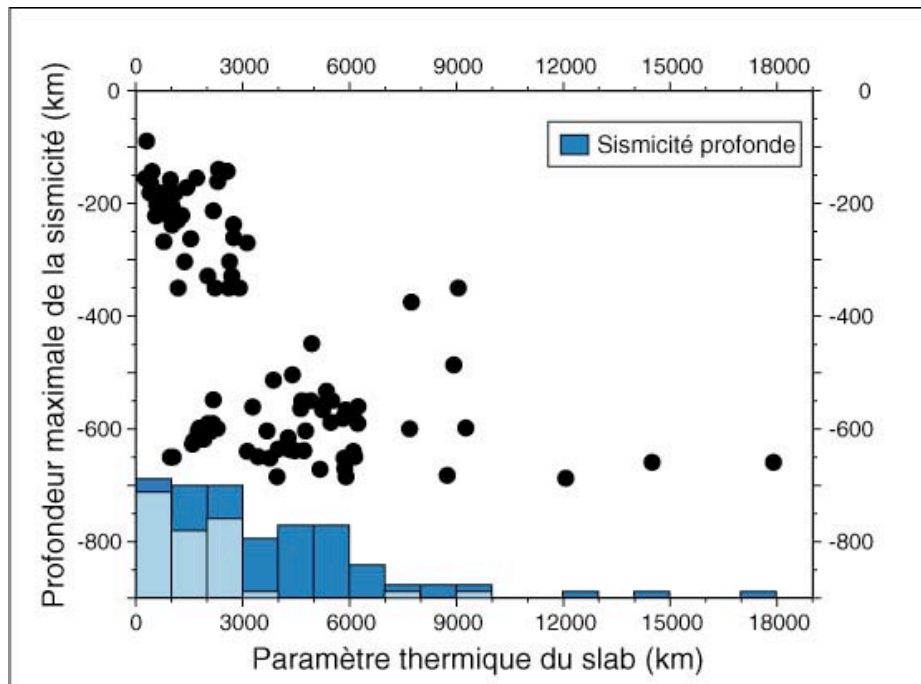


Figure II.37 : Relation entre sismicité profonde et état thermique du slab (tous les slabs ont au moins atteint les 500 km de profondeur). La sismicité profonde (sur le graphe, on a choisi une profondeur limite à 400 km) s'exprime pour des paramètres thermiques supérieurs à 3000 km.

3.3- Mouvements des plaques, migration de la fosse et déformation de la plaque supérieure :

La variabilité des mouvements des différentes plaques impliquées dans les zones de subduction, mais également celles du régime tectonique de la plaque supérieure et des migrations de la fosse font l'objet de cette partie. Nous chercherons notamment à savoir : (1) s'il existe des lois statistiques qui permettent de prédire la cinématique des différentes plaques (e.g., Otsuki et al., 1989), et en particulier, dans quelle mesure les caractéristiques du slab (âge, degré d'endommagement du noyau élastique) peuvent expliquer ces mouvements (e.g., Carlson et al., 1983 ; Carlson, 1995 ; Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2002) ; (2) comment migrent les fosses (existe-t-il un retrait général des fosses qui augmente avec l'âge de la plaque subduite [Garfunkel et al., 1986] ou bien sont-elles fixes [Uyeda et Kanamori, 1979] ?) et quelles sont les forces qui contrôlent ces mouvements (slab pull, force d'ancrage du slab...) ? ; (3) quels sont les paramètres qui contrôlent le régime tectonique de la plaque supérieure ?

3.3.1- De l'obliquité de la convergence :

Au niveau des zones de subduction (Figure II.38-A), plaque supérieure et plaque subduite convergent à une vitesse V_c dont l'obliquité est extrêmement variable d'un slab à l'autre (comparer par exemple la fosse des Mariannes dont l'obliquité de la convergence atteint par endroit les 90° , à celle des Tonga, dont l'obliquité de la convergence reste inférieure à environ 15°), mais surtout, latéralement, le long d'un même slab (la fosse des Mariannes en est l'exemple le plus frappant : d'une vingtaine de degrés en son centre, elle passe à presque 90° d'obliquité au Nord et au Sud, et ce, en quelques centaines de kilomètres seulement). L'histogramme correspondant (Figure II.38-B) montre une distribution de type log-normale dont l'unique pic avoisine les 15° d'obliquité. La moyenne est un peu décalée à $27 \pm 22^\circ$.

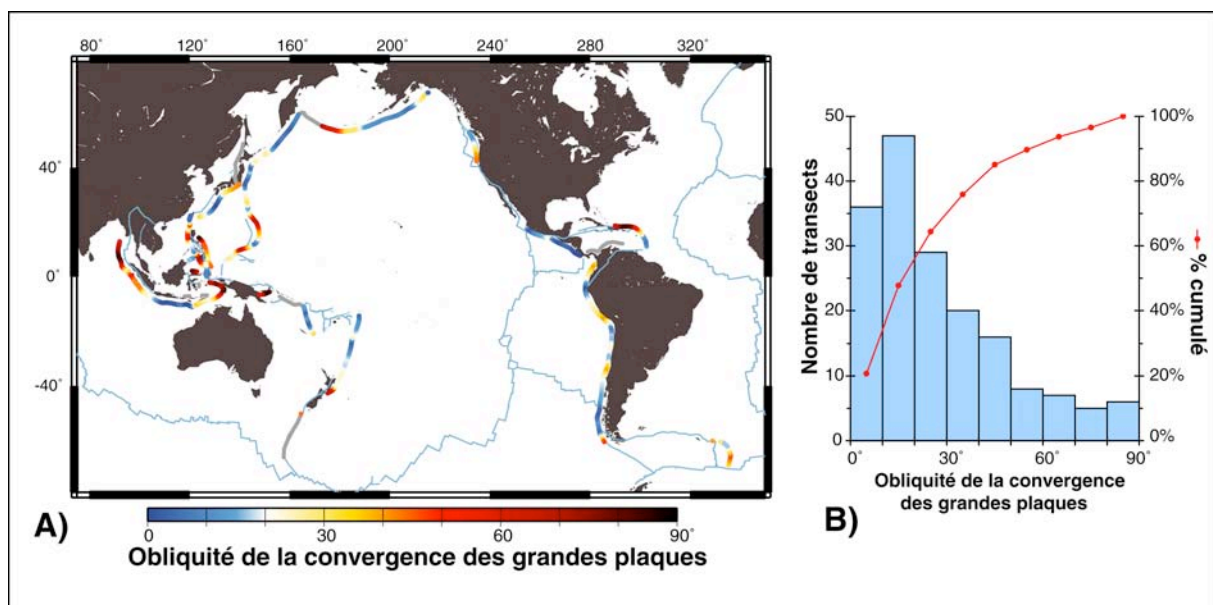


Figure II.38 : Obliquité de la convergence V_c des grandes plaques. A) Carte. B) Histogramme : la distribution est de type log-normale. Elle présente un mode unique à environ 15° d'obliquité. L'obliquité moyenne est légèrement décalée à $27 \pm 22^\circ$.

A l'échelle plus locale de la convergence entre arc et plaque subduite (ou « vitesse d'entrée en subduction de la plaque plongeante » ; voir la section 1.3.5 du présent chapitre), l'obliquité est diminuée sur un certain de zones de subduction (notamment les zones associées à l'ouverture de bassins marginaux ; comparer par exemple les segments des Mariannes, d'Andaman, de Nouvelle Bretagne, ou des Ryukyu des Figure II.38-A et II.39-A) grâce à la prise en compte des déformations arrière-arc, mais elle reste forte en moyenne. La distribution est toujours log-normale (Figure II.39-B), mais globalement plus concentrée vers les faibles obliquités (près de 75% des transects échantillonnés présentent des obliquités de subduction inférieures à 30°, contre environ 60% pour l'obliquité de convergence). Le mode se localise toujours aux alentours de 15°, mais la moyenne descend à $24 \pm 19^\circ$.

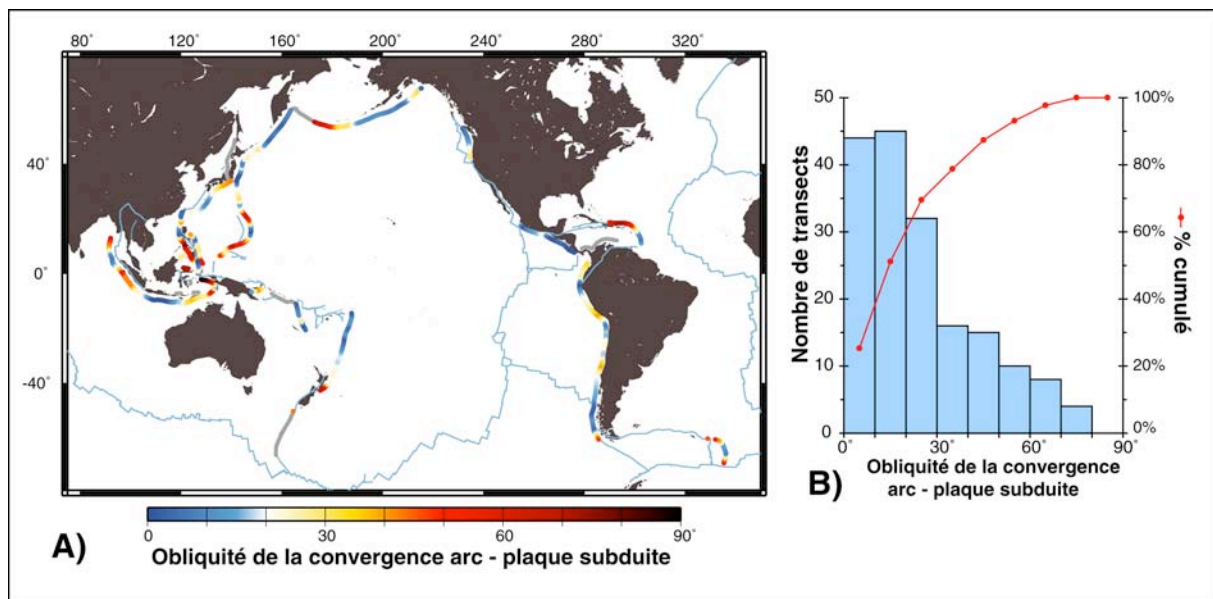


Figure II.39 : Obliquité de la convergence entre l'arc et la plaque subduite. A) Variabilité le long des fosses. B) Distribution : la distribution est de type log-normale. Elle présente un mode unique à environ 15° d'obliquité. L'obliquité moyenne est légèrement décalée à $24^\circ \pm 19$.

D'un slab à l'autre ou latéralement, le long d'un même slab, l'obliquité de la convergence peut-être très variable. La plupart des paramètres mesurés (vitesses, pendages...) sont cependant rapportés à une direction de référence, à savoir, celle de la normale à la fosse. Les différentes problématiques abordées sont donc considérées comme bidimensionnelles, ce qui, au regard des obliquités parfois atteintes sur certains slabs, constitue une des limitations principales de notre approche statistique. Par exemple, avec le régime tectonique de la plaque supérieure, nous ne nous intéressons qu'à la composante normale à la fosse de la déformation et pas aux processus tridimensionnels associés à la partition de la convergence.

3.3.2- Mouvements absolus des grandes plaques et lois de convergence :

La tectonique des plaques est généralement interprétée comme étant l'expression de surface de la convection mantellique (Turcotte et Oxburgh, 1967). Cette convection serait elle-même animée par la descente des lourds panneaux de lithosphère océanique subduite au sein du manteau (e.g., Hager, 1984) qui sont les hétérogénéités de densité les plus visibles au sein du manteau (e.g., Bijwaard, 1999). En définitive, c'est la traction exercée par les slabs sur les plaques auxquelles ils sont attachés qui serait à l'origine de la tectonique des plaques (e.g., Forsyth et Uyeda, 1975 ; Becker et O'Connell, 2001). Des relations sont ainsi à rechercher

entre le mouvement des plaques subduites et les caractéristiques du slab, notamment son âge/son épaisseur (Carlson et al., 1983 ; Carlson, 1995) et son rayon de courbure (Conrad et Hager, 1999 ; Conrad et Hager, 2001 ; Bellahsen et al., 2005). En fait, le slab ne doit pas nécessairement être mécaniquement relié aux plaques pour les mettre en mouvement (Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2002). Il peut le faire indirectement, par le biais des flux qu'il engendre dans le manteau lors de sa descente (cet effet est qualifié de « slab suction » par Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2002). Les deux grandes plaques, plaque subduite et plaque supérieure, sont ainsi susceptibles d'être mises en mouvement par le slab (Turcotte et Oxburgh, 1967). Existe-t-il effectivement, dans les zones de subduction actuelles, des lois statistiques qui tendraient à démontrer la dépendance du mouvement des deux plaques aux caractéristiques du slab ? Le Tableau II.1 présente les coefficients de corrélations observées entre le mouvement absolu de la plaque subduite $V_{sub(n)}$, de la plaque supérieure $V_{sup(n)}$, de la vitesse de convergence des grandes plaques $V_{c(n)}$ et une série de variables explicatives. Après une description de la variabilité des mouvements absolus et relatifs des grandes plaques, nous examinerons les implications des interrelations mises en évidence dans ce tableau (corrélations surlignées de rouge) entre $V_{sub(n)}$, $V_{sup(n)}$, et l'âge du slab à la fosse.

	$V_{sub(n)}$	$V_{sup(n)}$	$V_{c(n)}$	RTPS	R_c	α_σ	α_π	P_{max}	Age	φ	$\%h_m$
$V_{sub(n)}$	1	-0.71	0.28	-0.07	0.01	-0.12	-0.15	0.14	0.64	0.65	-0.31
$V_{sup(n)}$		1	0.45	0.44	0.05	-0.13	-0.19	-0.15	-0.61	-0.37	0.30
$V_{c(n)}$			1	0.54	0.11	-0.35	-0.49	0.02	0.00	0.34	0.03

Tableau II.1 : Coefficients de corrélation R des composantes normales à la fosse des mouvements absolus de la plaque subduite ($V_{sub(n)}$), de la plaque supérieure ($V_{sup(n)}$), et de la vitesse de convergence des grandes plaques ($V_{c(n)}$) avec le régime tectonique de la plaque supérieure (RTPS), le rayon de courbure du slab (R_c), ses pendages superficiel et profond (α_s et α_p), son âge à la fosse (Age), son paramètre thermique (φ) et le degré d'endommagement du noyau élastique du slab après ploiement ($\%h_m$). Les meilleures corrélations sont surlignées de rouge et sont pour la plupart détaillées par la suite. Les coefficients de corrélation sont calculés sur la base d'un total des 104 points d'échantillonnage pour lesquels la mesure simultanée de l'ensemble de ces paramètres a été possible. Lorsque les différentes corrélations seront considérées individuellement, le nombre de mesures considérées et le coefficient de corrélation peuvent ainsi différer un peu de ceux présentés dans ce tableau.

Mouvement absolu de la plaque subduite :

92% des plaques subduites ont un mouvement dirigé vers la fosse (voir Figure II.40). La subduction est permise pour les 8% restants (plaque indienne, en subduction sous l'Andaman, et plaque Antarctique, en subduction sous l'Amérique du Sud, à hauteur de la Patagonie ; Figure II.40-A) par des mouvements suffisants de la plaque supérieure vers la fosse et/ou des extensions arrière-arc. La distribution de V_{sub} est bimodale (voir Figure II.40-B), avec un premier pic aux alentours de 40mm/a et un second, d'amplitude équivalente, aux alentours de 110 mm/a. La vitesse moyenne est à 60 ± 23 mm/a. Les deux populations qui s'individualisent correspondent respectivement aux subductions à vergence Est, dont les plaques subduites sont plus lentes (90% d'entre elles ont des vitesses inférieures à 75 mm/a) que celles des subductions à vergence Ouest (85% d'entre elles ont des vitesses supérieures à 50 mm/a). La distribution de la composante normale à la fosse $V_{sub(n)}$ ne montre, elle, plus qu'un pic unique, à environ 40mm/a et une moyenne à 50 ± 37 mm/a (Figure II.44).

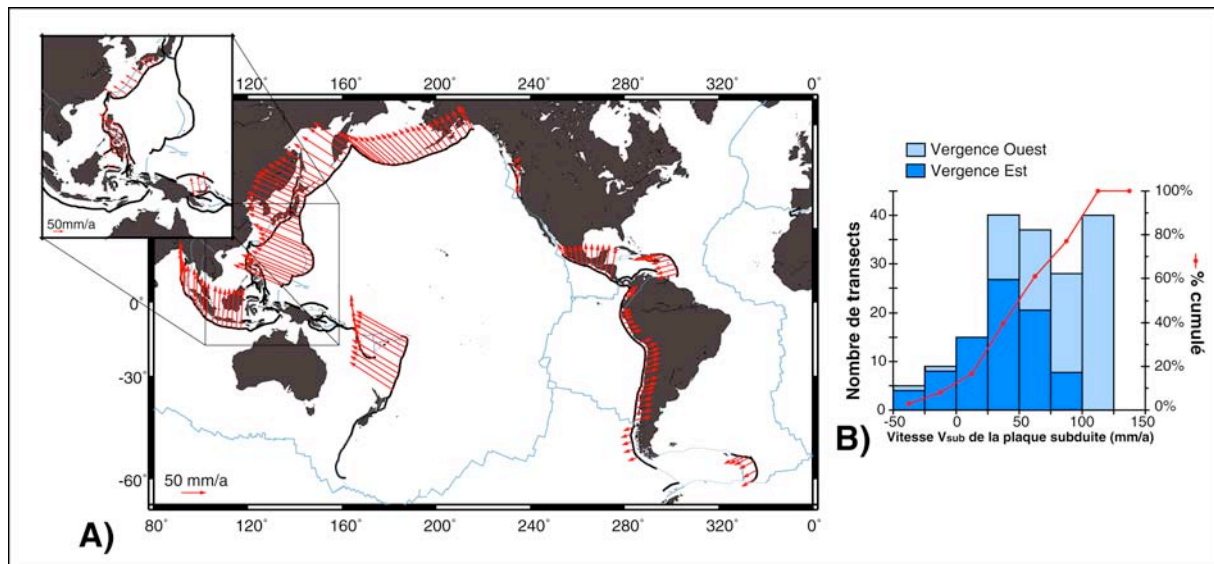


Figure II.40 : Mouvement absolu de la plaque subduite. A) Répartition le long des différentes fosses. B) Distribution.

Mouvement absolu de la plaque supérieure :

Les plaques supérieures ont des mouvements qui peuvent être très variables d'une zone de subduction à l'autre (Figure II.41-A), mais limités pour environ 80% d'entre elles à ± 50 mm/a (Figure II.41-B). A l'image de la plaque Philippine, à laquelle sont associées les valeurs les plus extrêmes (avancée de plus de 100 mm/a vers la fosse de Manille et retrait équivalent vers celles de Yap et Palau), les plaques océaniques sont plus rapides (moyenne à -48 mm/a) que les plaques qui portent de grands continents (e.g., Amérique du Nord, Eurasie ; moyenne à 8 mm/a). Ces dernières sont probablement ralenties par l'interaction du manteau avec la « quille » que constituent la racine profonde des grands boucliers (e.g., Bokelmann, 2000). La distribution (Figure II.41-B) montre que, bien que généralement associées à de faibles vitesses (plus de la moitié des plaques supérieures en retrait ont des vitesses comprises entre 0 et -25 mm/a et sont donc presque stationnaires), les plaques supérieures en retrait sont légèrement dominantes (60% des points de fosse échantillonnés). Le pic associé aux plaques supérieures en avancée est pour sa part à environ 40 mm/a.

Il existe une orientation préférentielle du mouvement des plaques supérieures, vers l'Ouest (l'azimut moyen du mouvement de la plaque supérieure est à $291 \pm 40^\circ$; Figure II.41-C), qui s'explique par une rotation globale de la lithosphère de $+0.44 \text{ deg Ma}^{-1}$ par rapport aux points chauds du référentiel HS3-NUVEL1A (Gripp et Gordon, 2002). Cette caractéristique n'est pas sans lien avec la structure bimodale de la distribution des V_{sup} : **90% des plaques supérieures en retrait sont associées à des zones de subduction à vergence Ouest et 80% des plaques supérieures en avancée à des subductions à vergence Est** (Figure II.41-B). La distribution de la composante normale à la fosse $V_{sup(n)}$ montre toujours deux pics (Figure II.44).

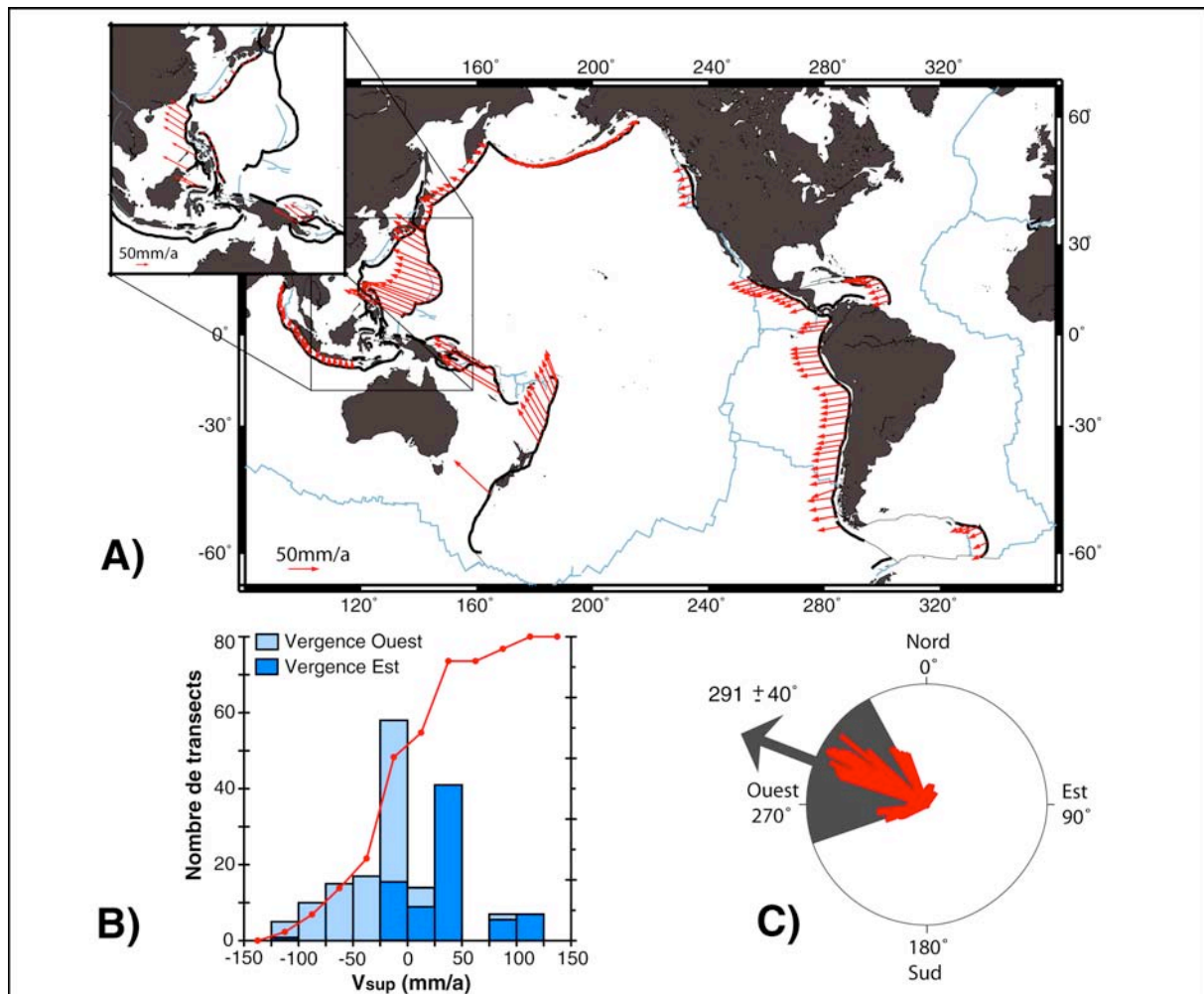


Figure II.41 : Mouvement absolu de la plaque supérieure. A) Variabilité le long des différentes fosses. B) Distribution des vitesses V_{sup} de la plaque subduite. Les plaques supérieures en retrait sont associées à des subductions à vergence Ouest et les plaques supérieures en avancée à des subductions à vergence Est. C) Diagramme en « rose des vents » montrant l'orientation préférentielle, vers l'Ouest, des mouvements des plaques supérieures. Les azimuts des mouvements sont pondérés par la vitesse V_{sup} de la plaque : les plaques les plus rapides ont des azimuts proches de l'azimut moyen, à 290° .

Vitesse de convergence des grandes plaques :

La carte de la Figure II.42-A montre les vitesses de convergence V_c des grandes plaques le long des différentes zones de subduction océanique qui couvrent le globe. La distribution des vitesses de convergence (Figure II.42-B) présente un pic largement dominant à 70 mm/a, et un pic secondaire, à environ 10mm/a. La moyenne des convergences est à 58 ± 30 mm/a. Contrairement aux distributions de V_{sub} et V_{sup} , ces deux pics ne différencient pas les subductions à vergence Est des subductions à vergence Ouest. Les pics de ces deux sous-populations se confondent avec le pic principal de la distribution totale, à 70mm/a. Les convergences négatives observées en Andaman ne signifient pas qu'il y a éduction (Nakamura *et al.*, 1984) de la plaque indienne à cet endroit. En réalité, l'entrée en subduction de cette plaque est assurée par l'ouverture du bassin arrière-arc (Vigny *et al.*, 2003). La distribution des composantes normales à la fosse $V_{c(n)}$ est similaire (Figure II.44), avec une vitesse moyenne de à 50 ± 28 mm/a.

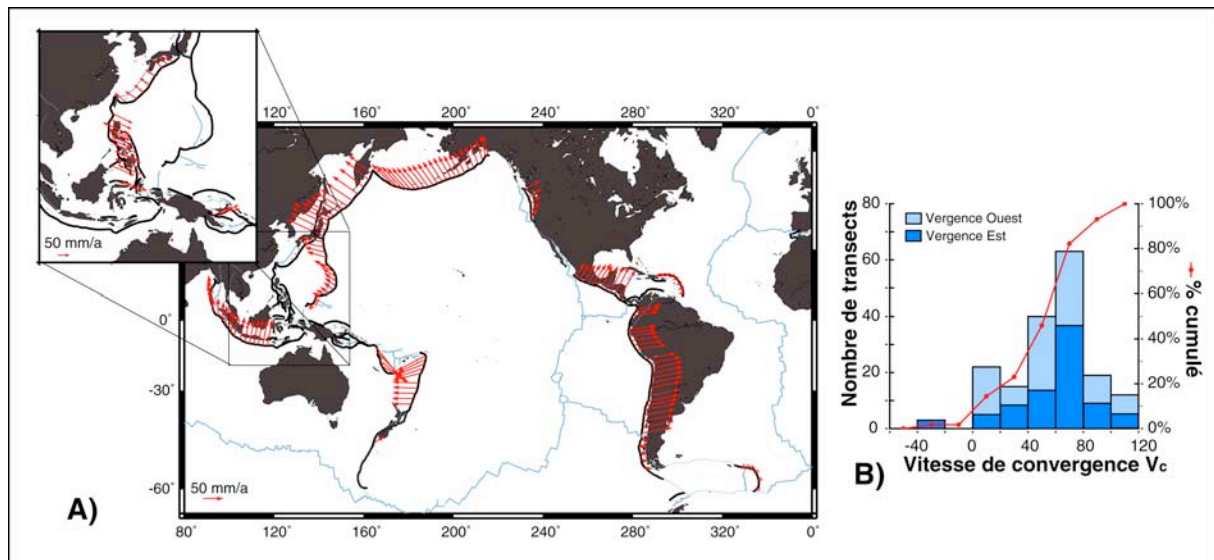


Figure II.42 : Vitesse de convergence des grandes plaques. A) Carte. B) Distribution des vitesses de convergence V_c .

Relations entre le mouvement absolu des grandes plaques et l'âge du slab :

Entre toutes les variables explicatives testées, c'est l'âge du slab qui se corrèle le mieux avec le mouvement absolu de la plaque subduite et celui de la plaque supérieure (Tableau II.1) : en même temps que l'âge augmente, $V_{sub(n)}$ augmente et $V_{sup(n)}$ diminue (Figure II.43). Les coefficients de corrélation sont meilleurs lorsqu'on ne considère que les slabs qui atteignent le manteau inférieur. Pour $V_{sup(n)}$, il est alors de -0.66 contre -0.60 lorsque toutes les mesures sont prises en compte. Pour $V_{sub(n)}$, il passe de -0.77 à -0.60 si on considère l'ensemble des mesures.

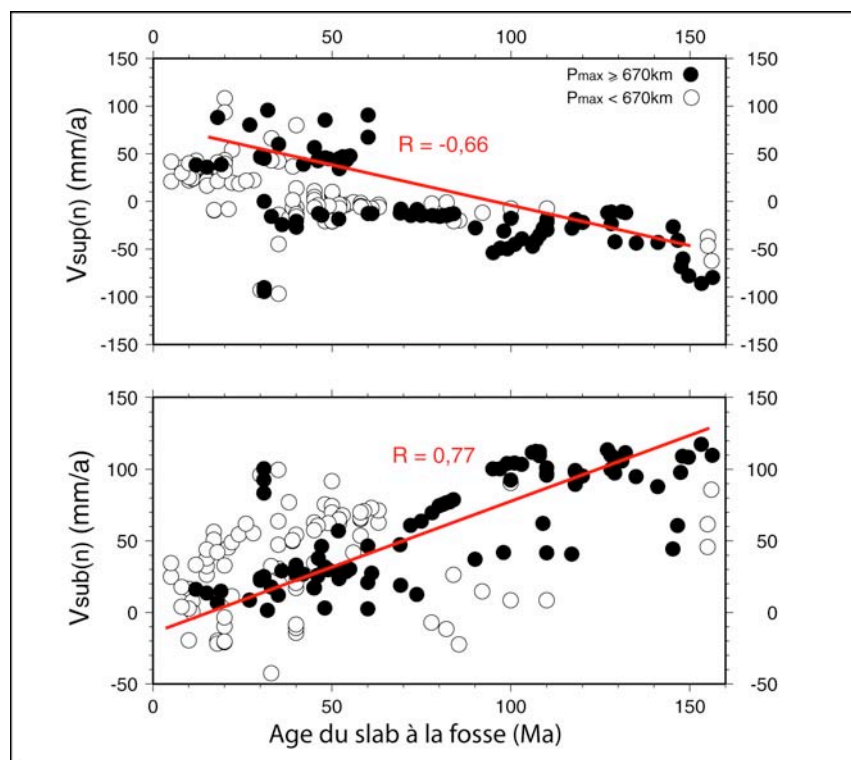


Figure II.43 : Relations entre $V_{sub(n)}$ et l'âge du slab à la fosse, et entre $V_{sup(n)}$ et l'âge à la fosse. Les coefficients et droites de régression qui sont donnés sont ceux des slabs qui ont atteint la discontinuité à 670 km.

La Figure II.44 met en lumière la relation qui lie le mouvement de la plaque supérieure à celui de la plaque subduite : les plaques supérieures avancent d'autant plus vite vers la fosse que le mouvement de la plaque subduite est lent, et, inversement, le retrait de la plaque supérieure est d'autant plus rapide que le mouvement de la plaque subduite est rapide. Là aussi, le coefficient de corrélation est légèrement amélioré : de -0.73, il passe à -0.78 si on ne prend que les slabs ayant atteint le manteau inférieur en compte. L'équation de la droite correspondante donne : $V_{sup(n)} = -0.93 V_{sub(n)} + 51$, qui se simplifie en $V_{sup(n)} + V_{sub(n)} = 51$, ou encore $V_{c(n)} \sim 50$ mm/a. Cette équation suggère ainsi que les mouvements des deux plaques ne se combinent pas aléatoirement, mais de manière à engendrer des vitesses de convergence de l'ordre de 50 mm/a (rappelons ici que la moyenne des $V_{c(n)}$ est justement à 50 ± 28 mm/a). C'est cet équilibre entre le mouvement de la plaque subduite et celui de la plaque supérieure pour engendrer des convergences moyenne de 50mm/a que nous appelons « loi de convergence des grandes plaques ».

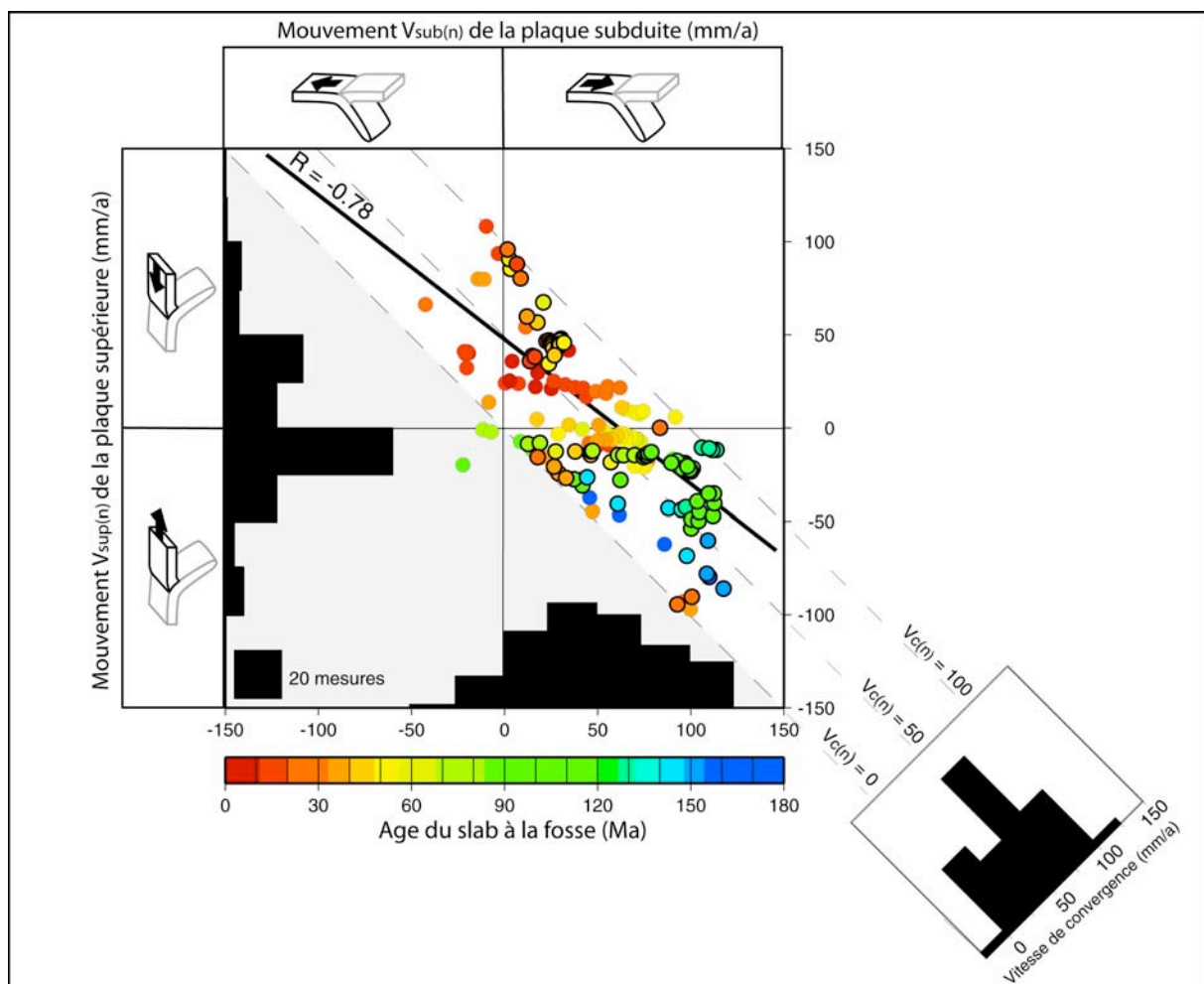


Figure II.44 : Interrelations entre le mouvement absolu de la plaque subduite $V_{sub(n)}$, le mouvement absolu de la plaque supérieure $V_{sup(n)}$ et l'âge du slab à la fosse. Les distributions des deux mouvements sont représentées sur les axes correspondants. Celle de la composante normale à la fosse de la convergence des deux plaques, $V_{c(n)}$, la somme du mouvement des deux plaques, est également représentée. Les subductions dont le slab atteint la discontinuité à 670 km sont représentées par des cercles au pourtour épais et noir. Celles dont le slab n'a pas atteint cette profondeur sont représentées par des cercles aux contours fins. Le coefficient de corrélation qui est donné concerne la première catégorie de slabs.

Les corrélations entre l'âge du slab à la fosse et $V_{sup(n)}$ et $V_{sub(n)}$ étant toutes deux assez fortes (Figure II.43), ce paramètre ne se distribue pas de manière aléatoire dans l'espace $[V_{sup(n)} / V_{sub(n)}]$ de la Figure II.44. Globalement, la plaque subduite est d'autant plus rapide et

la plaque supérieure s'éloigne d'autant plus rapidement de la fosse que le slab est âgé. Il existe même un âge limite assez net de 60-70 Ma en dessous duquel aucune plaque supérieure en retrait n'est plus observée.

Existe-t-il une explication mécanique à « la loi de convergence des grandes plaques » ? :

Le mouvement des plaques subduites est systématiquement orienté vers la fosse. Les plaques supérieures, elles, en proportions équivalentes, s'éloignent ou se déplacent vers la fosse. Ces mouvements (respectivement $V_{\text{sub}(n)}$ et $V_{\text{sup}(n)}$) ne se combinent pas aléatoirement entre eux et avec l'âge du slab et la vergence de la subduction. Les plaques subduites les plus rapides, pour la plupart à vergence Ouest et âgées de plus de 70Ma, sont préférentiellement associées à des plaques supérieures en retrait, et inversement pour les plaques subduites les plus lentes (Figure II.45). Il en résulte que, quelle que soit l'orientation du mouvement de la plaque supérieure, les deux plaques convergent à des vitesses de l'ordre de 50mm/a : $V_{c(n)} = V_{\text{sub}(n)} + V_{\text{sup}(n)} \sim 50 \text{ mm/a}$ (« lois de convergence des grandes plaques »).

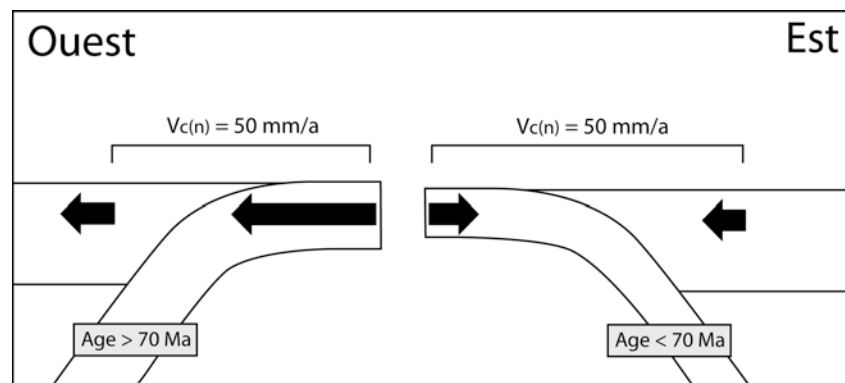


Figure II.45 : Schéma synthétique des interrelations observées entre les mouvements absolus des grandes plaques, l'âge du slab à la fosse et la vergence de la subduction.

Existe-t-il un mécanisme qui puisse expliquer les différentes tendances observées ou s'agit-il d'un simple artefact d'échantillonnage ? Les différents coefficients de corrélation mesurés, bien que figurant parmi les meilleurs de toute cette analyse, ne sont pas totalement déterminants, d'un point de vue strictement statistique. La plupart des ces relations pourraient effectivement en grande partie résulter d'un biais géographique et s'expliquer par la prédominance des subductions circum-Pacifique et la dérive globale de la lithosphère vers l'Ouest par rapport au référentiel point chaud utilisé (Gripp et Gordon, 2002). Une grande majorité des zones de subduction qui couvrent le globe se localisent effectivement autour de l'Océan Pacifique, qui est dissymétrique : les plaques qui entrent en subduction à l'Ouest du Pacifique sont nettement plus âgées que celles qui entrent en subduction à l'Est (voir la partie 3.1.2 de ce chapitre). Dans le même temps, comme la lithosphère a tendance à se déplacer vers l'Ouest, les subductions de la façade Ouest sont associées à des plaques en retrait (Mariannes-Kamchatka et Tonga-Kermadec), et les subductions de la façade Est à des plaques en avancée vers la fosse (Cascades, Amérique Centrale et Amérique du Sud). Il n'en est pas moins vrai qu'à l'exception des Nouvelles Hébrides, les autres zones de subduction perturbent peu la tendance générale. Ainsi, à l'inverse de Jarrard (1986) qui attribue la relation $V_{\text{sup}(n)} / \text{âge du slab}$ à un biais d'échantillonnage et n'en discute pas les possibles implications, on peut confronter ces différentes observations aux différents mécanismes susceptibles de les expliquer.

L'augmentation de la vitesse de la plaque subduite avec l'âge du slab a depuis longtemps été mise en relation avec l'augmentation du slab pull qui accompagne l'épaississement des plaques océaniques avec le temps (Carlson et al., 1983 ; Carlson, 1995) : plus le slab est âgé et épais, plus il tire sur la plaque à laquelle il est attaché, et plus celle-ci se déplace rapidement. Conrad et Lithgow-Bertelloni (2002) ont montré que le slab n'avait en fait pas besoin d'être attaché à la plaque pour la mettre en mouvement. Il peut le faire indirectement, par le biais du manteau qu'il entraîne avec lui pendant sa descente vers les profondeurs de la Terre (effet de « suction du slab »). Dans la relation que nous observons, l'âge du slab et son épaisseur ne représentent ainsi qu'un potentiel de mise en mouvement de la plaque, sans qu'il soit possible de déterminer si le mécanisme effectif est bien la traction directe du slab sur la plaque ou si le slab est plus ou moins déconnecté de la plaque et la traction prise en charge, pour tout ou partie, par le manteau et « l'effet de suction ». Conrad et Lithgow-Bertelloni (2002) ont par contre montré que le degré de connexion du slab déterminait le sens du mouvement de la plaque supérieure : lorsque c'est l'effet de suction qui domine et que le slab est déconnecté de la plaque subduite, la plaque supérieure tend à être entraînée vers la fosse, alors que lorsqu'il est connecté et que la traction directe de la plaque subduite domine, la plaque supérieure tend à s'éloigner de la fosse. Les 40% de plaques supérieures qui se déplacent vers la fosse seraient ainsi associés à des slabs fortement détachés de la plaque subduite. C'est également ce que peut laisser supposer l'âge des plaques subduites associées. A la fosse, toutes ont moins de 60 Ma (Figure II.44). Le noyau élastique est peu épais et ainsi plus facile à endommager au fur et à mesure de la descente de la plaque et de l'augmentation de sa courbure, par rapport aux plaques plus âgées qui sont associées aux plaques supérieures en retrait (Figure II.44). Les plus fortes courbures et les plus forts endommagements de la charnière sont-ils cependant bien associés aux plaques supérieures qui se déplacent vers la fosse ? Sous certaines conditions, on peut déduire l'épaisseur résiduelle du noyau élastique du slab (rhéologie élastique – parfaitement plastique de la plaque; Turcotte et Schubert, 1982), après qu'il se soit plié, du rayon de courbure qu'il adopte (voir les parties 2.2.1 du Chapitre I et 1.3.6 du présent chapitre).

La Figure II.46-A représente les variations, le long des différentes fosses qui couvrent le globe, du degré d'endommagement du noyau élastique du slab qui en accompagne le ploiement dans les premières centaines de kilomètres de sa descente dans le manteau. Tous présentent des courbures telles que le seuil de plasticité est largement dépassé. Alors qu'elle peut atteindre les 60 km à la fosse, l'épaisseur du noyau élastique ne dépassent plus les 20 km après que le slab se soit plié (comparer les Figure II.46-B et II.30-B). Ainsi, près de 90% des épaisseurs élastiques sont inférieures à 10 km (moyenne à 6 ± 3 km). L'importance des courbures imposées aux slabs, et des moments fléchissant associés, réduit le noyau élastique de la majeure partie d'entre eux à environ 15% de son épaisseur initiale (moyenne à $20 \pm 16\%$). Les slabs les plus endommagés sont ceux des Mariannes, des Nouvelles Hébrides, des Tonga, et des Philippines dont le noyau élastique est réduit à moins de 5% de son épaisseur initiale. Seuls les slabs aux rayons de courbures les plus importants (i.e., de 1000 à 1200 km; voir partie 3.4 et Figure II.64) ont un noyau élastique à peu près intact (Cascades, Alaska, Nankai). Bien que sommaire et lourde en hypothèses, cette approche tend à montrer que la plupart des slabs ont des noyaux élastiques très fortement endommagés qui argumentent pour une rhéologie très fortement plastique de la charnière. Ce caractère très déformable de la charnière est compatible avec l'idée de slabs déconnectés des plaques subduites. Sur la base d'observations similaires, Isacks et Barazangi (1977) argumentaient déjà pour des slabs aux propriétés élastiques fortement altérées. Les courbures observées à la fosse, pourtant bien moins prononcées qu'en profondeur, soutiennent elles aussi cette idée (e.g., Bodine et al., 1981 ; McNutt et Menard, 1982 ; Levitt et Sandwell, 1995).

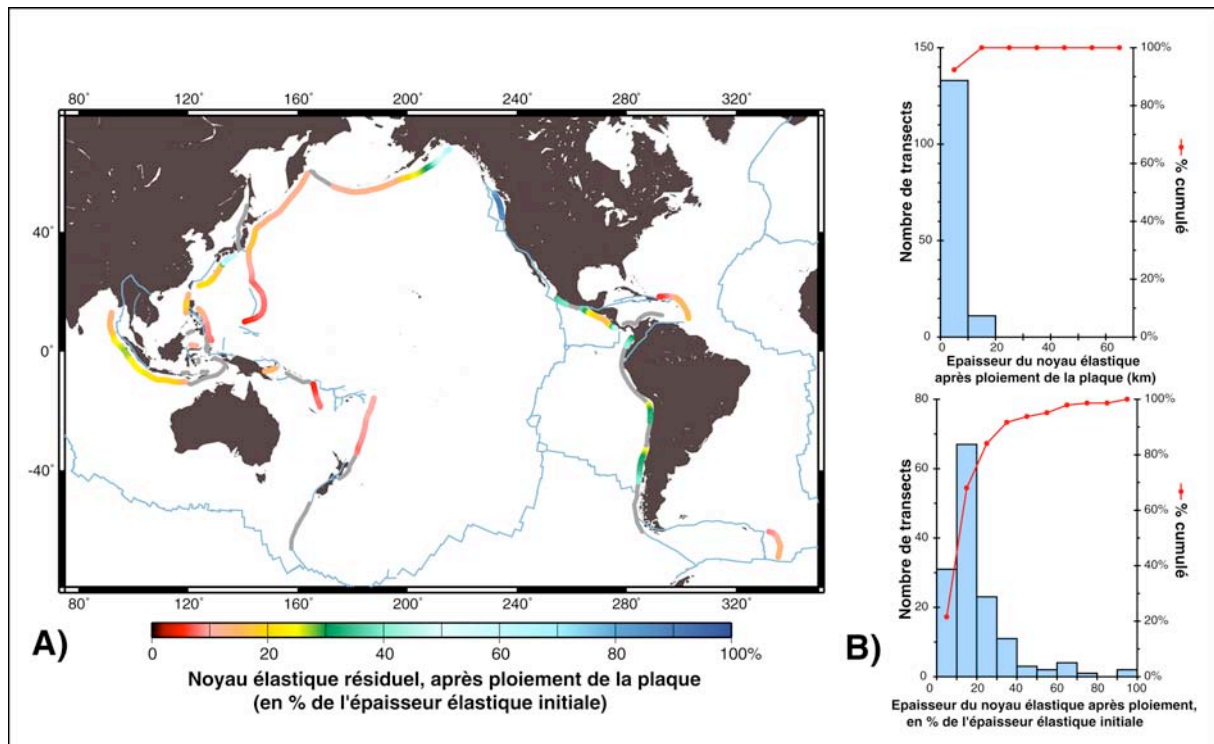


Figure II.46 : Epaisseur résiduelle du noyau élastique après ploieement de la plaque. A) Répartition le long des différentes fosses. B) Distribution de l'épaisseur du noyau élastique (à comparer directement avec celle de la l'épaisseur mécanique/élastique avant ploieement, sur la Figure II.30-B) et du pourcentage que cela représente par rapport à l'épaisseur élastique initiale.

Si l'épaisseur du noyau élastique mesure bien le degré de connexion du slab à la plaque subduite, la plupart des slabs seraient très faiblement attachés aux plaques subduites, favorisant ainsi « l'effet de succion » et les plaques supérieures en avancée. Il n'en est rien : ces dernières ne représentent que 40% des cas. Comme le montrait déjà le Tableau II.1, il n'existe ainsi pas de relation particulière entre l'endommagement du slab et le mouvement absolu de la plaque supérieure. En particulier, les plus faibles épaisseurs du noyau élastique du slab sont indifféremment associées à des plaques supérieures en retrait ou en avancée (Figure II.47). **La direction du mouvement de la plaque supérieure, vers la fosse ou en sens inverse, ne semble donc pas pouvoir s'expliquer par des degrés d'endommagement et d'attachement différents du slab.**

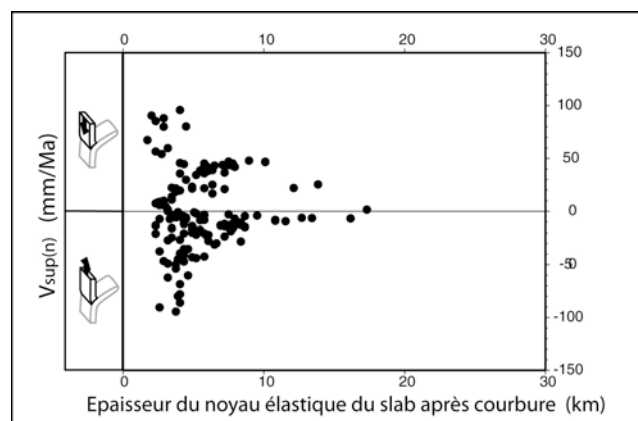


Figure II.47 : Relation entre l'épaisseur du noyau élastique du slab après ploieement et le mouvement de la plaque supérieure.

3.3.3- Migration de la fosse :

La fosse souligne la charnière de la subduction, qui est la partie la plus superficielle du slab. Son mouvement est sous la triple influence de la plaque supérieure, du poids du slab et du manteau qui l'environne. Depuis Garfunkel et al. (1986) notamment, le retrait des fosses, interprété comme un recul spontané du slab sous l'effet de son propre poids, est souvent admis comme un caractère général des zones de subduction. Toujours selon Garfunkel et al. (1986), ce retrait augmenterait avec l'âge du slab, ce qui concorde avec les résultats obtenus en modélisation analogique notamment (e.g., Funicello et al., 2003). La plaque supérieure, elle, ne ferait que suivre passivement la fosse dont la migration est imposée par le poids du slab. Cependant, d'une étude statistique à l'autre, certaines contradictions apparaissent, avec, en particulier, le recensement d'un certain nombre de fosses en avancée, dont celle des Mariannes (e.g., Jarrard, 1986 ; Carlson et Mortera-Gutiérrez, 1990). Plus intrigant : Jarrard (1986) met en évidence une corrélation inverse de celle observée par Garfunkel et al. (1986). Selon lui, le retrait des fosses diminue avec l'âge du slab. Pour d'autres encore, le mouvement des fosses est inhibé par la résistance visqueuse du manteau aux migrations latérales du slab (Uyeda et Kanamori, 1979). Elles seraient donc fixes. Cette observation est cependant réfutée par Otsuki (1989) qui argumente pour un ancrage très limité des slabs.

La plupart de ces contradictions tiennent essentiellement à l'imprécision des mesures de vitesses de déformation arrière-arc disponibles à l'époque (le mouvement de la fosse se calcule à partir du mouvement de la plaque supérieure et de la vitesse de déformation arrière-arc ; voir les parties 1.3.3 du Chapitre I et 1.3.5 du présent chapitre). Aujourd'hui, ces vitesses sont beaucoup mieux connues, grâce notamment à l'avènement du GPS dans les quinze dernières années, et des estimations plus rigoureuses du mouvement des fosses, mais aussi de la vitesse V_s d'entrée en subduction de la lithosphère océanique (ou vitesse de convergence arc – plaque subduite ; voir la partie 1.3.5 de ce chapitre) sont possibles. Nous nous attacherons dans cette partie : (1) à décrire la variabilité des mouvements de fosse et des vitesses de subduction de la lithosphère océanique, et (2) à lever les incertitudes et contradictions qui demeurent sur la variabilité de V_f , paramètre clé de la dynamique des zones de subduction et nécessaire à la compréhension de phénomènes tels le régime tectonique de la plaque supérieure, la géométrie adoptée par le slab, et sa capacité à pénétrer dans le manteau inférieur. De fortes corrélations lient le mouvement de la fosse au mouvement de la plaque supérieure et à l'âge de la plaque subduite (voir le Tableau II.2). De quelle nature sont-elles et qu'impliquent-elles sur la dynamique des fosses?

	$V_{sub(n)}$	$V_{sup(n)}$	$V_{c(n)}$	RTPS	R_c	α_σ	α_π	P_{max}	Age	φ	h_0	$\%h_m$
$V_{f(n)}$	-0.59	0.73	0.26	-0.00	-0.19	0.20	0.03	-0.22	-0.56	-0.05	-0.19	0.10

Tableau II.2 : Coefficients de corrélation R de la vitesse de migration de la fosse $V_{f(n)}$, avec celle la plaque subduite ($V_{sub(n)}$), celle de la plaque supérieure ($V_{sup(n)}$), de la vitesse de convergence des grandes plaques ($V_{c(n)}$), le régime tectonique de la plaque supérieure (RTPS), le rayon de courbure du slab (R_c), ses pendages superficiel et profond (α_s et α_p), son âge à la fosse (Age), son paramètre thermique (φ), l'épaisseur du noyau élastique du slab après courbure (h_0) le degré d'endommagement du noyau élastique du slab après ploiement ($\%h_m$). Les meilleures corrélations sont surlignées de rouge et sont pour la plupart détaillées par la suite. Les coefficients de corrélation sont calculés sur la base d'un total des 104 points d'échantillonnage pour lesquels la mesure de tous ces paramètres a été possible. Lorsque les différentes corrélations seront considérées individuellement, le nombre de mesures considérées et le coefficient de corrélation peuvent ainsi différer un peu de ceux présentés dans ce tableau.

Existe-t-il un retrait général des fosses ? Sont-elles fixes ?

La Figure II.48 montre sans ambiguïté que **le retrait des fosses est loin d'être un caractère général des zones de subduction**. Les proportions de fosses en retrait et de fosses en avancée sont même assez équilibrées (53% de fosses en avancée contre 47% de fosses en retrait). A elle seule, cette observation ne suffit pas à éliminer la possibilité d'un mouvement de fosse entièrement contrôlé par le poids du slab. Les modèles analogiques de Bellahsen et al. (2005) ont en effet montré que la simple traction du slab pouvait engendrer des avancées de fosses, pour les plaques les moins épaisses notamment (i.e., les moins âgées). C'est seulement passé une certaine épaisseur de plaque que les modèles commencent à présenter un retrait de fosse. Ce retrait est alors d'autant plus rapide que le slab est épais, comme argumenté par Garfunkel et al. (1986) pour les zones de subduction naturelles. Les 43% de fosses en avancée mises en évidence correspondent-ils aux slabs les moins épais ? Le paragraphe suivant est consacré à ces relations entre âge du slab et mouvement de la fosse.

Si les fosses ne sont pas toutes en retrait, elles ne sont pas non plus fixes. L'effet d'ancrage du slab, s'il est effectif, n'est que partiel. La distribution observée montre des vitesses qui peuvent varier de -100 mm/a (avancée des fosses de Palau, Yap, Izu-Bonin) à plus de 150mm/a (retrait de la fosse des Nouvelles Hébrides). 90% d'entre elles ont cependant un **mouvement limité à ± 50 mm/a** qui se répartit en deux pics principaux. Le premier correspond aux fosses en avancée et se caractérise par des vitesses globalement assez faibles (la moitié des fosses en avancée sont inférieures ne dépassent pas les -25 mm/a). Le second pic marque les fosses en retrait, qui sont généralement plus rapides (le pic avoisine les 40 mm/a). Cette distribution reste en fait très proche de celle des mouvements de la plaque supérieure (comparer à la Figure II.41).

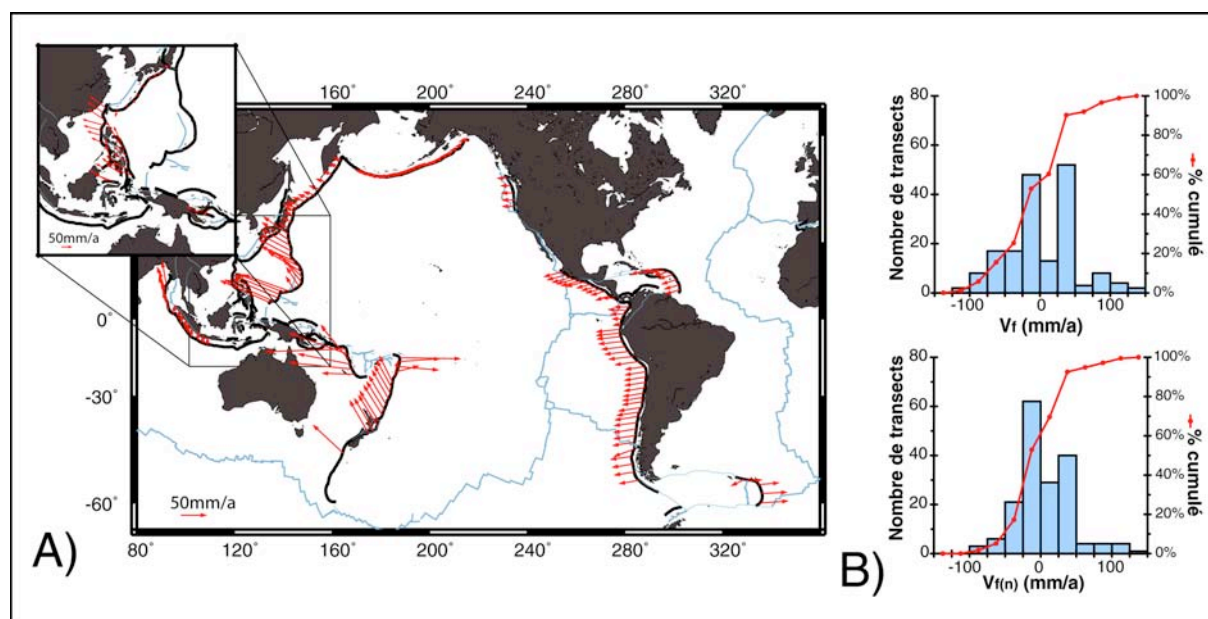


Figure II.48 : Mouvement absolu de la fosse. A) Répartition le long des différentes zones de subduction. B) Distribution des vitesses V_f de la fosse et de leur composante normale à la fosse $V_{f(n)}$.

Relation entre le mouvement de la fosse et l'âge du slab :

Comme le montrait déjà Jarrard (1986) et contrairement aux observations de Garfunkel et al. (1986), le retrait de la fosse n'augmente pas avec l'âge du slab (Figure II.49). La tendance est même inverse. La corrélation s'améliore lorsqu'on ne prend en compte que les slabs qui atteignent la discontinuité à 670 km (le coefficient de corrélation passe alors de -0.47 à -0.58). L'existence de cette corrélation inverse est d'une importance

capitale dans la compréhension de la dynamique des slabs. **Elle réfute l'idée d'un rollback spontanément induit par l'effet du poids du slab, croissant avec l'âge.** L'action du slab pull seul ne semble donc pas en mesure d'expliquer la relation âge du slab / mouvement de la fosse observée dans les zones de subduction naturelles.

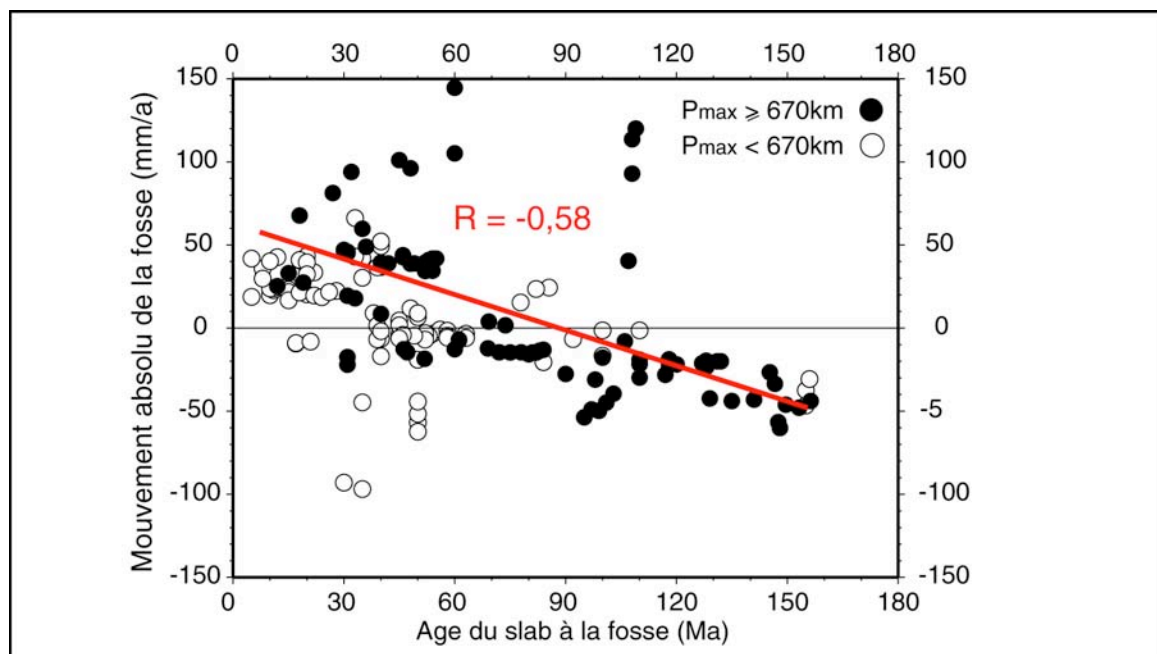


Figure II.49 : Relation entre l'âge du slab (mesuré à la fosse) et le mouvement absolu de la fosse $V_{f(n)}$. Le coefficient et la droite de régression présentés sont ceux des slabs qui ont atteint la discontinuité à 670 km.

En réalité, le mouvement $V_{f(n)}$ de la fosse est très bien corrélé au mouvement $V_{sup(n)}$ de la plaque supérieure, surtout pour les slabs n'ayant pas atteint le manteau inférieur ($R = 0.80$) : dans l'espace $[V_{f(n)}; V_{sup(n)}]$ de la Figure II.50, la grande majorité des points se localisent sur la droite $V_{f(n)} = V_{sup(n)}$ ou à proximité. Cela signifie que des deux composantes qui interviennent dans le calcul du mouvement de la fosse ($V_{sup(n)}$ et de $V_{d(n)}$; voir la partie 1.3.3 du Chapitre I et la partie 1.3.5 du présent chapitre), c'est le mouvement $V_{sup(n)}$ de la plaque supérieure qui domine. En conséquence, la relation observée entre $V_{f(n)}$ et l'âge du slab est très proche de celle qui lie $V_{sup(n)}$ à l'âge du slab (comparer les Figure II.49 et II.43). La prise en compte des déformations arrière-arc dans l'estimation des migrations de fosse a pour effet de détériorer cette relation de premier ordre qui lie $V_{sup(n)}$ à l'âge du slab (le coefficient de corrélation passe de -0.66 à -0.58 avec l'ajout de $V_{d(n)}$) et qui trouve son origine dans la « loi de convergence des grandes plaques » énoncée dans la partie 3.3.2 de ce chapitre. La question qui se pose est à nouveau celle de la dépendance du mouvement de la plaque supérieure vis-à-vis du fonctionnement de la zone de subduction et des caractéristiques du slab. Le mouvement des fosses des zones de subduction qui présentent des déformations arrière-arc suffisantes pour dévier significativement de la droite $V_{f(n)} = V_{sup(n)}$ de la Figure II.50 n'est pas contrôlé par cette « loi de convergence des grandes plaques », mais par des facteurs plus locaux. La partie 3.3.4 s'intéresse de manière plus précise aux facteurs qui conditionnent la déformation arrière-arc.

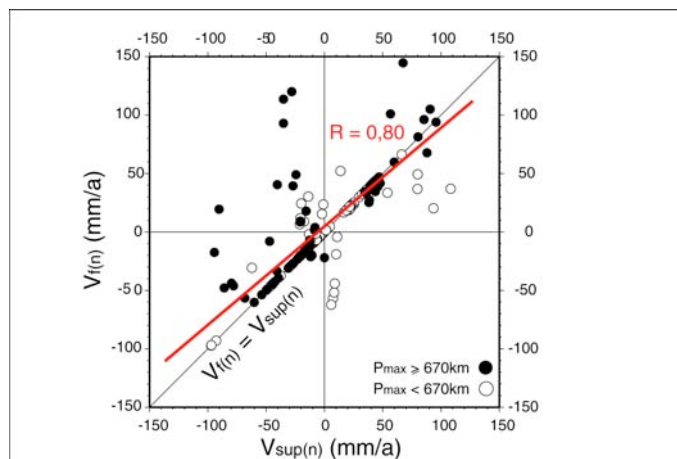


Figure II.50 : Relation entre le mouvement absolu de la fosse ($V_{f(n)}$) et celui de la plaque supérieure ($V_{sup(n)}$). Le coefficient et la droite de régression présentés sont ceux des slabs qui n'ont pas atteint la discontinuité à 670 km.

Sauf pour les zones de subduction qui présentent des déformations arrière-arc marquées, le mouvement des fosses est étroitement lié à celui de la plaque supérieure et contrôlé par la « loi de convergence des grandes plaques » (voir la partie 3.3.2 de ce chapitre). Des facteurs plus locaux semblent conditionner la migration des fosses dans les zones à forte déformation arrière-arc.

Variabilité de la vitesse d'entrée en subduction de la lithosphère océanique :

Les vitesses de subduction sont en moyenne plus importantes d'environ 5mm/a (63 mm/a \pm 28) que les vitesses de convergence des grandes plaques. Cela tient essentiellement à la prise en compte des taux d'expansion des bassins marginaux. Les vitesses les plus rapides sont ainsi associées aux zones des Tonga et des Nouvelle Hébrides (elles dépassent les 200mm/a) et les zones des Mariannes, des Sandwich ou d'Andaman ont des V_s considérablement plus rapides que la simple convergence des plaques principales (comparer les Figure II.51-A et II.42-A). La distribution (Figure II.51-B) est toujours bimodale mais ne présente plus aucune valeur négative. La composante normale à la fosse $V_{s(n)}$ est en moyenne moins élevée de 8 mm/a (55 mm/a \pm 33).

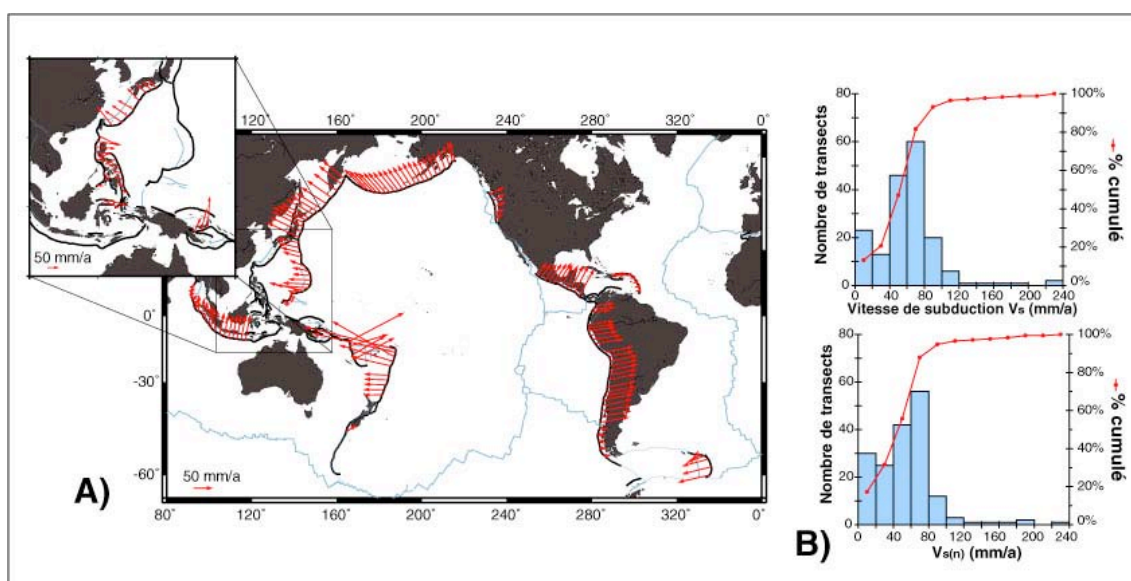


Figure II.51 : Vitesse d'entrée en subduction. A) Répartition le long des fosses. B) Distribution des vitesses de subduction V_s et de leur composante normale à la fosse $V_{s(n)}$.

3.3.4- Régime tectonique de la plaque supérieure : relations avec la dynamique et la géométrie du slab et le mouvement de la plaque supérieure.

Quelles sont les raisons de la variabilité des régimes tectoniques observés dans la plaque supérieure ? Les premières explications avancées pour expliquer l'existence d'une déformation arrière-arc, et plus particulièrement l'accrétion arrière-arc, invoquaient un diapirisme mantellique (e.g., Oxburgh et Turcotte, 1974), ou encore l'influence de cellules de convection secondaires en arrière de l'arc (e.g., Sleep et Toksöz, 1971) mais ne rendent en aucun cas compte de la variabilité observée. Les premiers modèles viennent avec les premières études statistiques sur le sujet (e.g., Molnar et Atwater, 1978 ; Uyeda et Kanamori, 1979 ; Dewey, 1980 ; Uyeda, 1982 ; Jarrard, 1986 ; Garfunkel et al., 1986 ; Otsuki, 1989) et mettent en relation la dynamique du slab (état, géométrie, et mouvement) à celle de la plaque supérieure. Si on suppose les forces internes (poussée associée aux dorsales océaniques des bassins arrière-arc, forces gravitaires...) négligeables, la déformation de la plaque supérieure peut effectivement s'interpréter comme une différence de mouvement entre la plaque supérieure (sa partie non déformée et rigide, par opposition à la zone arrière-arc) et la fosse : comment plaque supérieure et fosse combinent leur mouvement respectif, V_{sup} et V_f , pour rendre compte des déformations observées ? Est-ce que l'un de ces mouvement domine ou bien contribuent-ils de manière comparable aux vitesses de déformation V_d observées ? Chacun des modèles proposés jusqu'ici fait référence à un comportement particulier de la fosse (voir la partie 3 du Chapitre I). Les déformations arrière-arc sont elles le fait d'une résistance de la fosse, relativement fixe, au mouvement de la plaque supérieure (« modèle de la plaque supérieure » ; voir la partie 3.2 du Chapitre I) ou bien le mouvement de la fosse est-il indépendant de celui de la plaque supérieure, et induit par le poids du slab (« modèle du slab pull » ; voir la partie 3.1 du Chapitre I), ou par des flux mantelliques (« modèle des flux mantelliques » ; voir la partie 3.3 du Chapitre I). Au regard des observations faites sur les migrations de fosses dans la partie 3.3.3 de ce chapitre, il semble que ni la fixité des fosses ni leur retrait spontané ne soient des caractères généraux des zones de subduction. Dans la plupart des cas, elles suivent la plaque supérieure dans son mouvement, et aucune déformation arrière-arc ne se manifeste. Certains facteurs locaux, à identifier, favorisent ainsi probablement la déformation de la plaque supérieure.

Les paramètres cinématiques ne sont pas les seuls qui soient susceptibles d'influencer le régime tectonique de la plaque supérieure (voir Tableau II.3). La géométrie du slab, elle aussi, peut avoir un rôle de premier ordre, notamment en modifiant la surface de contact entre les plaques (les faibles pendages augmentent cette surface, favorisant la transmission de contraintes compressives à la plaque supérieure ; e.g., Bazarangi et Isacks, 1976 ; Jordan et al., 1983).

	$V_{sub(n)}$	$V_{sup(n)}$	$V_{f(n)}$	$V_{d(n)}$	$V_{c(n)}$	$V_{s(n)}$	R_c	α_σ	α_π	P_{max}	Age	φ
RTPS	-0.07	-0.44	0.00	0.61	0.54	-0.07	0.57	-0.70	-0.73	0.05	-0.19	-0.28

Tableau II.3 : Coefficients de corrélation R de la vitesse du régime tectonique RTPS, avec le mouvement absolu de la plaque subduite ($V_{sub(n)}$), celui de la plaque supérieure ($V_{sup(n)}$), celle de la fosse ($V_{f(n)}$), la vitesse de convergence des grandes plaques ($V_{c(n)}$), la vitesse de subduction ($V_{s(n)}$), le rayon de courbure du slab (R_c), ses pendages superficiels et profonds (α_s et α_p), son âge à la fosse (Age), et son paramètre thermique (φ). Les meilleures corrélations sont surlignées de rouge et sont pour la plupart détaillées par la suite. Les coefficients de corrélation sont calculés sur la base d'un total des 104 points d'échantillonnage pour lesquels la mesure de tous ces paramètres a été possible. Lorsque les différentes corrélations seront considérées individuellement, le nombre de mesures considérées et le coefficient de corrélation peuvent ainsi différer un peu de ceux présentés dans ce tableau.

La plupart des résultats présentés dans cette partie ont fait l'objet d'un article (Heuret et Lallemand, 2005), intitulé « Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation » paru en Mars 2005 dans un volume du journal « Physics of the Earth and Planetary Interiors » spécialement consacré à la dynamique de la subduction. Cet article a été ajouté en Annexe III du mémoire. Les résultats ont également été présentés lors de différents congrès internationaux (Heuret et Lallemand, EGS 2003 ; Heuret et Lallemand, AGU 2004).

Variabilité du régime tectonique de la plaque supérieure :

Une majorité de zones de subduction ne présente que de très faibles déformations arrière-arc (58% des plaques supérieures enregistrent des régimes qui vont de la faible extension E1 à la faible compression E3 ; voir la partie 1.3.7 de ce chapitre pour la description des différents régimes tectoniques). Le pic principal de la distribution (Figure II.52-B) est ainsi associé au régime neutre (il représente 28% des cas). A chaque extrême (régime à expansion arrière-arc E3 et grands rétro-chevauchements C3) est également associé un pic. L'expansion arrière-arc représente 18% des cas et 7 zones différentes (Figure II.52-A): l'Andaman, la terminaison Sud des Ryukyu, les Mariannes, les Sandwich, les Tonga, les Nouvelles Hébrides et la Nouvelle Bretagne. Les grands rétro-chevauchements représentent, eux, 12% des cas, répartis sur seulement deux zones de subduction : l'Amérique du Sud et le Nord-Est du Japon. Il existe par ailleurs une certaine correspondance entre la vergence de la subduction et le style de la déformation arrière-arc : les extensions sont plus fréquemment associées aux subductions à vergence Ouest (40% de ces subductions sont associées à des régimes extensifs contre 25% de régimes compressifs) et les compressions aux subductions à vergence Est (55% de ces subductions sont associées à des régimes compressifs contre 24% de régimes extensifs).

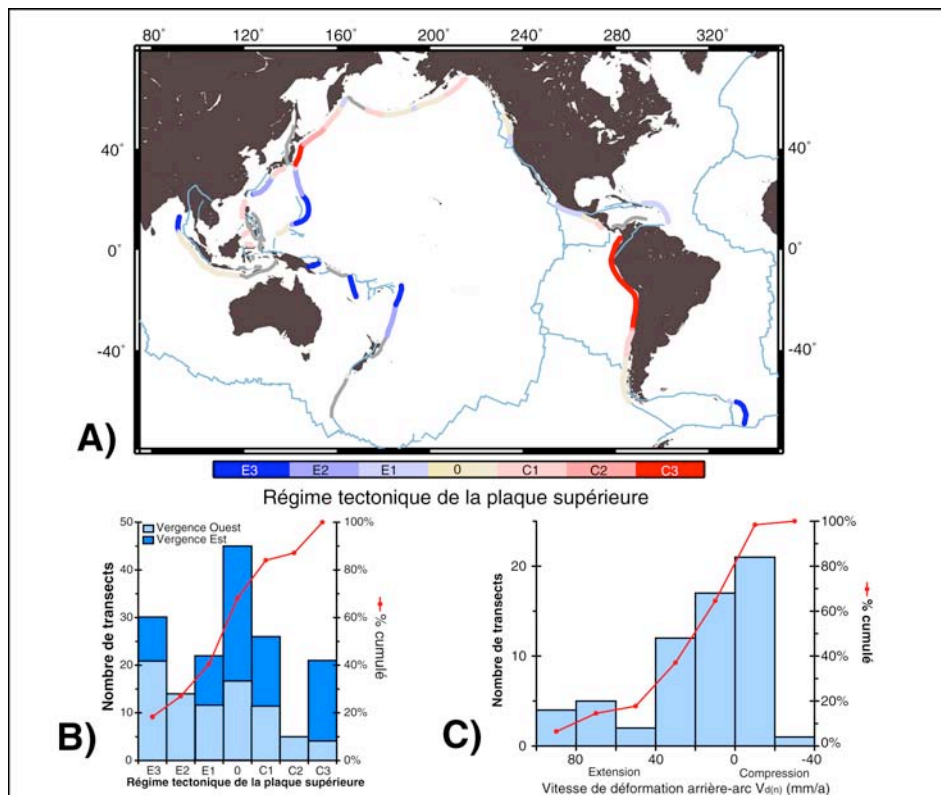


Figure II.52 : Le régime tectonique de la plaque supérieure et vitesse de déformation arrière-arc $V_{d(n)}$. A) Variabilité du régime tectonique de la plaque supérieure le long des différentes fosses. B) Distribution du régime tectonique de la plaque supérieure. C) Distribution des vitesses de déformation arrière-arc $V_{d(n)}$ pour les 62 transects où les mesures sont disponibles.

Les vitesses de déformation mises en œuvres sont très différentes lorsqu'elles sont extensives ou compressives (Figure II.52-C) : la vitesse d'extension moyenne est de 36 ± 35 mm/a contre 7 ± 5 mm/a pour les vitesses de compression. Là où les vitesses d'extensions peuvent dépasser les 100 mm/a, les vitesses de compression, elles, ne dépassent que très rarement les 20 mm/a (les extensions à plus de 20 mm/a représentent 37% des cas, lorsque les compressions à plus de 20 mm/a n'en représentent que 2%). En réalité, les compressions arrière-arc plus rapides existent, mais elles initient de nouvelles subductions qui sont souvent trop évoluées pour être analysées comme le simple régime tectonique d'une subduction préexistante (e.g., la subduction des Philippines s'est initiée dans la zone arrière-arc de la subduction Négros-Cotobato).

Le régime tectonique arrière-arc est-il préférentiellement contrôlé par le mouvement absolu de la plaque supérieure ou par celui de la fosse ?

Si on exclut les zones de subduction à régime neutre (classe 0), 75% des subductions océaniques ont des régimes tectoniques compatibles avec la direction du mouvement de la plaque supérieure par rapport à la fosse (Figure II.53): **les plaques supérieures en retrait sont préférentiellement associées à des extensions arrière-arc (classes E1 à E3) et les plaques supérieures en avancée à des compressions arrière-arc (classes C1 à C3). La tendance générale montre par ailleurs que les déformations les plus intenses ont lieu pour les mouvements les plus rapides.**

La tendance est assez bien marquée ($R=0.57$), malgré les quelques exceptions qui existent. Toutes ces exceptions sont par ailleurs plus ou moins discutables. L'exception la plus marquante est celle de la subduction des Nouvelle Hébrides, qui associe une plaque supérieure en avancée très rapide (la plaque Pacifique se déplace à cet endroit à près de 100 mm/a) à l'ouverture très active du Bassin Nord-Fidjien. La configuration très complexe et morcelée des plaques dans la région des Nouvelles Hébrides rend cependant très difficile l'identification rigoureuse d'une plaque supérieure principale (Pelletier et al., 1998). La subduction Japon-Kouriles, qui associe rétro-chevauchement arrière-arc et plaque supérieure en retrait est l'autre grande exception, bien qu'elle puisse s'expliquer par les quelques incertitudes qui demeurent dans la connaissance de la structure tectonique de l'Asie de l'Est (la cinématique et les limites de la plaque Okhotsk par exemple sont encore mal connues ; voir Gordeev et al., 2001 et Miyasaki et Heki, 2001), et par la lenteur des retraits mesurés (20 mm/a, tout au plus), proches des limites de précision du référentiel HS3-NUVEL1A (Gripp et Gordon, 2002) : le retrait de la plaque supérieure a très bien pu être surestimé. Il existe un certain nombre d'autres exceptions (Cascades, Mexique, Alaska et Nankai) qui impliquent des plaques supérieures lentes (25mm/a, tout au plus) et des déformations diffuses (classes E1 et C1).

Parmi les 75% de transects qui vérifient la tendance, le régime tectonique observé n'est pas toujours dans les proportions des vitesses de la plaque supérieure. Par exemple, le retrait de plus de 50 mm/a de la plaque Philippine n'est associé qu'à un rifting arrière-arc (classe E2) au niveau de la subduction d'Izu-Bonin. De même, l'avancée de près de 90mm/a de la même plaque Philippines n'est associée qu'à des compressions diffuses de classe C1 au niveau de la subduction de Manille. A l'inverse, certaines plaques supérieures lentes sont associées à des déformations intenses (e.g., les subductions d'Andaman, des Sandwich et des Ryukyu présentent des bassins arrière-arc bien qu'elles soient associées à des plaques supérieures qui ne se déplacent pas à plus de 20 mm/a). Plus localement, le long d'une même fosse, les variations du mouvement des plaques supérieures ne rendent pas toujours compte de la variabilité du régime tectonique qui y est mis en œuvre (comparer la Figure II.41-A à la Figure II.52-A). Ainsi, le long de la subduction des Tonga-Kermadec, du Nord au Sud, l'expansion arrière-arc laisse la place à un simple rifting, alors que la vitesse de la plaque

australienne passe progressivement de 30 à 50 mm/a. **Il ressort de toutes ces observations que le mouvement de la plaque supérieure ne peut, à lui tout seul, rendre compte de toute la variabilité des régimes tectoniques observés. Cette dernière est nécessairement conditionnée par certains facteurs locaux, à identifier.**

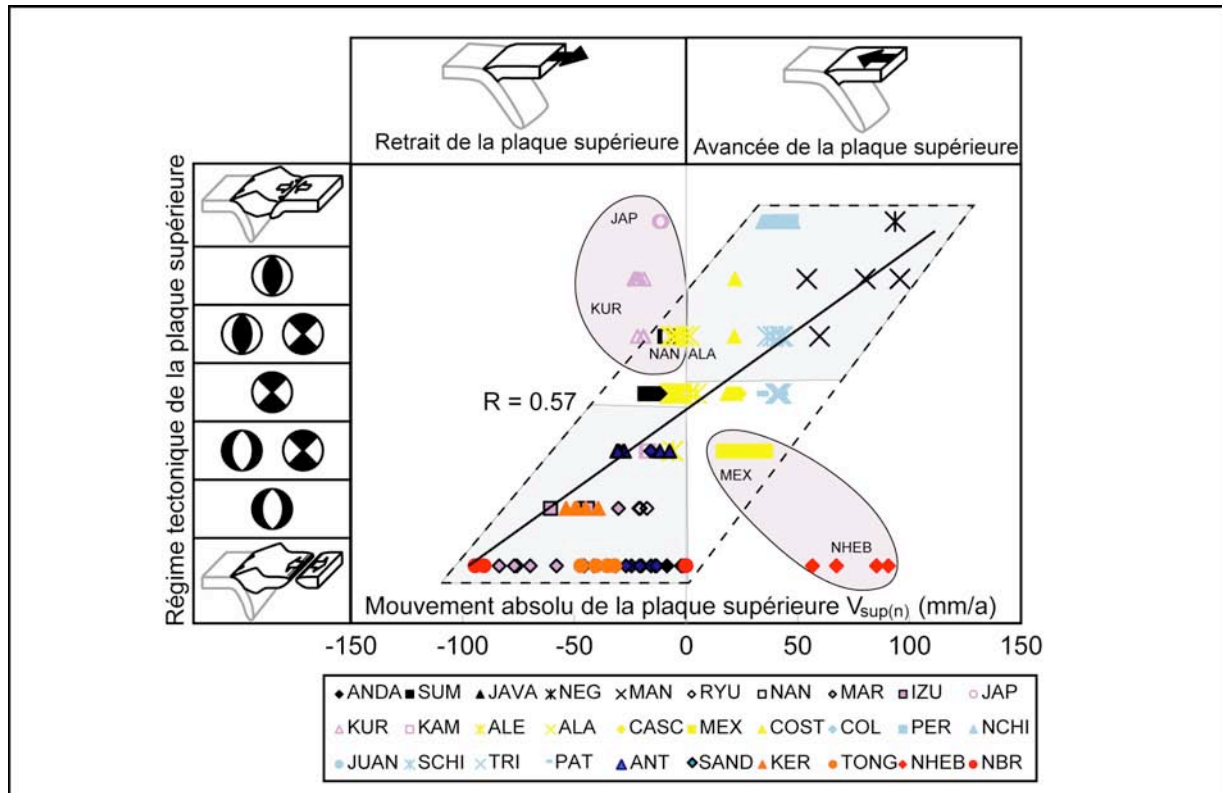


Figure II.53 : Relation entre le régime tectonique de la plaque supérieure et son mouvement absolu $V_{sup(n)}$. Les zones en bleu délimitent les subductions dont le régime tectonique arrière-arc est compatible avec l'orientation du mouvement de la plaque supérieure par rapport à la fosse. Les zones rouges délimitent celles qui ne le sont pas.

Bien que le coefficient de corrélation entre le mouvement de la plaque subduite et le régime tectonique de la plaque supérieure soit très faible ($R=-0.07$; Tableau II.3), le mouvement de la plaque supérieure est, lui, très bien corrélé avec celui de la plaque subduite. La Figure II.54 montre les relations qui existent entre le mouvement absolu des plaques principales et le régime tectonique de la plaque supérieure. Comme le prédisent les coefficients de corrélation du Tableau II.3, des deux mouvements, c'est bien le mouvement de la plaque supérieure qui contrôle le mieux le mode de déformation arrière-arc - les compressions arrière-arc (en rouge) se répartissent de préférence au-dessus de la droite $V_{sup(n)} = 0$, et les extensions (en bleu) en-dessous - mais l'effet du mouvement de la plaque subduite est tout de même visible : les régimes compressifs sont associés de préférence aux plaques plongeantes les plus lentes ($V_{sub(n)} < 50$ mm/a). Il existe également une certaine influence de la vitesse de convergence des deux plaques : les compressions arrière-arc sont préférentiellement associées à des convergences qui dépassent les 50 mm/a, et inversement pour les extensions. Cette observation rejoint celle d'Otsuki (1989). Dans le Chapitre III, nous décrivons une série d'expérimentations analogiques réalisées au laboratoire de modélisation du « Dipartimento di Scienze Geologiche » de l'Université de Rome 3 dans le but de tester plus précisément les effets des mouvements absolus des grandes plaques sur la déformation de la plaque supérieure et la forme adoptée par le panneau plongeant.

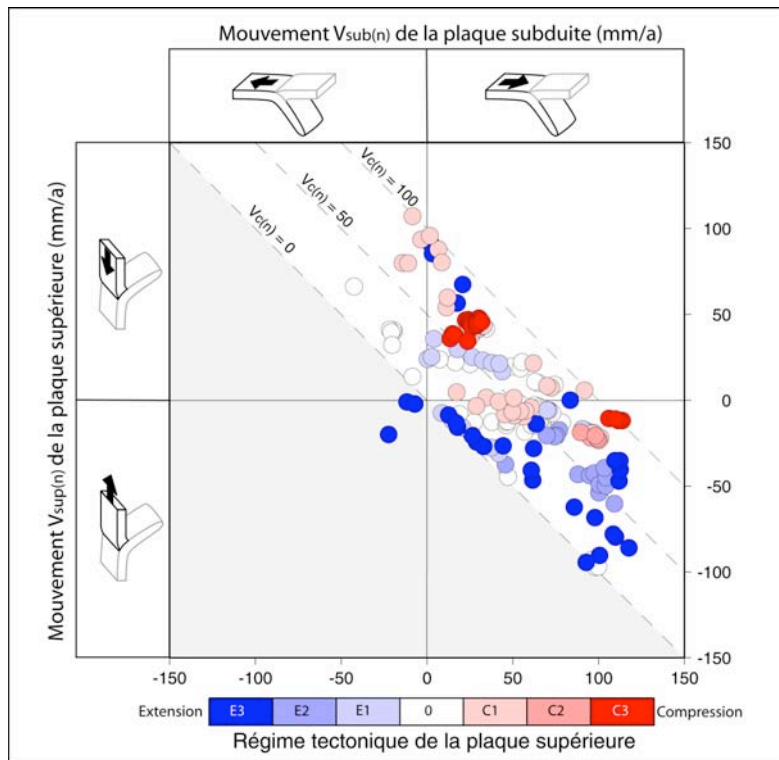


Figure II.54 : Relations entre les mouvements absolus des grandes plaques et le régime tectonique de la plaque supérieure.

Aucune relation claire n'apparaît entre le régime tectonique de la plaque supérieure et le mouvement absolu de la fosse ($R = 0.16$; Figure II.55). Le fait le plus surprenant vient des zones de subduction associées à des bassins marginaux. Contrairement à une idée pourtant admise par la plupart, l'expansion arrière-arc n'est pas systématiquement associée à des fosses en retrait (e.g., les Mariannes). Les proportions de fosses en retrait et de fosses en avancée sont même équilibrées. De la même façon, un certain nombre de subductions en compression arrière-arc, dont la subduction Japon-Kouriles sont associées à des retraits de fosses.

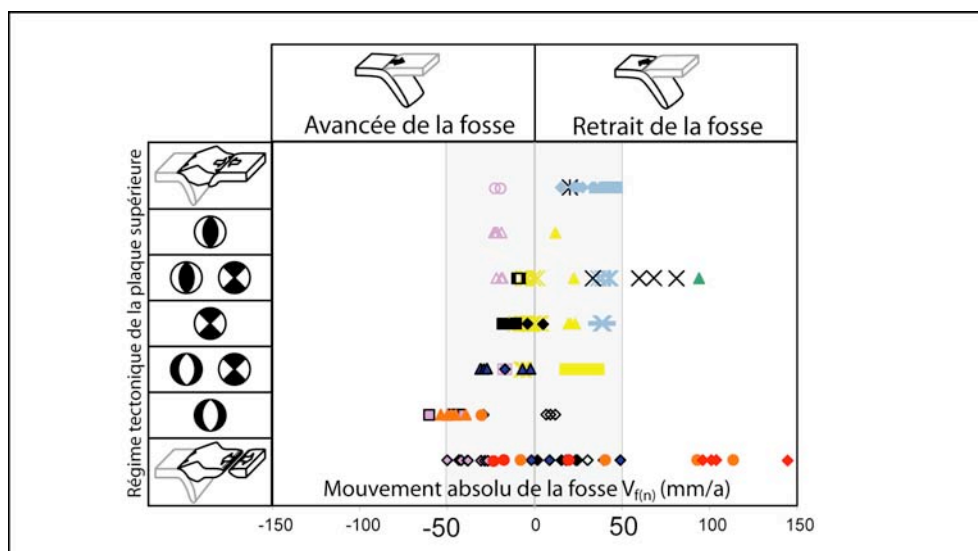


Figure II.55 : Relation entre le régime tectonique de la plaque supérieure et le mouvement absolu $V_{f(n)}$ de la fosse. La corrélation entre les deux paramètres est faible ($R=0.16$). La zone en bleu délimite les 92% de fosses dont le mouvement ne dépasse pas ± 50 mm/a (Figure II.49). Se référer à la Figure II.53 pour la légende associée aux différentes zones de subduction.

Les Figures II.53 et II.55 montrent clairement que le régime tectonique arrière-arc est contrôlé par le mouvement absolu de la plaque supérieure plutôt que par celui de la fosse. Cette observation implique l'intervention d'une force qui s'oppose aux migrations latérales du slab, et qui empêche la fosse de suivre la plaque supérieure dans son mouvement, pour finalement générer les déformations observées. Théoriquement, la force d'ancrage du slab, le slab pull aussi bien que des flux mantelliques peuvent induire une telle résistance. Leurs effets respectifs ne peuvent être directement déterminés, mais une analyse quantitative de l'influence du mouvement de la plaque supérieure peut néanmoins apporter quelques éléments de réponse.

Le mouvement absolu de la plaque supérieure suffit-il à rendre compte des vitesses de déformation arrière-arc observées ? :

La force d'ancrage est une résistance passive du manteau visqueux aux migrations du slab (voir les parties 2.2.3 et 3.1 du Chapitre I). En conséquence, si elle est la source exclusive de résistance aux mouvements du slab et de la fosse, cela implique que: (1) la vitesse de déformation arrière-arc $V_{d(n)}$ est fonction de l'efficacité de la force d'ancrage (plus un slab est ancré, plus $V_{d(n)}$ est rapide) ; (2) la vitesse de déformation arrière-arc ne peut pas dépasser celle de la plaque supérieure. C'est seulement lorsque le slab est « parfaitement ancré » que $V_{d(n)}$ atteint cette valeur limite. A l'inverse, lorsque cette force est totalement inefficace, le slab est « parfaitement libre ». Il suit alors la plaque supérieure dans son mouvement et celle-ci ne se déforme pas ($V_{d(n)} = 0$).

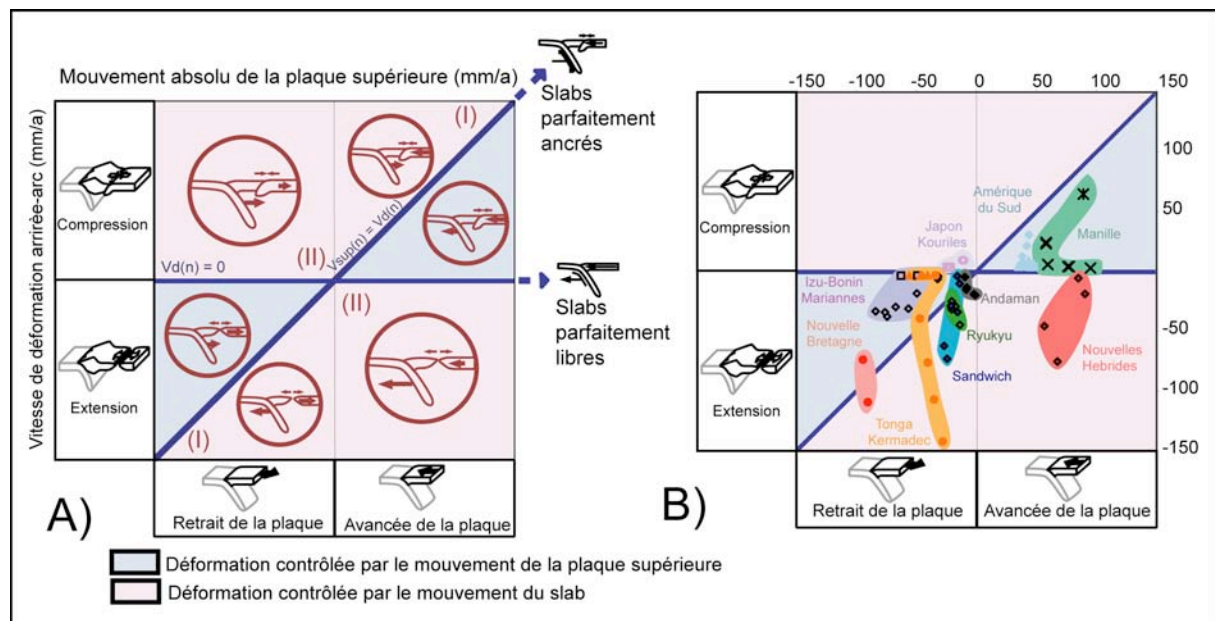


Figure II.56 : Analyse quantitative de l'effet du mouvement de la plaque supérieure sur la déformation arrière-arc. A) Comportement théorique de la fosse/du slab. Déformation contrôlée par le mouvement de la plaque supérieure : le mouvement absolu de la plaque supérieure rend compte de la déformation observée. Déformation contrôlée par le mouvement du slab : les déformations observées ne peuvent s'expliquer que par un mouvement du slab qui soit au moins partiellement indépendant du mouvement de la plaque supérieure. On distingue deux cas: (I) Le mouvement indépendant du slab génère des déformations plus rapides que ne le laisse prévoir le mouvement de la plaque supérieure; (II) Le mouvement indépendant du slab génère des déformations opposées à celles prédites par l'orientation du mouvement de la plaque supérieure. B) Répartition des différents transects. Se référer à la Figure II.53 pour la légende associée aux différentes zones de subduction

Comme Otsuki l'a fait en 1989, il est possible d'utiliser ces deux cas extrêmes (« les slabs parfaitement ancrés » et « les slabs parfaitement libres ») comme références pour vérifier si, dans un espace $V_{d(n)}$ vs $V_{sup(n)}$ (Figure II.56-A), la force d'ancrage peut rendre compte de

toutes les déformations observées. On analyse la position des différents transects par rapport aux deux droites de référence que sont « la droite des slabs parfaitement ancrés » ($V_{d(n)} = V_{sup(n)}$) et « la droite des slabs parfaitement libres » ($V_{d(n)} = 0$), qui délimitent deux domaines principaux. Entre les deux droites, les vitesses de déformation observées peuvent s'expliquer par l'action d'une force de résistance globale (i.e., une combinaison des effets de la force d'ancrage, du slab pull et des forces associées à d'éventuels flux mantelliques) qui s'oppose à ce que la fosse et le slab suivent le mouvement de la plaque supérieure. Cette résistance globale augmente depuis « la droite des slabs parfaitement libres » jusqu'à « la droite des slabs parfaitement ancrés ». A l'extérieur de ce premier domaine se trouve $V_{sup(n)}$ ne peut pas rendre compte des déformations observées. On distingue deux cas : soit les taux de déformations dépassent les vitesses permises par $V_{sup(n)}$, soit le régime tectonique est à l'inverse de celui prédit par l'orientation de $V_{sup(n)}$. Un simple ancrage du slab ne peut alors expliquer les déformations observées : de manière partielle, au moins, la fosse et le slab migrent indépendamment de la plaque supérieure, ce qui implique une influence probable du slab pull ou de flux mantelliques.

Ne sont reportés dans le diagramme de la Figure II.56-B que les zones de subductions qui présentent une déformation significative de la plaque supérieure (un total de 80 transects qui regroupe toutes les subductions à régime tectonique de classe E3, E2, C2 et C3). Environ **60% des transects analysés présentent des déformations compatibles avec le mouvement absolu de la plaque supérieure**. Les 4/5^e des régimes compressifs sont concernés et seulement la moitié des régimes extensifs. « Les slabs parfaitement ancrés » sont rares alors que les transects proches de la droite des « slabs parfaitement libres » sont nombreux. Nombre de ces derniers associent de faibles déformations à des plaques supérieures très rapides (e.g., Manille, Izu-Bonin et Kermadec).

Les 40% de subductions dont la déformation est contrôlée par un mouvement du slab indépendant de celui de la plaque supérieure sont principalement des subductions associées à des bassins arrière-arc (toutes sont représentées à l'exception des Mariannes) : tous ces slabs sont en retrait au lieu de l'avancée qui est censée être imposée par le mouvement de la plaque supérieure. Parmi ces subductions, toutes, à l'exception des Nouvelles Hébrides **présentent des vitesses de déformation qui dépassent le mouvement limite théorique imposé par le mouvement de la plaque supérieure**. Elles ne présentent pas cette déformation « excessive » sur toute la longueur de leur slab, et, latéralement, elles redeviennent compatibles avec $V_{sup(n)}$. Les subductions du Japon et des Nouvelles Hébrides, comme on l'a déjà vu dans la partie précédente, présentent des déformations opposées à celles prédites par l'orientation du mouvement de la plaque supérieure. Le mouvement de la fosse et la déformation arrière-arc sont indépendants de $V_{sup(n)}$.

Quelle est l'influence du slab pull sur le régime tectonique de la plaque supérieure ?

Relation régime tectonique de la plaque supérieure - âge du slab :

Le mouvement absolu de la plaque supérieure ne peut pas rendre compte de toutes les déformations arrière-arc observées. Les subductions concernées sont pour la plupart associées à des ouvertures de bassins marginaux. Leur fosse recule et ce retrait ne peut pas être la conséquence d'une simple combinaison des effets de la force de pression F_{sup} associée au mouvement de la plaque supérieure et de la force d'ancrage du slab F_a . Se peut-il que les différents régimes tectoniques soient associés à des âges particuliers et que cette force puisse être le slab pull ? Est-ce que les retraits de slabs associés aux ouvertures arrière-arc peuvent s'expliquer par leur âge, qui générerait des rollbacks spontanés suffisant pour dépasser l'avancée induite par le mouvement des plaques supérieures ?

La corrélation générale mise en évidence par Molnar et Atwater (1978), puis Jarrard (1986) entre l'âge du slab à la fosse et le régime tectonique de la plaque supérieure est

confirmée par cette étude : **globalement, le régime tectonique est d'autant plus extensif que le slab est âgé** (Figure II.57). Le coefficient de corrélation reste cependant assez faible ($R=-0.31$) et, dans les détails, **il existe de nombreuses exceptions**. Notamment, **des deux zones présentant des rétro-chevauchements arrière-arc, si le slab Sud-américain présente bien des âges relativement faibles (entre 10 et 55 Ma), le slab du Japon, lui, est très âgé (environ 130 Ma)**. La partie compressive de la tendance reste néanmoins plus nette que la partie extensive. **Les ouvertures de bassins arrière-arc sont ainsi loin d'être systématiquement associées à des slabs âgés : si les slabs des Mariannes, des Tonga et d'Andaman sont bien âgés de plus de 70 Ma, ceux des Nouvelles Hébrides, de Nouvelle Bretagne, des Ryukyu et des Iles Sandwich sont étonnamment jeunes (ils ont tous moins de 50 Ma ; le slab de Nouvelle Bretagne à seulement 30 Ma)**. L'existence de ces nombreuses exceptions est à pondérer : l'âge du slab est mesuré à la fosse et il peut exister un certain décalage avec l'âge moyen du slab, ou encore l'âge du slab au moment de l'apparition de la déformation, qui sont peut-être plus pertinents, mais dont l'estimation est très aléatoire.

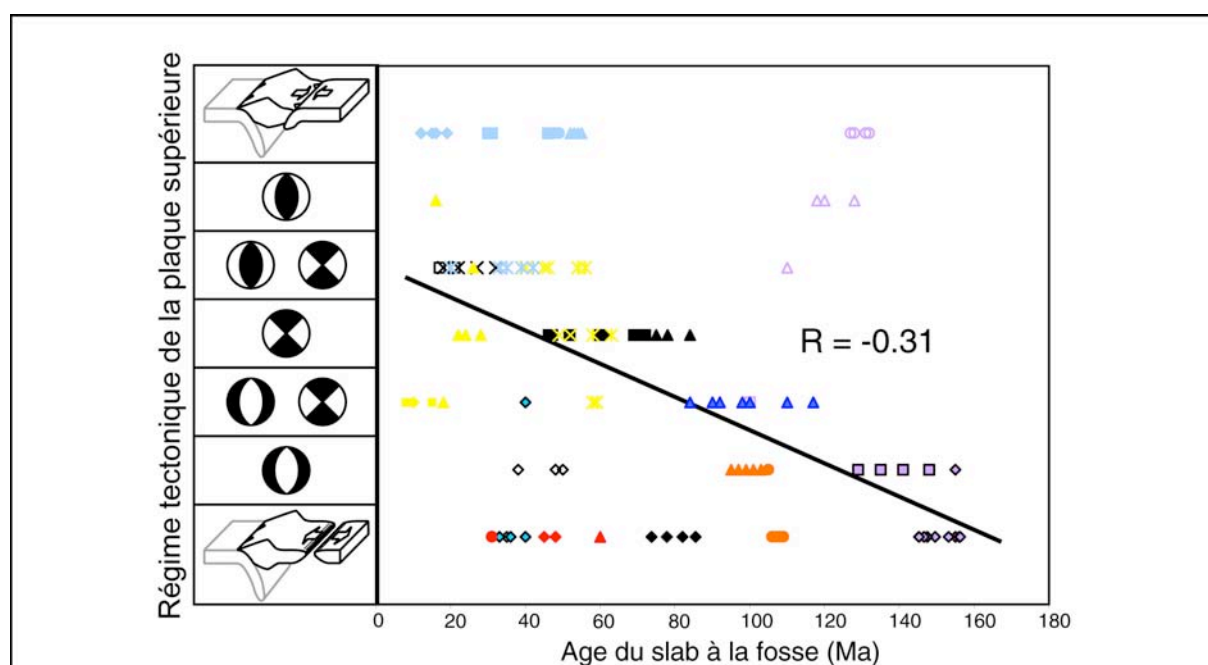


Figure II.57 : Relation entre le régime tectonique de la plaque supérieure et l'âge du slab à la fosse. Se référer à la Figure II.53 pour la légende associée aux différentes zones de subduction.

L'influence de l'âge de la plaque subduite sur le couplage entre la plaque subduite et la plaque supérieure peut en partie expliquer la corrélation observée. **L'augmentation du slab pull avec l'âge de la plaque en subduction réduit probablement les contraintes compressives transmises à l'interface des plaques** (Hassani et al., 1997 ; Shemenda, 1994). Cependant, l'expansion arrière-arc ne réclame pas seulement une diminution des contraintes compressives, mais une extension active, généralement attribuée, depuis Elsasser (1971), puis Molnar et Atwater (1978), Dewey (1980) et Garfunkel et al. (1986) à un rollback spontané du slab sous l'effet de son propre poids. **La vaste gamme d'âges associés à l'ouverture de bassins arrière-arc (Figure II.57) et à l'absence de corrélation positive entre âge du slab et mouvement de la fosse (Figure II.49) semblent cependant infirmer l'influence d'un rollback spontané du slab, probablement négligeable au regard des autres mouvements qui lui sont appliqués.**

Régime tectonique et géométrie du slab :

Pendages et rayon de courbure du slab font partie des paramètres les mieux corrélés avec le régime tectonique de la plaque supérieure (Tableau II.3). Malgré quelques exceptions (Manille, Puysegur, Yap), la tendance est claire (Figure II.58), pour les pendages superficiels α_s ($R=-0.73$) comme pour les pendages profonds α_p ($R=-0.72$) : **les compressions arrière-arc sont associées à de faibles pendages et les extensions à des pendages élevés. Il existe des valeurs seuils à $31 \pm 3^\circ$ et $51.5 \pm 0.5^\circ$ pour α_s et α_p respectivement.** Cette observation ne confirme qu'en partie les observations de Jarrard (1986) et de Ruff et Kanamori (1980). Le premier n'observe pas de corrélation aussi nette et évoque une combinaison du pendage du slab, de son âge et de la vitesse de convergence pour expliquer le régime tectonique plutôt que le pendage seul. Les autres observent une corrélation positive entre α_s et le régime tectonique.

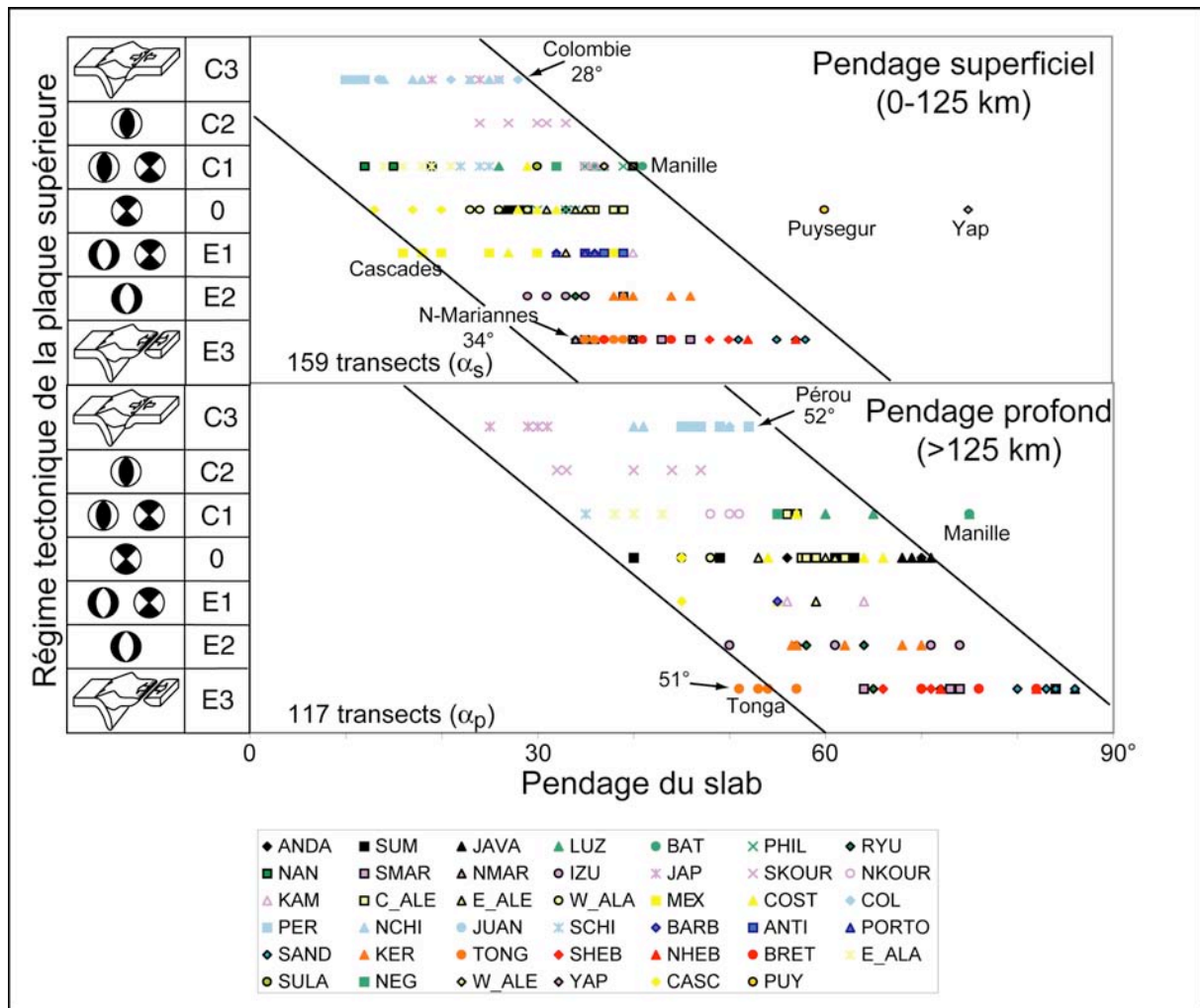


Figure II.58 : Relation entre le régime tectonique de la plaque supérieure et les pendages superficiels et profonds du slab.

La corrélation observée entre α_s et le régime tectonique de la plaque supérieure s'expliquerait par l'augmentation de la surface de contact que permettraient les plus faibles pendages. Augmenter cette surface, favoriserait le couplage entre les plaques et la transmission de contraintes compressives à la plaque supérieure (e.g., Bazarangi et Isacks, 1976 ; Cross et Pilger, 1982 ; Jordan et al., 1983, Gutscher et Peacock, 2003). La corrélation entre α_p et le régime tectonique est plus troublante. Elle pourrait s'expliquer par l'influence de la géométrie du slab sur l'apparition des cellules de convection secondaires associées aux

ouvertures de bassins marginaux, qui sont inhibées par les pendages les plus faibles (Intergueix-Filippi et al., 1999 et 2000). Cette corrélation peut aussi être héritée de la forte corrélation qui lie α_p à α_s (voir la partie 3.4 de ce chapitre).

Rigoureusement parlant, la possibilité d'un contrôle inverse (i.e., du régime tectonique de la plaque supérieure sur la géométrie du slab) doit être envisagée. Plusieurs mécanismes directs peuvent être évoqués, mais tous impliqueraient une corrélation inverse (i.e., les faibles pendages associés aux extensions arrière-arc) à la corrélation observée. Par définition, lorsqu'une plaque supérieure commence à se déformer, le mouvement de la fosse est modifié ($V_{f(n)} = V_{sup(n)} + V_{d(n)}$). Une expansion arrière-arc, par exemple, favorisera le retrait de la fosse, et ainsi une diminution du pendage (e.g ; Griffiths et al., 1995). Cet effet n'est probablement qu'un effet rétro-actif d'un contrôle de premier ordre exercé par la géométrie du slab sur le régime tectonique et favoriserait plutôt une corrélation inverse (i.e., les faibles pendages associés aux extensions arrière-arc) à la corrélation observée. Conrad et al. (2004), eux, proposent une corrélation entre endommagement du slab et régime compressif de la plaque supérieure. Un tel endommagement rendrait le slab plus déformable et tendrait ainsi à faciliter les pendages les plus forts.

Conclusions :

(1) Influence du mouvement absolu de la plaque supérieure et de la force d'ancrage:

Des deux mouvements imposés ($V_{sup(n)}$ et $V_{f(n)}$) aux limites du système arc – arrière-arc, c'est le mouvement de la plaque supérieure qui semble le mieux en contrôler le régime tectonique. La corrélation observée (Figure II.53) est en bon accord avec la plupart des études antérieures (e.g., Hyndman, 1972 ; Chase, 1978 ; Jarrard, 1986). L'analyse statistique de Jarrard (1986), en particulier, présentait déjà $V_{sup(n)}$ comme un paramètre de premier ordre dans le contrôle du régime tectonique de la plaque supérieure (sur un total de 26 paramètres testés, c'est $V_{sup(n)}$ qui présente la meilleure corrélation avec le régime tectonique de la plaque supérieure).

Les déformations arrière-arc observées impliquent l'existence d'une résistance aux migrations du slab qui empêchent la fosse de suivre la plaque supérieure dans son mouvement. La force d'ancrage, mais aussi le slab pull et les forces associées à d'éventuels flux mantelliques sont susceptibles d'opposer une telle résistance. **La corrélation observée est positive (Figure II.53), ce qui implique que cette force est systématiquement opposée au mouvement de la plaque supérieure (i.e., dirigée vers l'Est, compte-tenu de la dérive globale des plaques supérieures vers l'Ouest). C'est la définition même de la force d'ancrage, réaction du manteau à un déplacement du slab** (voir partie 2.2.3 et 3.2 du Chapitre I). Elle est donc la meilleure candidate, même si les effets du slab pull et de flux mantelliques ne peuvent en toute rigueur être écartés. Scholz et Campos (1995) se sont intéressés à l'importance de cette force dans la dynamique de la subduction. Ils l'ont estimée sur un total de 29 zones de subduction et ont montré qu'elle permettait d'expliquer 80% des cas d'expansion arrière-arc.

Cependant, le fait que les fosses ne soient pas statistiquement fixes –de nombreuses fosses en avancée et en retrait ont été identifiées dans la partie 3.3.3 de ce chapitre et dans les études antérieures (e.g., Carlson et Melia, 1984 ; Jarrard, 1986 ; Garfunkel, 1986 ; Carlson et Mortera-Gutiérrez, 1990)- est incompatible avec l'idée de slabs parfaitement ancrés dans le manteau qui les environne. La parfaite fixité des fosses est en fait très rare (Figure II.48), et **l'efficacité de la force d'ancrage, comme l'illustrent les 92% de mouvements de fosse qui sont limités à ± 50 mm/a, n'est en réalité que très partielle.**

La faible intensité de cette force d'ancrage est particulièrement bien illustrée par le grand nombre de transects qui présentent des « slabs parfaitement libres », et plus particulièrement ceux qui ne présentent que de faibles déformations au regard de la rapidité du mouvement de

la plaque supérieure associée (e.g., Izu-Bonin, Manille, Kermadec ; Figure II.56-B), impliquant que dans bien des cas, la fosse se contente de suivre la plaque supérieure. **La force d'ancrage paraît ainsi souvent incapable de contrebalancer le couplage entre la plaque supérieure et la fosse.** Comme le suggèrent Carlson et Mortera-Gutiérrez (1990) pour expliquer l'avancée de la fosse d'Izu-Bonin, la plaque supérieure en mouvement pourrait exercer un excès de pression à l'interface des plaques, et, éventuellement dans le coin mantellique qui surplombe le slab. **Cette pression agirait le long du toit du slab, assurant une certaine interdépendance entre la fosse et la plaque supérieure qui permettrait à la plaque supérieure de mettre en mouvement la charnière du slab et d'entraîner changement de pendage du slab et/ou migration de la fosse.**

La Figure II.50, qui montre que les fosses suivent moins systématiquement la plaque supérieure lorsque le slab a atteint le manteau inférieur, pose le problème de l'effet de cette déflexion du slab le long du manteau inférieur sur la migration de la fosse. Il n'est pas impossible que la relative fixité du slab ne soit pas assurée sur toute sa longueur par la viscosité du manteau supérieur, mais seulement en profondeur, par la partie du slab qui se défléchit le long du manteau inférieur. Les forts cisaillements visqueux qu'implique la grande viscosité du manteau inférieur font que cette partie du slab a des mouvements probablement très limités, qui inhibent les mouvements du reste du slab, tout en allouant un certain degré de liberté aux parties les plus superficielles (i.e., la fosse).

(2) Rollback spontané du slab et influence du slab pull :

Malgré le contrôle global que semble exercer le mouvement de la plaque supérieure sur le régime tectonique arrière-arc, certaines déformations ne peuvent s'expliquer que par des mouvements de slab indépendants de celui de la plaque supérieure : à l'exception de celle des Mariannes, un retrait de la fosse accompagne toutes les expansions arrière-arc, au moins localement. Ce retrait ne peut s'expliquer par le mouvement des plaques supérieures associées, qui s'éloignent de la fosse. Quel mécanisme peut rendre compte de tels retraits ?

L'hypothèse d'un rollback spontané de la fosse induit par le poids du slab est à exclure : (1) un tel mécanisme implique que le retrait du slab augmente avec son poids et donc avec son âge et c'est la tendance inverse qui est observée (voir partie 3.3.3 de ce chapitre); (2) les ouvertures de bassins arrière-arc ne sont pas préférentiellement associées à des slabs âgés ; quatre parmi les sept zones de subduction concernées ont des slabs de moins de 50 Ma (Figure II.57). Ces observations sont en accord avec celles de Jarrard (1986), mais pas avec celles de Garfunkel et al. (1986). L'augmentation globale du retrait des fosses avec l'âge des slabs observée par Garfunkel et al. (1986) peut s'expliquer par l'imprécision des données alors disponibles, en particulier pour les vitesses de déformation arrière-arc (par exemple, la vitesse d'ouverture du Bassin de Lau n'était estimée qu'à 30 mm/a alors qu'elle est en réalité de l'ordre de 100mm/a) et les âges de fonds océaniques pour lesquels aucune base de données globales n'existait encore. Le référentiel absolu utilisé (Minster et Jordan, 1978) est lui-même moins précis que le référentiel HS3-NUVEL1A (Gripp et Gordon, 2002) utilisé ici, et peut contribuer aux écarts observés entre les deux études (par exemple, d'un modèle à l'autre, la plaque eurasienne présente des mouvements opposés). Le fait que les données soient moyennées sur seulement 19 grands segments est lui aussi source d'imprécision.

Ces différentes observations suggèrent que **le slab pull, même pour les slabs les plus âgés et les plus lourds, n'est pas capable d'engendrer des retraits spontanés de la fosse suffisamment conséquents pour dépasser les mouvements induits notamment par la plaque supérieure.** Même dans les cas les plus favorables, c'est-à-dire lorsque la plaque supérieure est très lente et le slab âgé, comme au Japon ($V_{\text{sup}(n)} = 20 \text{ mm/a}$; âge du slab = 130 Ma) ou à Java ($V_{\text{sup}(n)} = 15 \text{ mm/a}$; âge du slab = 80 Ma), on n'observe ni retrait de la fosse ni

ouverture arrière-arc (dans les deux cas, les fosses sont en avancée et suivent la plaque supérieure ; l'arrière-arc japonais est en forte compression de classe C3, et l'arrière-arc javanais est en régime neutre). Ces deux cas montrent que **le rollback spontané du slab, même pour les slabs les plus âgés, ne dépasse probablement pas les 15-20 mm/a** (sinon, l'avancée de la fosse imposée par les plaques supérieures serait au minimum ralentie et il y aurait mise en extension de la plaque supérieure).

(3) Influence des flux mantelliques :

Nous proposons en définitive que les retraits de fosse et les fortes vitesses d'accrétion océaniques associés à la plupart des ouvertures de bassins arrière-arc ne puissent s'expliquer que par l'influence de flux asthénosphériques qui pousseraient le slab dans un sens ou dans l'autre, en fonction de leur orientation. Au contraire de la résistance passive exercée par la force d'ancrage, l'influence de tels flux permet d'expliquer des vitesses de déformation qui dépassent la déformation limite fixée par le mouvement de la plaque supérieure.

Sur la base de diverses observations géologiques et géophysiques, plusieurs auteurs ont évoqué l'existence d'une dérive globale de l'ensemble de la lithosphère vers l'Ouest (Bostrom, 1971 ; Uyeda et Kanamori, 1979 ; Ricard et al., 1991 ; Doglioni, 1993), qui pourrait être associée à un **flux relatif global du manteau vers l'Est** (Nelson et Temple, 1972). Si de tels flux existent, ils sont susceptibles de forcer la migration des slabs vers l'Est et combinerait ses effets à ceux de la force d'ancrage pour mettre les plaques supérieures des subductions à vergence Ouest en extension et celles des subductions à vergence Est en compression. Il permettrait ainsi d'expliquer les déformations et les mouvements de fosse des Tonga, des Mariannes, des Sandwich et des Ryukyu. Cependant, bien qu'il existe une certaine correspondance entre la vergence des subductions et le régime tectonique de la plaque supérieure, elle est loin d'être parfaite (Figure II.52-B) et l'influence d'un tel flux est incompatible avec les extensions observées en Andaman ou dans les Nouvelles Hébrides, ou encore avec la compression observée le long de la fosse Japon-Kouriles. La correspondance observée n'est en fait probablement que dérivée de la bonne corrélation existant entre vergence du slab et azimuth de la plaque supérieure (voir partie 3.1 de ce chapitre). **Ces observations soutiennent l'hypothèse de flux mantelliques locaux ou régionaux plutôt que l'influence d'un flux mantellique global.**

En fait, l'influence de flux mantelliques locaux (Figure II.59) a été reconnue pour les Tonga (Smith et al., 2001 ; Turner et Hawkesworth, 1998) et les Sandwich (Shemenda, 1994 ; Russo et Silver, 1994 ; Pearce et al., 2001) sur la base d'observations sismologiques (mesures d'anisotropie sismique du manteau, dont sont déduites les directions dans lesquelles il flue) et géochimiques. Sur la base d'autres observations, des influences mantelliques ont également été proposées pour les Nouvelles Hébrides (Lagabrielle et al., 1997) et les Ryukyu (Kubo et Fukuyama, 2003 ; Nakamura, 2004).

De tels flux s'expliqueraient par une expulsion du manteau depuis des espaces où il serait confiné, par le rapprochement de deux slabs par exemple. Il est par exemple reconnu que **les zones de subduction qui se trouvent de part et d'autre de l'Océan Pacifique se rapprochent l'une de l'autre au cours du temps** (Garfunkel, 1975 ; Alvarez, 1982 ; Garfunkel et al., 1986 ; Lallemand, 1998 ; l'idée d'un Océan Pacifique dont la surface diminue avec le temps n'implique pas forcément l'idée d'un rollback général des marges comme il est montré par Garfunkel et al., 1986 : on observe plutôt, sur la Figure II.48, des fosses qui reculent plus vite sur la façade Est qu'elle n'avance sur la façade Ouest), impliquant une **compression progressive du manteau qui tendrait alors à s'échapper au niveau des seules issues possibles, les bordures de slab.** Les subductions des Tonga, des Sandwich, des Nouvelles Hébrides, de Nouvelle Bretagne, mais aussi celle des Mariannes

sont ainsi susceptibles d'être influencées par des flux mantelliques expulsés du « réservoir » Pacifique. Des mécanismes comparables sont évoqués pour le manteau sous-jacent à la région du Tibet (Tamaki, 1995 ; Flower et al., 2001). Ce manteau s'échapperait vers l'Est en conséquence de la fermeture de la Thétis et pourrait être responsable des migrations vers l'Ouest et vers le Sud des slabs des subductions d'Andaman et des Ryukyu, et des ouvertures arrière-arc associées (Figure II.48).

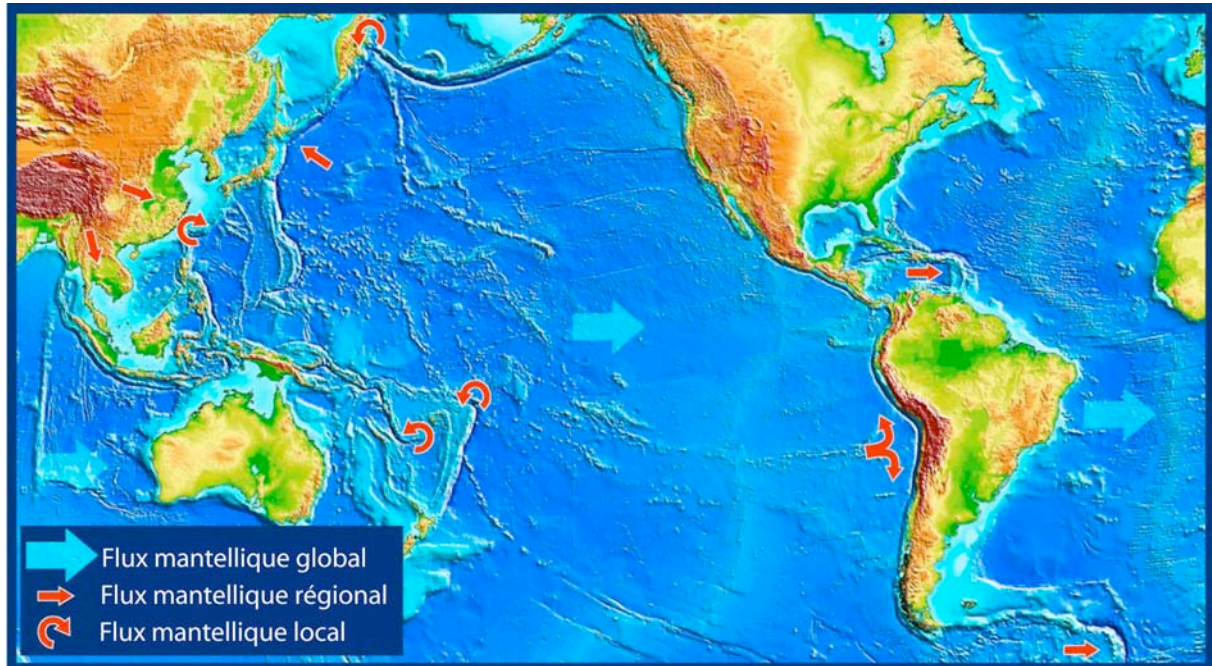


Figure II.59 : Les différents flux mantelliques (globaux, régionaux ou locaux) susceptibles d'interagir avec les zones de subduction.

La localisation préférentielle de tels flux à proximité des bordures de slab en favorise le rollback, engendrant des bassins arrière-arc à extension asymétriques (Schellart et al., 2002) pour lesquels la vitesse d'accrétion diminue au fur et à mesure qu'on s'éloigne de la bordure. La plupart des zones de subduction qui présentent un bassin arrière-arc en expansion présentent ce genre de configuration, avec des bordures de slabs bien identifiées, et des vitesses d'accrétion arrière-arc et des vitesses de retrait de la fosse qui augmente au fur et à mesure qu'on s'en rapproche. Dans une moindre mesure, cet effet se fait probablement sentir au niveau du Kamchatka dont l'arrière-arc est en extension (classe E1) à l'aplomb de la déchirure de slab qui sépare le slab de la subduction Japon-Kouriles de celui de la subduction qui s'étend des Aléoutiennes à l'Alaska (Yogodzinski et al., 2001), alors que vers le Sud, lorsqu'on s'éloigne de la déchirure, l'arrière arc est en forte compression (classe C2 au niveau des Kouriles puis C3 au niveau du Japon). L'effet de flux locaux est probablement facilité au niveau de subductions comme celles des Nouvelles Hébrides, de Nouvelle Bretagne, des Sandwich et des Mariannes (si la déchirure de son slab à hauteur du plateau d'Ogasawera est bien réelle ; voir partie 2.2.4 de ce chapitre) par l'étroitesse des slabs (Dvorkin et al., 1993 ; Bellahsen et al., 2005). **A l'inverse, le confinement du manteau sous le Pacifique est susceptible de favoriser la compression des plaques supérieures au niveau des parties centrales des slabs les plus longs (Amérique du Sud et Izu-Bonin-Kamchatka). Le manteau est d'autant plus confiné qu'il est éloigné des bordures de slab et est ainsi susceptible de pousser le panneau plongeant vers la plaque supérieure.** Un tel mécanisme

pourrait expliquer la compression arrière-arc (régime tectonique de classe C3) observée au Japon en dépit du retrait de la plaque Amour.

Les bordures de slabs ne sont pas les seuls facteurs locaux susceptibles de conditionner la genèse de bassins arrière-arc. Il existe ainsi une coïncidence marquante entre l'entrée en subduction de reliefs océaniques et la structure de la plupart des bassins arrière-arc. Dans le cas des Tonga, par exemple, les vitesses d'accrétion du Bassin de Lau sont maximales au niveau de la bordure Nord du slab et décroissent progressivement vers le Sud pour s'arrêter juste au droit de la ride de Louisville, qui entre en subduction à 25°S de latitude. De la même manière, l'accrétion océanique du Bassin des Mariannes prend fin au droit de l'entrée en subduction du plateau d'Ogasawera. Selon Mantovani et al. (2001), ce genre d'influence est commun à chacun des bassins arrière-arc actifs. Les processus de poinçonnement et d'extrusion qui accompagneraient l'entrée en subduction de tels reliefs seraient même, selon eux, le principal moteur de l'ouverture arrière-arc.

En résumé :

La genèse des bassins arrière-arc est associée (Figure II.60) : (1) à des plaques supérieures en retrait par rapport à la fosse; (2) à des plaques subduites rapides; (3) à des fosses en retrait seulement là où l'expansion arrière-arc est plus rapide que la plaque supérieure (50% des cas); (4) à des slabs d'âge très variable (30 à 150Ma); (5) à des slabs à forts pendages (pendages superficiels et profonds dépassent respectivement 30° et 50°); (6) à des slabs généralement étroits; (7) à un certain nombre de facteurs locaux (bordure de slabs, flux mantelliques, subduction de reliefs océaniques) qui conditionnent la structure exacte du bassin.

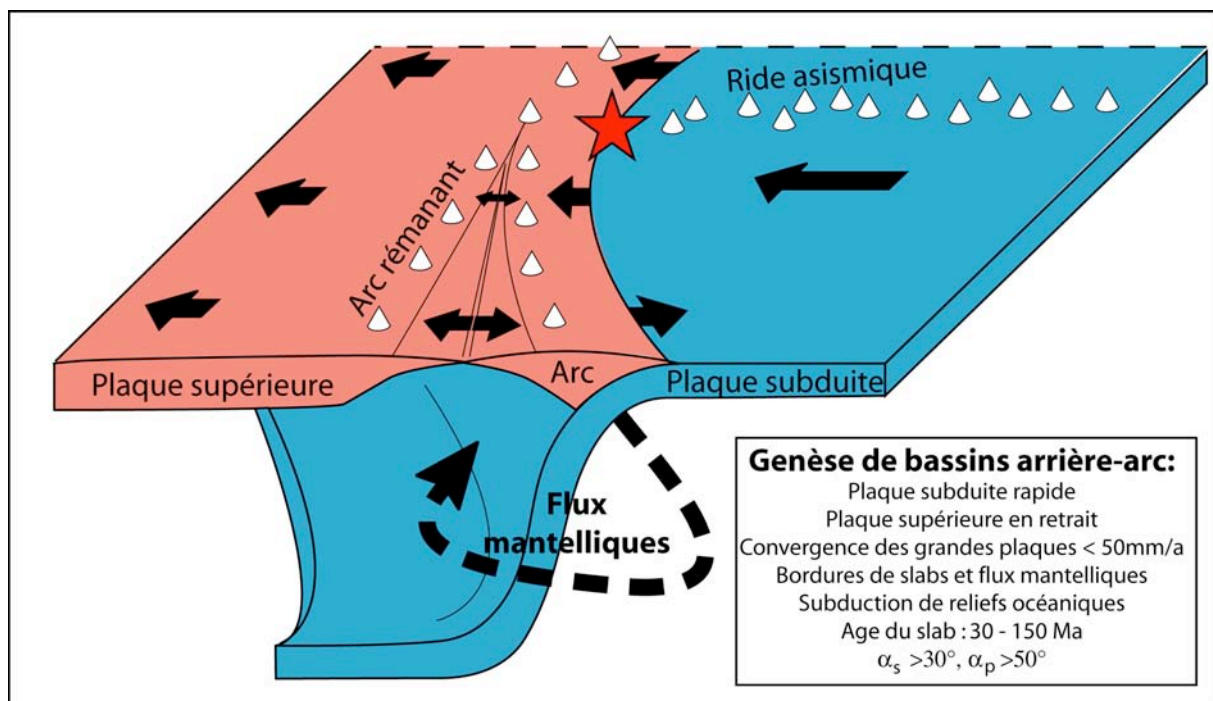


Figure II.60 : Les paramètres qui conditionnent la genèse de bassins arrière-arc.

Les compressions de la plaque supérieure sont associées (Figure II.61) : (1) à des plaques supérieures en avancée vers la fosse; (2) à des plaques subduites lentes; (3) à des fosses parfois en retrait, parfois en avancée; (4) à des slabs d'âge très variable (15 à 130Ma); (5) à des slabs à faibles pendages (pendages superficiels et profonds sont respectivement inférieurs à 30° et 50°); (6) aux parties centrales des slabs les plus larges (plus forte résistance du manteau, voir flux mantelliques).

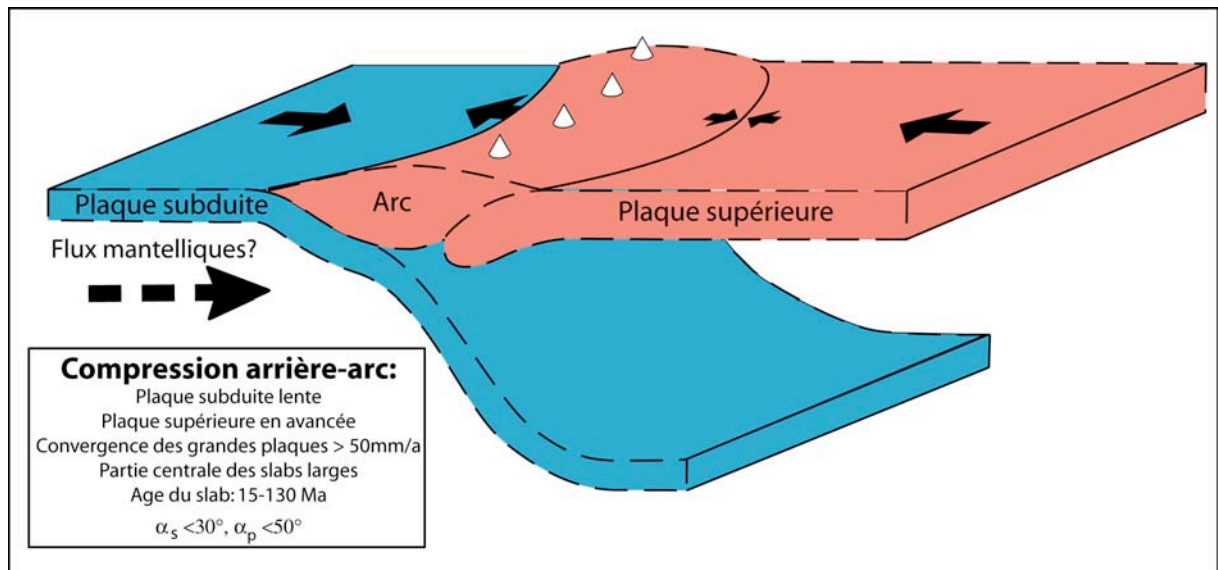


Figure II.61 : Les paramètres qui conditionnent la compression arrière-arc.

3.4- Pendage et rayon de courbure du slab :

De nombreux auteurs associent la variabilité du pendage des slabs à celle de l'intensité du slab pull (e.g., l'opposition des types Chili et Mariannes d'Uyeda et Kanamori, 1979). Une telle corrélation est effectivement plausible lorsqu'on compare des zones de subduction comme celles du Sud-Chili ou de Nankai (slab jeune et à faible pendage) à celle des Mariannes (slab vieux et à pendage vertical). D'autres, comme Doglioni (1999), en se basant sur l'observation d'une dérive globale de la lithosphère vers l'Ouest, suggèrent que les subductions à vergence Ouest sont plus pentues que les subductions à vergence Est, à cause de la pression exercée sur le slab par le manteau. Ces deux théories souffrent néanmoins d'un certain nombre de contre-exemples bien connus, comme le slab du Japon, qui malgré des âges similaires à celui des Mariannes et sa vergence Ouest n'en présente pas moins de faibles pendages, ou encore, celui de la jeune lithosphère Atlantique qui subduit sous les Iles Sandwich avec des pendages presque verticaux. En réalité, il existe un très grand nombre de mécanismes et de paramètres susceptibles de contrôler le pendage du slab : l'âge du slab, soit par le slab pull, soit par la résistance au ploiement (voir partie 3.2.1 du Chapitre I), la profondeur atteinte par le slab, sa largeur, sa rhéologie / son état thermique, le mouvement des différentes plaques, la nature de la plaque supérieure... Après une description de la variabilité que peut présenter la géométrie des slabs, nous testerons si statistiquement, certains de ces paramètres sont plus pertinents que les autres. Comme le montre le Tableau II.4, la plupart des corrélations sont très faibles. En prenant le soin de différencier les transects sur la base de critères comme la profondeur atteinte par le slab ou encore la proximité de bordures de slabs, des corrélations plus nettes apparaissent, notamment avec le mouvement des plaques. Le rayon de courbure du slab est très bien corrélé au pendage superficiel du slab (voir partie 1.3.3 de ce chapitre). Sa variabilité sera décrite, mais nous ne nous intéresserons pas à sa relation avec les autres paramètres, qui, à peu de chose près, est la même que celle du pendage superficiel.

	R_c	α_σ	α_π	$V_{sub(n)}$	$V_{sup(n)}$	$V_{f(n)}$	$V_{c(n)}$	$V_{s(n)}$	O_c	O_s	RTPS	P_{max}	Age	φ
R_c	1	-0.8	-0.6	0.00	0.05	-0.19	0.11	-0.19	-0.15	-0.15	0.54	0.18	-0.05	0.22
α_σ		1	0.68	-0.12	-0.14	0.20	-0.35	0.10	0.27	0.20	-0.70	-0.09	0.06	0.20
α_π			1	-0.15	-0.19	0.03	-0.49	-0.13	0.16	0.27	-0.73	0.09	0.02	0.04

Tableau II.4 : Coefficients de corrélation du rayon de courbure du slab (R_c), de ses pendages superficiel et profond (α_σ et α_π) avec le mouvement absolu de la plaque subduite ($V_{sub(n)}$), celui de la plaque supérieure ($V_{sup(n)}$), celui de la fosse ($V_{f(n)}$), la vitesse de convergence des grandes plaques et son obliquité ($V_{c(n)}$ et O_c), la vitesse de subduction et son obliquité ($V_{s(n)}$ et O_s), le régime tectonique de la plaque supérieure (RTPS), l'âge à la fosse (Age), et son paramètre thermique (φ). Les meilleures corrélations sont surlignées de rouge et sont pour la plupart détaillées par la suite. Les coefficients de corrélation sont calculés sur la base d'un total des 104 points d'échantillonnage pour lesquels la mesure de tous ces paramètres a été possible. Lorsque les différentes corrélations seront considérées individuellement, le nombre de mesures considérées et le coefficient de corrélation peuvent ainsi différer un peu de ceux présentés dans ce tableau.

La plupart des résultats présentés dans cette partie ont fait l'objet d'un article (Lallemand et al., 2005b), intitulé « On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion, and crustal nature in subduction zones » paru en Septembre 2005 dans le journal « Geochemistry, Geophysics, Geosystems ». Cet article a été ajouté en Annexe IV du mémoire. Les résultats ont également été présentés lors de différents congrès internationaux (Lallemand et al., EGS 2003 ; Lallemand et al., EGU 2005).

3.4.1- Variabilité du pendage et du rayon de courbure du slab :

Pendage superficiel du slab :

Les variations des pendages superficiels des slabs le long des différentes zones de subduction actuelles sont représentées en Figure II.62-A. La distribution (Figure II.62-B) montre **un pic principal, à environ 35°, pour un pendage moyen à $32 \pm 11^\circ$** . Ils sont rarement très élevés : 80% ne dépassent pas les 40°. Les slabs de Yap et Puysegur, très courts (moins de 300 km de profondeur), atteignent la verticale et sont les plus pentus à ces profondeurs. Les slabs les plus plats sont ceux de Nankai, du Japon, d'Alaska, des Cascades, du Mexique, et de l'Amérique du Sud, avec des pendages qui avoisinent les 15°.

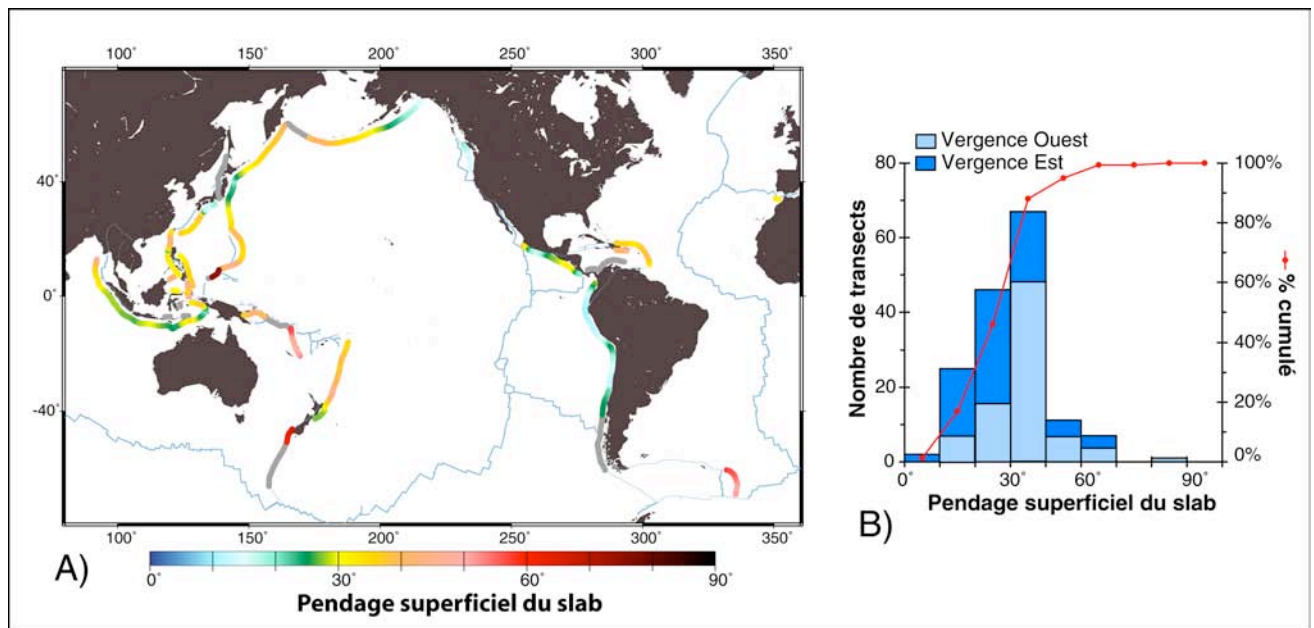


Figure II.62 : Pendage superficiel du slab. A) Répartition le long des fosses. B) Distribution.

Pendage profond du slab :

Les variations des pendages profonds des slabs le long des différentes zones de subduction actuelles sont représentées en Figure II.63-A. La distribution (Figure II.63-B) montre **un pic principal, à environ 75° et une moyenne à $58 \pm 14^\circ$** . Les pendages faibles sont rares à ces profondeurs (80% des pendages dépassent les 40°). Les plus faibles sont ceux du slab qui subduit à hauteur du Japon : ils avoisinent les 25°. Plusieurs slabs ont des pendages verticaux. Citons notamment ceux des Mariannes, des Sandwich, des Nouvelles Hébrides et de Nouvelle Bretagne.

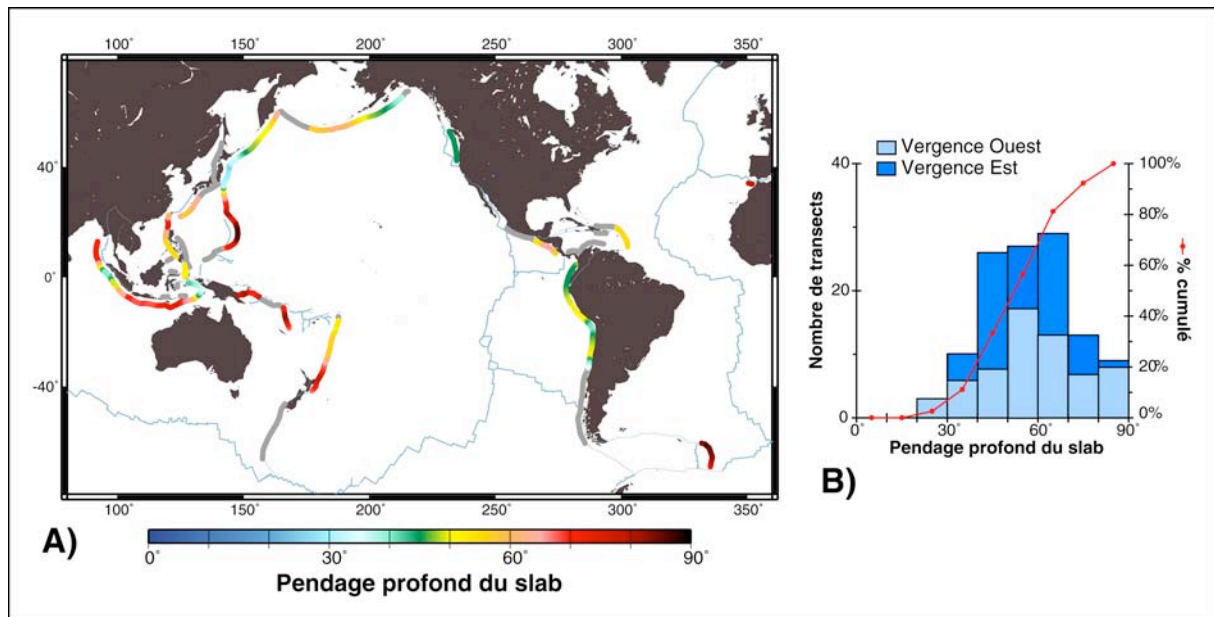


Figure II.63 : Pendage profond du slab. A) Répartition le long des fosses. B) Distribution.

Rayon de courbure du slab :

La Figure II.64-A représente les variations de rayon de courbure des slabs le long des différentes zones de subduction actuelles. La distribution (Figure II.64-B) présente **un pic principal à environ 250 km, et une moyenne à 390 ± 190 km**. Les rayons de courbure les plus importants atteignent les 1200 km. Ils sont cependant largement minoritaires : plus de 90% des transects ont un rayon de courbure compris entre 120 km (slab des Nouvelles Hébrides) et 600 km.

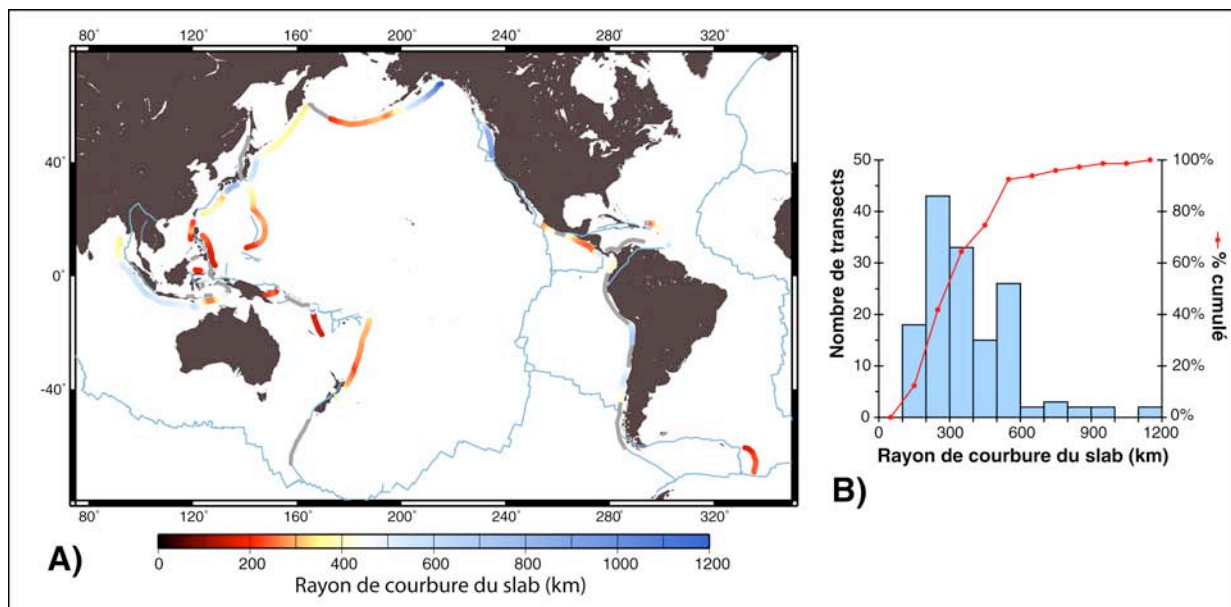


Figure II.64 : Rayon de courbure du slab. A) Répartition le long des fosses. B) Distribution

3.4.2- Relations entre les paramètres :

Pendage du slab et nature de la plaque supérieure :

Furlong et al. (1982) remarquaient, sur la base d'une comparaison entre 12 zones de subduction, que le pendage moyen α_d est plus fort sous les plaques supérieures océaniques (65°) que sous les plaques continentales (53°). Plus tard, Jarrard (1986) confirme cette observation sur la base d'un plus large spectre de zone de subduction (29 transects), avec des α_d moyens estimés cette fois respectivement à 66° et 40.5° . Les 159 transects que nous avons étudiés présentent la même tendance (Figure II.65). **Le pendage profond moyen est de $70 \pm 10.5^\circ$ sous les plaques supérieures océaniques (38 transects) contre $52.5 \pm 11.5^\circ$ sous les plaques continentales (79 transects). Le pendage superficiel moyen est lui de $42.5 \pm 9.5^\circ$ sous les plaques supérieures océaniques (42 transects) contre $27.5 \pm 8.6^\circ$ sous les plaques continentales (117 transects).** Si on ne prend pas en compte les transects proches des bordures de slab, ces valeurs moyennes diminuent légèrement.

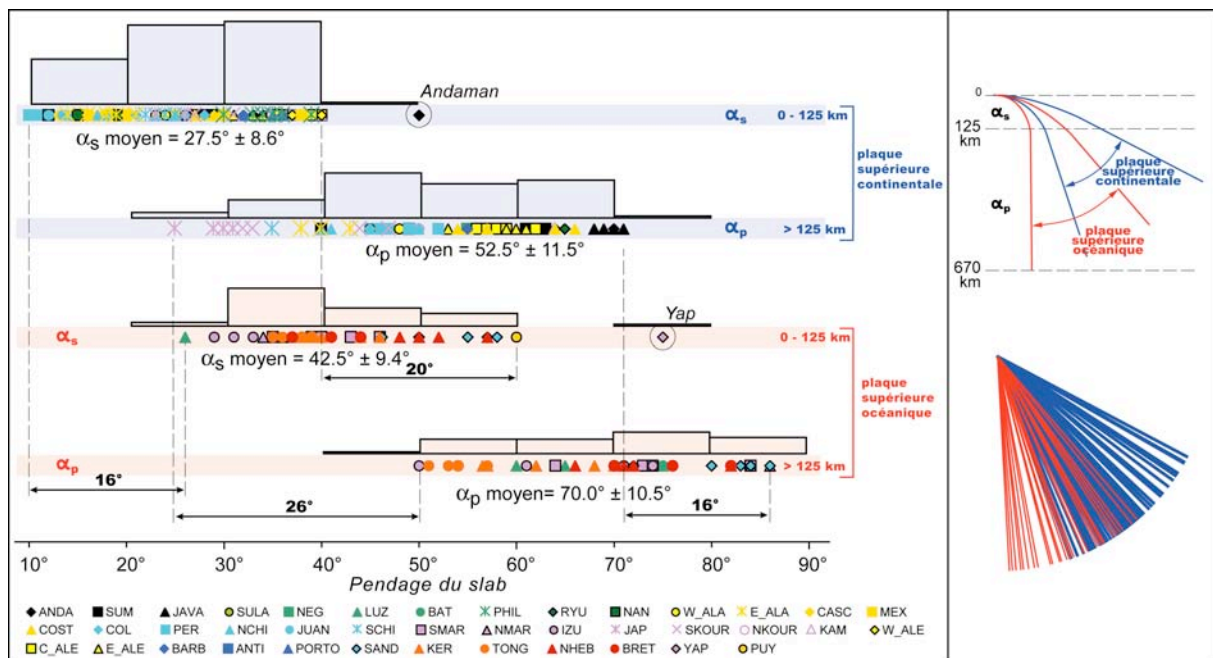


Figure II.65 : Pendage du slab et nature de la plaque supérieure. On différencie, pour les pendages superficiels (α_s) et profonds (α_p), les subductions associées à des plaques supérieures continentales (en haut) de celles qui sont associées à des plaques océaniques (en bas).

Pendage du slab et vergence de la subduction :

Les zones de subduction sont sous l'influence d'une dérive globale de la lithosphère vers l'Ouest et d'un possible flux mantellique associé, dirigé vers l'Est. A ce titre, Doglioni et al. (1999) considèrent que la polarité de la subduction joue un rôle fondamental dans le contrôle du pendage des slabs. Les slabs à vergence Ouest seraient ainsi plus pentus que les slabs à vergence Est.

Certaines des caractéristiques des subductions à vergence Est et Ouest ont déjà été discutées, notamment dans les parties 3.1.1 et 3.3 de ce chapitre. **Pour ce qui est du pendage du slab, la différence entre ces deux populations existe mais n'est pas nette** (Figures II.62 et II.63). Le pendage superficiel moyen des subductions à vergence Est est de $28 \pm 11^\circ$ (74 transects), contre $34 \pm 10^\circ$ (85 transects) pour les subductions à vergence Ouest. La différence est encore moindre pour les pendages profonds moyens qui sont de $57 \pm 12^\circ$ pour les subductions à vergence Est, contre $59 \pm 16^\circ$ pour les subductions à vergence Ouest. Cette

différence n'augmente que de quelques degrés si on se focalise sur les zones de subduction à vergence plus strictement Est-Ouest (i.e., à $\pm 45^\circ$ de part et d'autre de cet axe), donc susceptibles d'être plus directement affectées par le vent mantellique dirigé vers l'Est.

Pendage, bordures et largeur des slabs :

Avec un α_s moyen de $38 \pm 13^\circ$ (45 transects) et un α_p moyen de $66 \pm 12^\circ$ (28 transects), **les pendages sont généralement plus pentus à l'approche d'une bordure de slab** (Figure II.66). Les moyennes passent à respectivement $29 \pm 9^\circ$ (114 transects) et $56 \pm 14^\circ$ (89 transects) pour les transects localisés à distance de ces bordures. **Les bordures de slab présentent ainsi des pentes plus élevées de 10° en moyenne.** Les Figures II.62, II.63, et II.64 illustrent ces variations latérales de pendage et de courbure, observées par exemple à l'approche de la bordure de slab du Kamchatka (α_s y dépasse les 50° alors qu'il est seulement d'environ 20° à hauteur du Japon), ou de celle de l'Andaman. Les transects des slabs les plus étroits (e.g., Yap, Pyuségur, Nouvelles Hébrides, Nouvelle Bretagne, Sandwich, Philippines), encadrés de deux bordures, présentent d'ailleurs des pendages et courbures particulièrement élevés. Il existe un certain nombre d'exceptions marquantes à cette règle : la bordure Est du slab Alaska-Aléoutiennes, la bordure Sud du slab de l'Amérique Centrale et la bordure Est du slab Ryukyu-Nankai. La première peut s'expliquer par le détachement de la plaque Kula, le long d'une dorsale fossile, du slab Aléoutiennes-Alaska actif plus en surface (Gorbatov et al., 2000). Les deux autres peuvent quant à eux s'expliquer par l'entrée en subduction de reliefs océaniques de faible densité et résistants à la subduction (Ride de Cocos pour l'Amérique Centrale, et, Ride de Palau-Kyushyu et Arc d'Izu-Bonin pour Nankai).

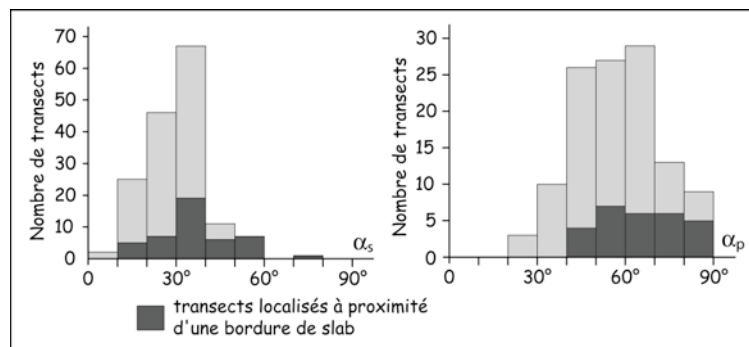


Figure II.66: Comparaison des α_s et des α_p à proximité et loin des bordures de slab. Ils sont généralement plus élevés à proximité de ces bordures.

L'évolution du rayon de courbure du panneau plongeant R_c le long des neuf slabs qui ont atteint la limite à 670 km illustre bien cet effet de bordure (Figure II.67). **Le plus souvent, et surtout pour les slabs les plus larges, les rayons de courbure adoptés par la plaque en subduction sont plus faibles (i.e., les pendages sont plus forts) au niveau des bordures.** Le slab Izu-Bonin-Kamchatka, avec des contrastes de presque 300 km entre les rayons de courbure de ces bordures (R_c est de l'ordre de 350 km au niveau d'Izu-Bonin et du Kamchatka) et ceux de sa partie centrale (R_c est à environ 600 km au niveau du Japon), en est l'exemple type. En corollaire de cet effet de bordure, **il existe également une influence nette de la largeur des slabs** (moins un slab est large, plus les deux bordures des slabs sont rapprochées et plus leur influence est marquée) : **les slabs qui cumulent moins de 2000 km de fosses ont des rayons de courbure inférieurs à 300 km (la plupart sont d'ailleurs associés à des ouvertures de bassins marginaux ; voir la partie 3.3.4 de ce chapitre), et inversement pour les slabs plus larges.** Par contre, le contraste entre les courbures des bordures et les parties centrales est moins marqué le long des slabs les moins larges,

probablement parce que les effets de bordure affectent une plus grande proportion du slab, ce qui a pour effet d'homogénéiser la géométrie.

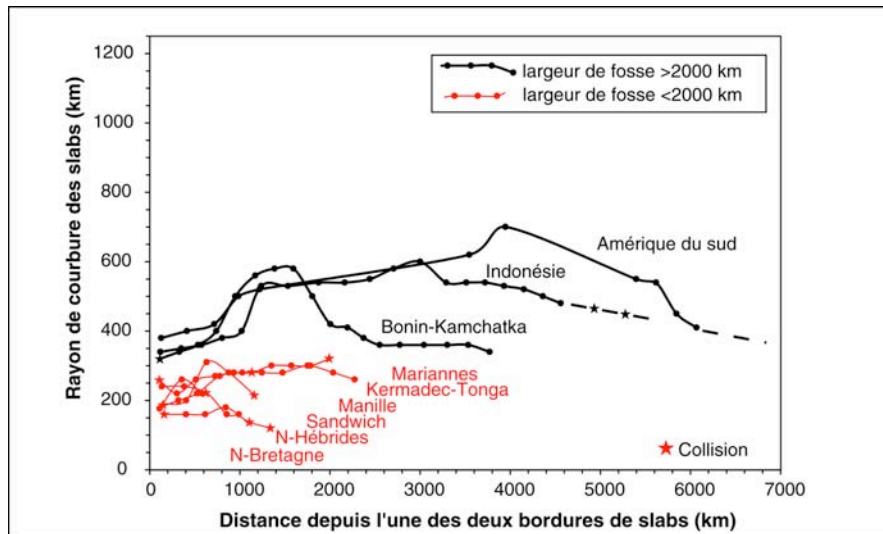


Figure II.67 : Evolution du rayon de courbure des slabs le long des différentes fosses (tous les slabs qui atteignent, au minimum, la limite manteau supérieur – manteau inférieur sont reportés sur cette figure).

Pendage du slab et cinématique des plaques :

Sur la base des conclusions de Luyendyk [1970] (le pendage du slab présente une corrélation inverse avec la vitesse de convergence des grandes plaques) et de Furlong et al. [1982] (le pendage du slab présente une corrélation inverse avec le mouvement absolu de la plaque supérieure), nous avons examiné les corrélations existant entre le pendage du slab et les mouvements absolus et relatifs des plaques. La Figure II.68 synthétise les relations existantes. Elle illustre **la prédominance du mouvement absolu de la plaque supérieure dans le contrôle du pendage du slab** : les pendages les plus forts (en jaune-rouge) s'observent pour les plaques supérieures en retrait par rapport à la fosse et les pendages les plus faibles (en blanc-bleu) pour les plaques supérieures en avancée vers la fosse. L'effet du mouvement de la plaque plongeante est beaucoup moins net. Globalement, les pendages les plus forts sont néanmoins associés aux plaques plongeantes les plus rapides. Par contre, aucune relation claire n'apparaît entre la vitesse de convergence des deux plaques et le pendage du slab. Dans le Chapitre III, nous décrivons une série d'expérimentations analogiques réalisées au laboratoire de modélisation du « Dipartimento di Scienze Geologiche » de l'Université de Rome 3 dans le but de tester plus précisément les effets des mouvements absolus des grandes plaques sur la forme adoptée par le panneau plongeant et la déformation de la plaque supérieure.

En première approche, les coefficients de corrélation entre le pendage du slab et tous les mouvements, relatifs et absolus, sont assez faibles ($R < 0.5$; Tableau II.4). Cependant, comme la géométrie du slab peut être affectée par des effets de bordure et par son interaction avec le manteau inférieur, ces mêmes corrélations ont été testées pour plusieurs sous-catégories de transects, à savoir, (1) les transects sans bordure de slab proche ; (2) les transects pour lesquels le slab atteint ou traverse la discontinuité à 670 km ; (3) les transects pour lesquels le slab traverse la discontinuité à 670 km (Tableau II.5).

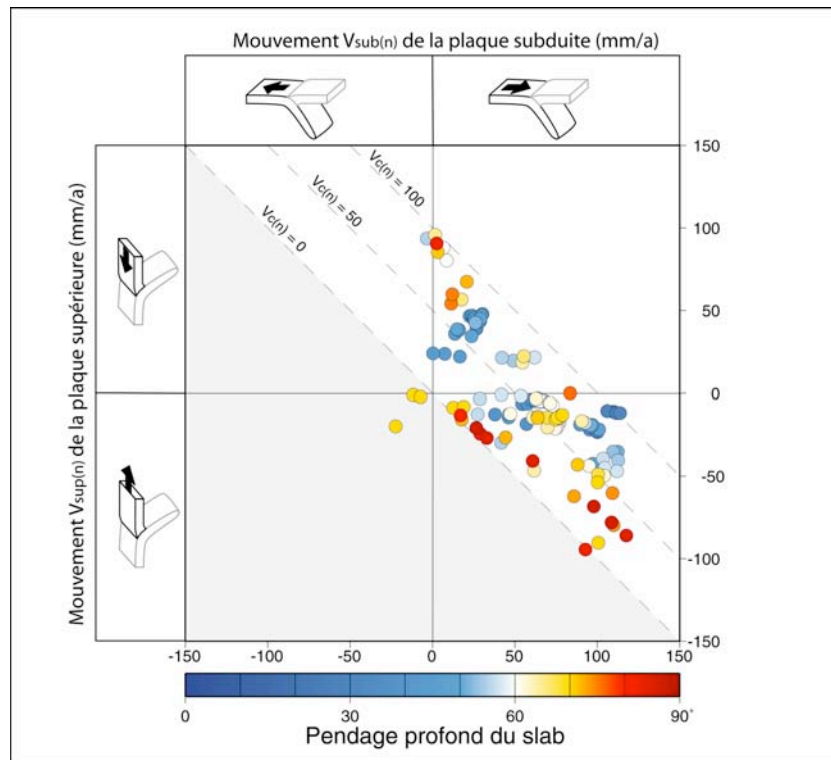


Figure II.68 : Relations entre les mouvements des grandes plaques et le pendage du slab.

Globalement, c'est le mouvement absolu de la plaque supérieure qui offre les meilleures corrélations avec le pendage du slab. La tendance montre un pendage qui diminue lorsque la plaque passe de mouvements en retrait à des avancées vers la fosse (Figure II.69). La corrélation est meilleure avec α_s qu'avec α_p , et s'améliore lorsque le slab atteint et pénètre dans le manteau inférieur : le coefficient de régression linéaire R est dans ce cas de 0.75 pour α_p et de 0.88 pour α_s ; il passe à respectivement 0.41 et 0.70 si on inclut les slabs qui reposent sur la discontinuité à 670 km et n n'est plus que de 0.39 et 0.61 lorsque tous les transects sont pris en considération.

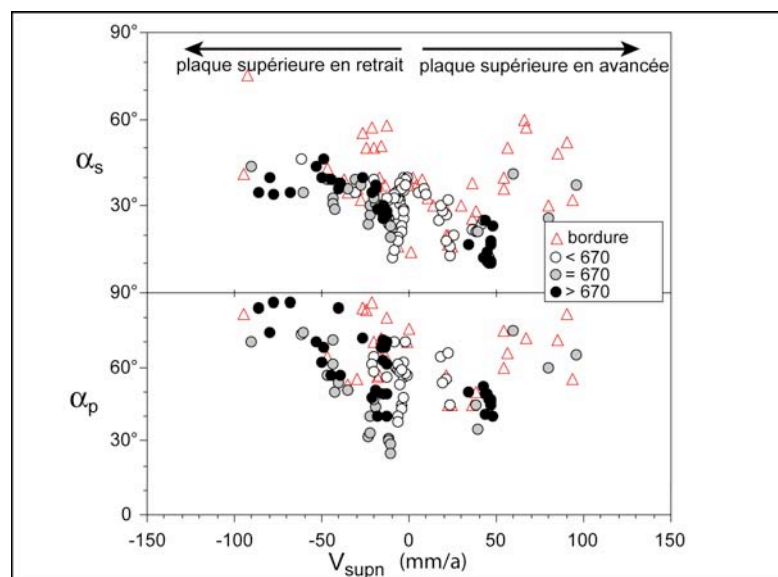


Figure II.69 : Relations entre le pendage du slab et le mouvement absolu $V_{sup(n)}$ de la plaque supérieure. Lorsque les transects proches de bordures de slabs sont exclus, une corrélation inverse apparaît. La meilleure corrélation est observée pour les slabs qui pénètrent dans le manteau inférieur. Voir le Tableau II.5 pour plus de détails.

Le coefficient de corrélation le plus élevé lie le pendage du slab au mouvement absolu de la fosse des transects associés à un slab qui pénètre dans le manteau inférieur ($R=0.69$ pour α_p et 0.93 pour α_s). La corrélation se détériore cependant rapidement lorsque les autres transects sont pris en compte. **Une bonne corrélation est également observée entre le pendage des slabs qui pénètrent dans le manteau inférieur et le mouvement absolu de la plaque subduite**, mais là encore la relation se détériore considérablement lorsque les autres transects sont pris en compte. La corrélation avec $V_{s(n)}$ est médiocre. Elle est meilleure avec la vitesse de convergence des grandes plaques $V_{c(n)}$.

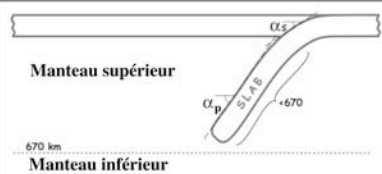
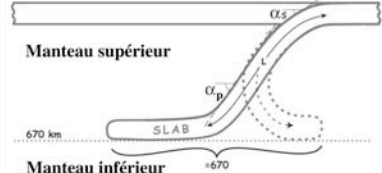
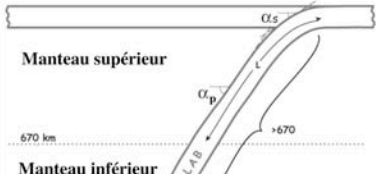
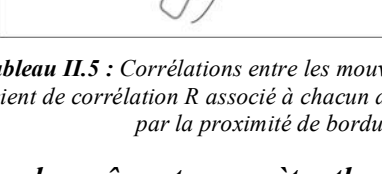
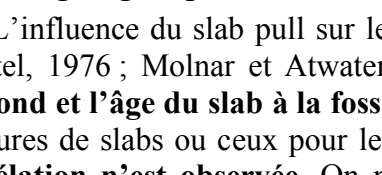
		α_s		α_p		
		R	Nb de transects	R	Nb de transects	
 <p>Manteau supérieur 670 km Manteau inférieur</p>	$V_{sup} vs \alpha$	-0.88	39	-0.75	39	> 670
		-0.70	65	-0.41	61	≥ 670
		-0.61	114	-0.39	89	loin des bordures de slab
		-0.33	159	-0.26	117	tous les transects
 <p>Manteau supérieur 670 km Manteau inférieur</p>	$V_f vs \alpha$	-0.93	39	-0.69	39	> 670
		-0.52	65	-0.24	61	≥ 670
		-0.47	114	-0.24	89	loin des bordures de slab
		-0.10	159	-0.03	117	tous les transects
 <p>Manteau supérieur 670 km Manteau inférieur</p>	$V_{sub} vs \alpha$	0.85	39	0.63	39	> 670
		0.57	65	0.10	61	≥ 670
		0.42	114	0.10	89	loin des bordures de slab
		0.14	159	-0.06	117	tous les transects
 <p>Manteau supérieur 670 km Manteau inférieur</p>	$V_s vs \alpha$	-0.36	39	-0.26	39	> 670
		-0.03	65	-0.26	61	≥ 670
		-0.06	114	-0.22	89	loin des bordures de slab
		-0.05	160	-0.10	117	tous les transects
 <p>Manteau supérieur 670 km Manteau inférieur</p>	$V_c vs \alpha$	-0.49	39	-0.58	39	> 670
		-0.44	65	-0.64	61	≥ 670
		-0.33	114	-0.55	89	loin des bordures de slab
		-0.35	159	-0.49	117	tous les transects

Tableau II.5 : Corrélations entre les mouvements absolus et relatifs des plaques et le pendage des slabs. On donne le coefficient de corrélation R associé à chacun des 4 groupes de slabs, qui sont définis par la profondeur atteinte par le slab, et par la proximité de bordures de slabs. Les coefficients qui dépassent 0.5 sont grisés.

Pendage, âge et paramètre thermique du slab :

L'influence du slab pull sur le pendage du slab est acceptée par la plupart (e.g., Vlaar et Wortel, 1976 ; Molnar et Atwater, 1978). **Nous avons testé la relation entre le pendage profond et l'âge du slab à la fosse** (Figure II.70). Même en excluant les transects proches de bordures de slabs ou ceux pour lesquels le slab n'a pas atteint le manteau inférieur, **aucune corrélation n'est observée**. On peut obtenir une meilleure approximation du slab pull en multipliant l'âge du slab par la profondeur qu'il atteint (Carlson et al., 1983 ; voir la partie 2.1.1 du Chapitre I). Les tests réalisés ne montrent cependant aucune amélioration de la corrélation.

Les rayons de courbure du panneau plongeant montrent, eux, une relation grossière avec l'âge du slab ($R = 0.56$), pour peu qu'on se focalise uniquement sur les slabs défléchis le long de la limite manteau supérieur / manteau inférieur (voir Figure II.71). **La tendance observée n'est pas celle qui est attendue si le slab pull est prépondérant : le rayon de courbure augmente (i.e., le pendage diminue) avec l'âge du slab**. Cette tendance, bien que sujette à caution (le coefficient de corrélation reste assez faible au regard des seulement 47 mesures reportées) pourrait s'expliquer par une prédominance de la force de ploiement du slab. Bellhasen et al. (2005) ont en effet mis en évidence de tels comportements avec des

analogues visqueux de plaques en subduction, pour lesquels la géométrie adoptée est d'autant plus pentue que la plaque est peu épaisse et facile à plier.

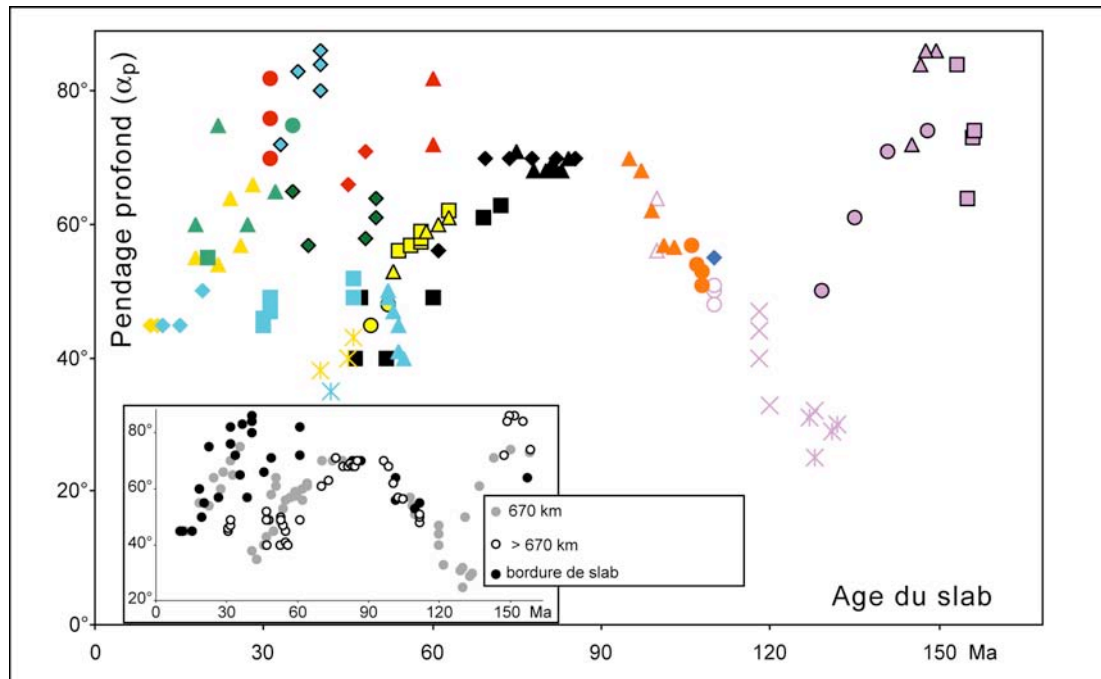


Figure II.70 : Relation entre le pendage profond du slab α_p et son âge à la fosse. Voir la Figure II.65 pour la légende attachée aux différentes zones de subduction. Les mêmes données apparaissent dans le bas à gauche, mais avec distinction des différentes catégories de transects (bordure de slab, slab posé sur la discontinuité à 670 km et slab pénétrant dans le manteau inférieur).

La rhéologie du slab, mais aussi sa densité moyenne, sont contrôlées par l'état thermique du slab. **La relation entre le paramètre thermique du slab et son pendage profond est cependant très faible ($R=0.04$; Tableau II.4).** Elle s'améliore quelque peu avec le pendage superficiel ($R=0.20$; Tableau II.4) mais reste négligeable.

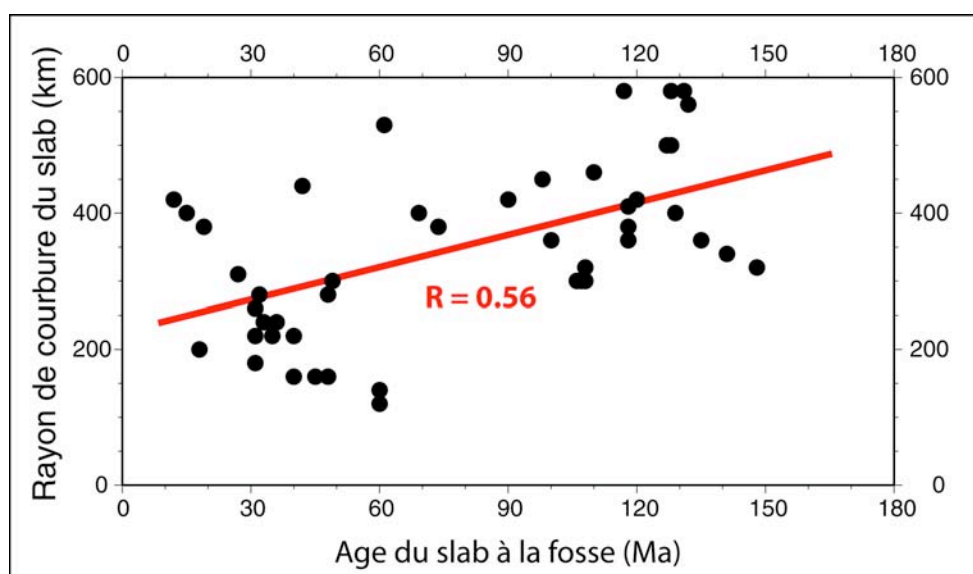


Figure II.71 : Relation entre le rayon de courbure et l'âge à la fosse de tous les slabs défléchis le long de la limite à 670 km.

3.4.3- Discussion :

Relation entre le pendage du slab, le mouvement absolu de la plaque supérieure et celui de la fosse :

Le pendage du slab est grossièrement corrélé aux mouvements absolus V_{sup} et V_f de la plaque supérieure et de la fosse, spécialement lorsque les mesures sont éloignées des bordures de slab. **Les plaques supérieures en avancée sont associées à des slabs à faible pendage alors que les plaques supérieures en retrait sont corrélées à de plus forts pendages, et inversement pour le mouvement absolu de la fosse** (Figure II.68).

Le mouvement de la fosse V_f est, par définition, corrélé au mouvement de la plaque supérieure V_{sup} , sauf quand celle-ci se déforme de manière significative ($V_f = V_{sup} + V_d$; voir la partie 1.3.5 de ce chapitre). Comme les déformations arrière-arc les plus rapides sont généralement associées à des bordures de slab (e.g., Tonga, Sandwich, Nouvelle Hébrides), les mouvements de fosse suivent plus ou moins ceux de la plaque supérieure pour la plupart des transects éloignés des bordures ($V_f \sim V_{sup}$; voir la partie 3.3 de ce chapitre). Il n'est donc pas surprenant que V_f et V_{sup} se corrélerent tous les deux au pendage du slab lorsqu'on ne prend pas en compte les transects situés à proximité des bordures de slab.

Le mécanisme qui pourrait expliquer cette corrélation implique une relative fixité de la partie la plus profonde du slab, qui agirait comme un pivot vis-à-vis de la fosse, mise en mouvement par la plaque supérieure. La force d'ancrage du slab (voir la partie 2.2.3 du Chapitre I) pourrait être responsable de cette fixité du slab profond, bien qu'il ait été montré dans les parties 3.3.3 et 3.3.4 de ce chapitre qu'elle était vraisemblablement incapable d'empêcher des mouvements de fosses qui ne dépassent pas les ± 50 mm/a. La Figure II.68 montre par ailleurs que la relation statistique s'améliore lorsque le slab repose sur, ou passe à travers la limite manteau supérieur/manteau inférieur. Tous ces slabs sont défléchis, dans un sens ou dans l'autre (Fukao et al., 2001). **La partie du slab qui repose sur le manteau inférieur rencontre des cisaillements visqueux d'un autre ordre de grandeur que ceux auxquels il peut être soumis pendant sa descente dans le manteau supérieur. Il est donc probable que cette partie du slab reste presque immobile par rapport aux parties les plus superficielles et représente le point de pivot du slab qui permet d'accommoder les migrations de fosse par des changements de pendage.** Même si le mécanisme exact n'est pas clair à la seule lumière de cette relation statistique et qu'il mérite d'être testé par des modèles analogiques et numériques appropriés (voir Chapitre III), le mouvement de la plaque supérieure contribue à horizontaliser le slab lorsqu'il est dirigé vers la fosse et à le verticaliser lorsqu'il est dirigé dans l'autre sens.

La corrélation observée entre le pendage du slab et le mouvement absolu de la plaque subduite, surtout pour les transects associés à des slabs pénétrant dans le manteau inférieur, est également observée par Funicello et al. (2004) et Schellart (2005) par le biais d'analogues visqueux. Dans ces expériences, la plaque subduite est poussée, après initiation de la subduction et en l'absence de plaque supérieure, à des vitesses variables. Sous l'effet de la résistance visqueuse du manteau, le rollback spontané de la fosse diminue et le pendage du slab augmente lorsque la vitesse imposée à la plaque est plus rapide.

Relation entre le pendage du slab et le slab pull :

Forsyth et Uyeda (1975) ont montré que le mouvement absolu des principales plaques qui couvrent le globe est corrélé à l'extension, en profondeur, des différents slabs. Il a également été montré par Carlson (1995) et confirmé dans la partie 3.3.2 de ce chapitre, que le mouvement absolu des plaques subduites augmente avec l'âge du slab. Les anomalies de gravité associées aux zones de subduction désignent par ailleurs le slab pull comme une force motrice de premier ordre de la tectonique des plaques (e.g., Ricard et al., 1991). Les rapports

existant entre les mouvements de la plaque supérieure et ceux de la plaque subduite (Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2004 ; voir également la partie 3.3.2 de ce chapitre) pourrait être un autre indice de l'importance de cette force dans la dynamique des zones de subduction. **Que ce soit à travers l'âge du slab, son extension en profondeur ou son paramètre thermique, aucune évidence d'un contrôle du slab pull sur le pendage du slab n'a été mise en évidence. Est-ce que cela signifie que l'excès de masse associé au slab est négligeable dans l'équilibre des forces qui conditionne les géométries observées ?**

En fait, la prédominance du slab pull sur la géométrie des zones de subduction n'est pas si évidente. Par définition, l'intensité de cette force augmente avec la longueur du slab. La résistance visqueuse du manteau supérieur augmente cependant en même temps et il est possible qu'elle empêche les trop forts pendages pour les slabs les plus longs (ce pourrait être le cas du slab très peu penté du Japon). La résistance au ploiement du slab pourrait elle expliquer l'absence de corrélation entre l'âge du slab A et son pendage. Cette force est en fait fonction de la rigidité flexurale de la plaque en subduction qui augmente avec $A^{3/2}$, parce que proportionnelle au cube de l'épaisseur élastique (Turcotte et Schubert, 1982). Conrad et Hager (1999) montrent pour leur part que la résistance visqueuse au ploiement du slab est elle aussi fonction du cube de son épaisseur. Il existe ainsi, avec l'âge du slab, deux effets antagonistes : plus un slab est âgé, plus l'excès de masse disponible pour plier la plaque est important, mais, dans le même temps, cette plaque est plus difficile à plier. Bellahsen et al. (2005) ont ainsi montré par modélisation analogique que cette force de ploiement peut dominer le slab pull dans le contrôle de la géométrie du slab (les slabs les plus pentus sont les moins épais). **Dans les subductions naturelles, la compétition entre le slab pull et la force de ploiement peut ainsi en partie expliquer l'absence de corrélation observée entre l'âge du slab et son pendage et les corrélations observées entre rayon de courbure et âge des slabs défléchis sur la limite à 670 km.** Une autre raison pourrait être que la traction exercée par le panneau plongeant ne puisse être que partielle du fait d'un endommagement trop important de la charnière de la subduction (Conrad et Lithgow-Bertelloni, 2002 ; Conrad et al., 2004), réduisant d'autant l'importance des moments fléchissant associés.

Quelle qu'en soit la raison, il apparaît clairement que l'effet du slab pull sur la géométrie de la subduction est contrebalancé par d'autres forces qui peuvent aussi bien être associées à la cinématique des plaques (influence de V_{sup} notamment), à des flux asthénosphériques ou à une résistance au ploiement de la plaque, elle aussi fonction de l'âge du slab. Il est également possible que les contraintes transmises par le slab ne le soient qu'en partie.

Relation entre le pendage du slab et la nature de la plaque supérieure :

Comme de précédentes études l'avaient déjà montré, le pendage des slabs est plus fort sous les plaques continentales que sous les plaques océaniques, avec un écart moyen d'environ 20° . Jarrard (1986) explique cet écart par des différences dans les durées de la subduction : il appuie son argumentation sur une corrélation existant entre durée de subduction et pendage du slab et sur le fait que la subduction a débuté depuis bien plus longtemps pour une grande majorité des zones associées à des plaques supérieures, que pour les plaques océaniques. Nous n'avons, pour notre part, pas compilé l'âge des différentes subductions, car il existe de grandes incertitudes concernant ce paramètre et ce, pour de nombreux secteurs. Les processus d'érosion tectonique, mais aussi les différents épisodes magmatiques qui se succèdent au cours du temps sont effectivement susceptibles de faire disparaître les arcs volcaniques témoins du début de la subduction (e.g., Lallemand, 1998). **Dans l'explication de Jarrard, la question de la relation entre durée de la subduction et pendage du slab est moins claire. Il suggère une augmentation progressive de la chaleur de la plaque supérieure, qui engendrerait une horizontalisation graduelle du slab,**

mécanisme qui n'a, à notre connaissance jamais été démontré par aucun modèle. **Parmi les autres explications possibles pour cette observation, citons de possibles variations de viscosité d'un type de plaque à l'autre (Furlong et al., 1982 ; Cadek et Fleitout, 2003) ou l'épaisseur plus importante des plaques continentales par rapport aux plaques océaniques, qui augmente la surface de contact entre les plaques et pourrait favoriser les faibles pendages en s'opposant au ploiement du slab par le jeu d'un cisaillement inverse le long de l'interface.**

La corrélation pourrait aussi être indirecte : les plaques supérieures océaniques sont le plus souvent en retrait par rapport à la fosse, ce qui tend à favoriser les forts pendages. La vitesse moyenne de ces dernières est de -19 ± 56 mm/a, alors qu'elle est de 6 ± 26 mm/a pour les plaques continentales. La dispersion observée tient essentiellement aux subductions des Nouvelles Hébrides et de Manille, qui sont probablement sous l'influence de forces régionales (collisions, points-chauds) qui font d'elles des exceptions.

Relation entre le pendage du slab et la vergence de la subduction :

Contrairement à l'observation de Doglioni et al. (1999), **les subductions à vergence Est (comme les Andes) ne sont pas significativement moins pentues que les subductions à vergence Ouest (comme les Mariannes).** Cette absence de corrélation est très bien illustrée par les faibles pendages associés à la subduction à vergence Ouest de la plaque Pacifique sous le Japon et par les forts pendages de la subduction à vergence Est de la plaque Cocos sous l'Amérique Centrale. Les différences de pendage de quelques degrés seulement qui sont observées entre les deux types de subduction sont inférieures à celles que l'on peut observer entre les zones de subduction à plaque supérieure continentale et celles qui sont associées à des plaques supérieures océaniques et qui avoisinent les 15-20°. On remarque d'ailleurs que 80% des subductions à vergence Est ont des plaques continentales pour plaque supérieure. La petite différence de pendage qui existe entre subductions à vergence Est et subductions à vergence Ouest est donc probablement due à la nature de la plaque supérieure ou à son mouvement plutôt qu'à la polarité du slab.

Influence de la proximité de bordures de slab sur le pendage :

Le pendage des slabs est en moyenne plus pentu de 10° au niveau de leurs bordures. Cette tendance est difficile à analyser dans la mesure où cette observation n'est pas systématique : certaines d'entre elles correspondent à des zones de collision (e.g., le slab indonésien, pour sa partie océanique, prend fin vers l'Est là où commence l'entrée en subduction du continent australien ; on ne peut pas dans ce genre de configuration parler de bordure libre et prendre les mesures en considération), d'autres peuvent passer latéralement à des zones de convergence très obliques ou à des failles transformantes, empêchant toute conclusion générale et définitive. Les bordures de slab les plus significativement pentues sont celles d'Izu-Bonin (Sud), des Ryukyu (Sud), d'Andaman (Nord), et de Colombie (Nord). Certaines, comme Nankai (Nord) et l'Alaska (Est) présentent au contraire des pendages plus élevés.

Les bordures des slabs sont plus chaudes que leurs noyaux, ce qui rend d'ailleurs possible leur fusion et la formation de laves adakitiques (Yogodzinski et al., 2001). Ce réchauffement local est susceptible d'affaiblir la lithosphère et d'en faciliter le ploiement. **Le passage de flux mantelliques d'un côté à l'autre du slab, comme c'est vraisemblablement le cas dans les Tonga et au Kamchatka (e.g., Smith et al., 2001 ; Yogodzinski et al., 2001) peut également expliquer cette observation,** bien que ces flux soient en réalité susceptibles, en fonction de leur orientation, d'horizontaliser le slab ou bien de le verticaliser.

La Figure II.72 synthétise les principales observations mises en évidence. Elles mettent en relation le pendage du slab avec la nature, le mouvement absolu et le régime tectonique de la plaque supérieure: (1) les slabs sont statistiquement plus pentus sous les plaques océaniques ($\alpha_p : 70 \pm 20^\circ$) que sous les plaques continentales ($\alpha_p : 50 \pm 20^\circ$) ; (2) le pendage du slab est bien corrélé avec le mouvement absolu de la plaque supérieure, et, dans une moindre mesure, avec le mouvement absolu de la fosse ; la corrélation est améliorée lorsque le slab se défléchit sur, ou mieux encore passe au travers de la limite manteau supérieur/manteau inférieur ; (3) le pendage de la plaque supérieure est bien corrélé avec le régime tectonique de la plaque supérieure : les ouvertures de bassins marginaux s'observent pour des pendages profonds qui dépassent 51° alors que les grands rétro-chevauchements arrière-arc s'observent pour des pendages profonds inférieurs à 31° (voir la partie 3.3.4 de ce chapitre).

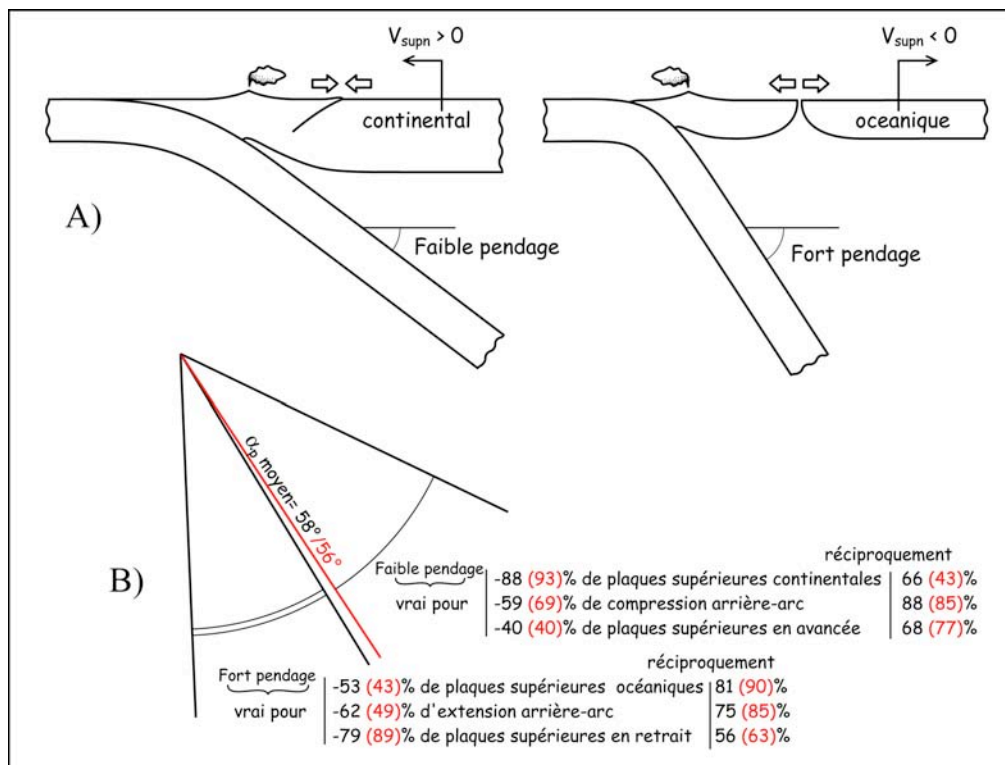


Figure II.72 : A) Zones de subduction types, présentant les interrelations entre le pendage du slab, la nature, le mouvement absolu et le régime tectonique de la plaque supérieure. Ces interrelations sont vérifiées pas plus de 60% des transects analysés. B) Pourcentages de transects vérifiant les relations entre le pendage du slab, la nature, le mouvement absolu et le régime tectonique de la plaque supérieure. Les forts et faibles pendages sont déterminés au-dessus et en-dessous d'une valeur moyenne, calculée en prenant en compte (à gauche et en noir) ou pas (à droite et en rouge) les bordures de slab.

3.5- Position de l'arc volcanique et courbure du slab :

L'arc volcanique ne se localise pas à une distance fixe et déterminée de la fosse. Après avoir fait le point sur la variabilité du positionnement de l'arc, nous montrerons qu'elle s'explique très bien par les variations de courbure du slab.

3.5.1- Variabilité de la distance arc – fosse moyenne :

La distribution des distances arc – fosse moyennes (Figure II.73-B) présente deux pics, le premier à moins de 200 km et le deuxième à environ 325 km. **La distance moyenne qui sépare l'arc volcanique de la fosse est à 245 ± 76 km.** Les arcs volcaniques les plus éloignés des fosses, avec près de 400 km, sont ceux des subductions de l'Alaska, de Nankai et des Antilles (Figure II.73-A). Les distances les plus courtes sont observées pour les subductions des Sandwich, de Nouvelle Bretagne, des Nouvelles Hébrides et des Philippines (110-150 km).

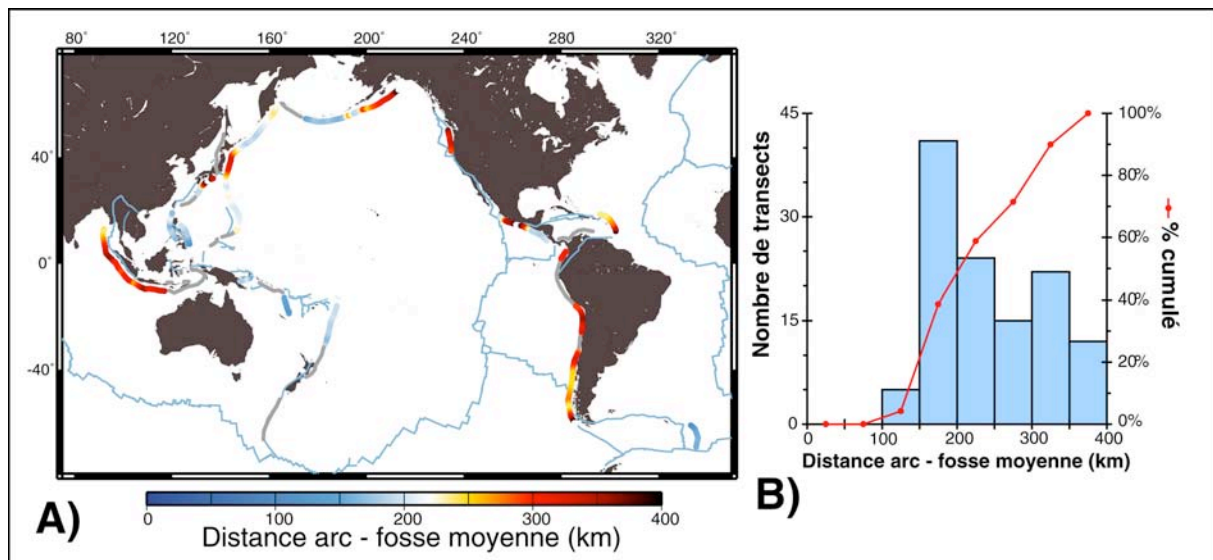


Figure II.73 : Distance arc – fosse moyenne. A) Répartition le long des différentes zones de subduction. B) Distribution.

3.5.2- Relation entre la position de l'arc volcanique et la courbure du slab :

La position du front volcanique est très bien corrélée ($R = 0.88$) au rayon de courbure du slab (voir Figure II.74) : l'arc volcanique se localise à une distance d'autant plus grande de la fosse que le rayon de courbure du slab est fort (i.e., que le pendage du slab est faible). La relation est particulièrement bien vérifiée pour les rayons de courbure les plus faibles et jusqu'à des valeurs d'environ 350 km. Au-delà, elle se détériore, probablement du fait de l'imprécision de la mesure des rayons de courbures les plus forts (voir la partie 1.3.3 de ce chapitre).

Une telle corrélation laisse à supposer qu'il existe un lien entre la profondeur atteinte par le slab et la localisation du front volcanique : pour que l'arc apparaisse, le slab doit avoir atteint une certaine profondeur critique, qui est d'autant plus vite atteinte que le slab est pentu (i.e., le rayon de courbure est faible). Tatsumi (1986) et England et al. (2004) se sont intéressés à la variabilité de la profondeur du slab sous l'arc volcanique. Ces derniers, notamment ont montré qu'elle est loin d'être constante (elle varie de 65 à 130 km) et qu'elle est fonction de l'état thermique du slab, laissant penser que la localisation du front volcanique

est sous le contrôle de processus dépendant de la température de la surface du slab, ou du coin mantellique situé sous l'arc. Le contrôle exercé par la géométrie du slab peut également s'expliquer par son influence sur la dynamique du flux engendré dans le coin mantellique (« corner flow »). Pour certains, le front volcanique se localiserait juste à l'aplomb du sommet de ce « corner flow » (e.g. Kelemen et al., 2003 ; Currie et al., 2004), dont la localisation est fortement contrôlée par l'ouverture du coin mantellique, et donc de la géométrie du slab.

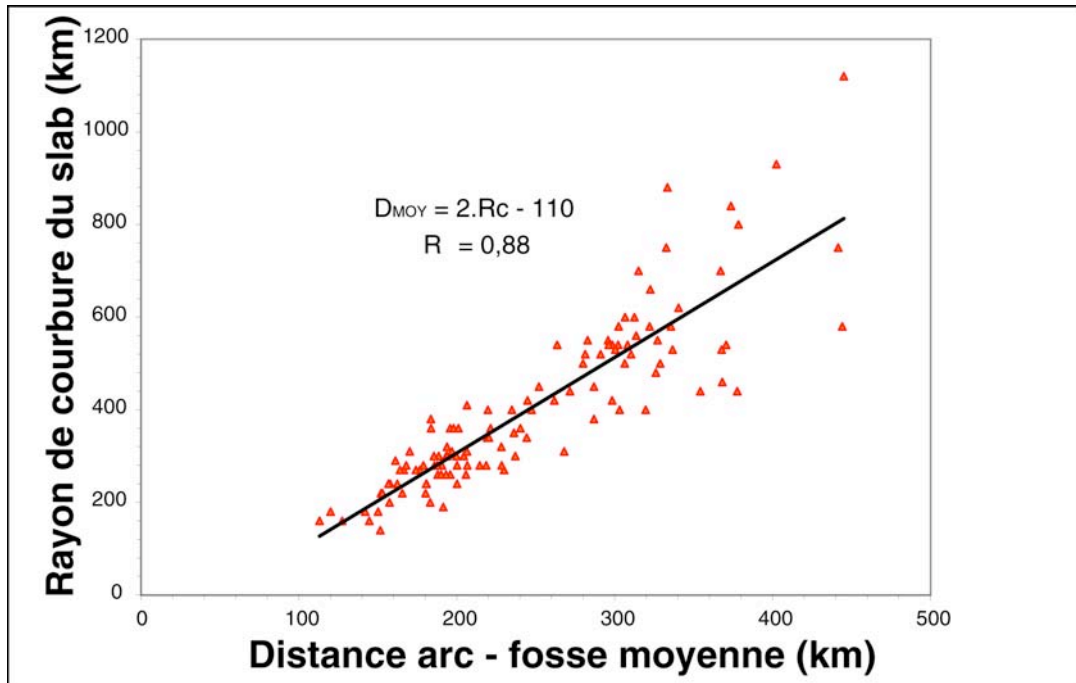


Figure II.74 : Relation entre la distance arc – fosse moyenne (D_{MOY}) et le rayon de courbure du slab (R_c).

Conclusions :

Les principales relations mises en évidence par l'étude statistique globale des zones de subduction océaniques actuelles sont résumées sur la Figure II.75. Plusieurs grandes conclusions en découlent.

- (1) L'âge du slab n'est pas, d'une manière générale, un paramètre aussi déterminant que le traditionnel « modèle du slab pull » et que des classifications du type Chili-Mariannes le laissent entendre. S'il semble qu'il contrôle les mouvements absolus des grandes plaques (le mécanisme en vigueur n'est par ailleurs pas pleinement élucidé pour le mouvement de la plaque supérieure ; il n'est pas impossible que la « loi de convergence des grandes plaques » ne soit qu'un biais géographique), en revanche, son influence et celle du slab pull sur le mouvement de la fosse, le régime tectonique de la plaque supérieure et le pendage du slab semblent négligeables. D'autres forces contrebalancent les effets du slab pull. Ainsi, le rollback spontané du slab et de la fosse qui est associé à la traction du panneau en subduction ne dépasse probablement pas les 10-15mm/a. La faible corrélation observée entre l'âge du slab et le régime tectonique de la plaque supérieure ne serait donc que le reflet d'un couplage moins efficace entre les plaques pour les slabs les plus vieux et les plus lourds, limitant la transmission de contrainte compressive à la plaque supérieure. La seule relation (faible) mise en évidence entre la géométrie du slab et son âge indique une corrélation inverse de celle prédite par une action du slab pull, laissant deviner une possible compétition entre les effets du slab pull et ceux de la résistance au ploiement du slab.
- (2) Le mouvement absolu des grandes plaques, et en particulier celui de la plaque supérieure présente les meilleures corrélations avec le mouvement de la fosse (cette dernière suit la plaque supérieure partout où la déformation arrière-arc est négligeable), mais aussi avec le régime tectonique de la région arrière-arc et le pendage du slab : les retraits de la plaque supérieure par rapport à la fosse favorisent les extensions arrière-arc et les forts pendages, et inversement pour les plaques supérieures en avancée. Les tendances sont beaucoup moins bien marquées, mais le mouvement de la plaque subduite semble lui aussi être influent : grossièrement, les plaques subduites les plus lentes favorisent la compression arrière-arc et les faibles pendages du panneau plongeant. Les mécanismes susceptibles d'expliquer ces tendances (et plus particulièrement celles qui impliquent le mouvement de la plaque supérieure) font intervenir l'existence de forces (force d'ancrage du slab, interaction avec le manteau inférieur, flux mantelliques...) qui inhiberait les mouvements latéraux du slab dans le manteau qu'induisent les déplacements des deux plaques. Une telle résistance serait susceptible de provoquer des différences entre les mouvements de la fosse et la plaque supérieure d'une part, et entre les mouvements de la fosse et les parties profondes du slab d'autre part. Ces différences de mouvements seraient respectivement accommodées par la déformation de la plaque supérieure et des modifications du pendage du panneau plongeant, toutes deux fonctions de la direction du mouvement de la plaque supérieure, mais aussi de la vitesse de la plaque en subduction.
- (3) Le simple mouvement de la plaque supérieure ne suffit pas à expliquer les vitesses d'accrétion arrière-arc très rapides et les retraits de fosses observées localement,

le long des subductions associées à des bassins marginaux en formation. Ces déformations rapides marquent la proximité de bordures de slab qui pourraient favoriser le passage du manteau d'un côté du slab à l'autre. De tels flux mantelliques seraient alors susceptibles de forcer le retrait du slab et d'expliquer les vitesses d'expansion arrière-arc observées. D'une manière plus générale, la largeur du slab semble en partie conditionner le régime tectonique de la plaque supérieure, mais aussi la géométrie du panneau plongeant : les slabs les plus étroits sont préférentiellement associés à des extensions arrière-arc et à de forts pendages du slab (e.g., Nouvelles Hébrides, Nouvelle Bretagne, Sandwich), alors que les slabs les plus larges, surtout dans leur partie centrale, favorisent plutôt les compressions arrière-arc et les faibles pendages (e.g., Japon, Pérou-Chili). Cette observation pourrait témoigner de l'influence de flux mantelliques contournant les slabs, que ces flux soient une réponse aux mouvements du slab (i.e., associés à la résistance visqueuse du manteau, c'est-à-dire la force d'ancrage) ou qu'il s'agisse de flux surimposés (globaux ou régionaux) venant interagir avec le panneau plongeant.

- (4) Le comportement du slab dans la zone de transition est dicté par son état thermique : c'est lui qui détermine l'expression d'une sismicité profonde (cette sismicité apparaît pour les slabs les plus froids, c'est-à-dire ceux dont le paramètre thermique dépasse les 3000 km), mais aussi la capacité du slab à pénétrer dans le manteau inférieur (un slab n'est suffisamment rigide pour franchir la limite manteau inférieur – manteau supérieur, que s'il n'est ni trop chaud, ni trop froid ; son paramètre thermique doit être compris entre 1000 et 5000 km), et ce, en inhibant ou en favorisant certaines transitions de phase.
- (5) La géométrie du slab influence un certain nombre de paramètres tels que le régime tectonique de la plaque supérieure (le régime est d'autant plus compressif que le slab est peu pentu) et la localisation de l'arc volcanique (l'arc volcanique est d'autant plus proche de la fosse que le slab est pentu). La première observation est certainement à mettre en relation avec les plus fortes contraintes compressives qui sont transmises à la plaque supérieure du fait de l'augmentation de la surface de contact entre les plaques qui accompagne les pendages les plus faibles. Elle peut aussi s'expliquer (dans une moindre mesure), tout comme la relation avec la position de l'arc volcanique par le contrôle que le pendage du slab est susceptible d'exercer sur la géométrie du « corner flow ».

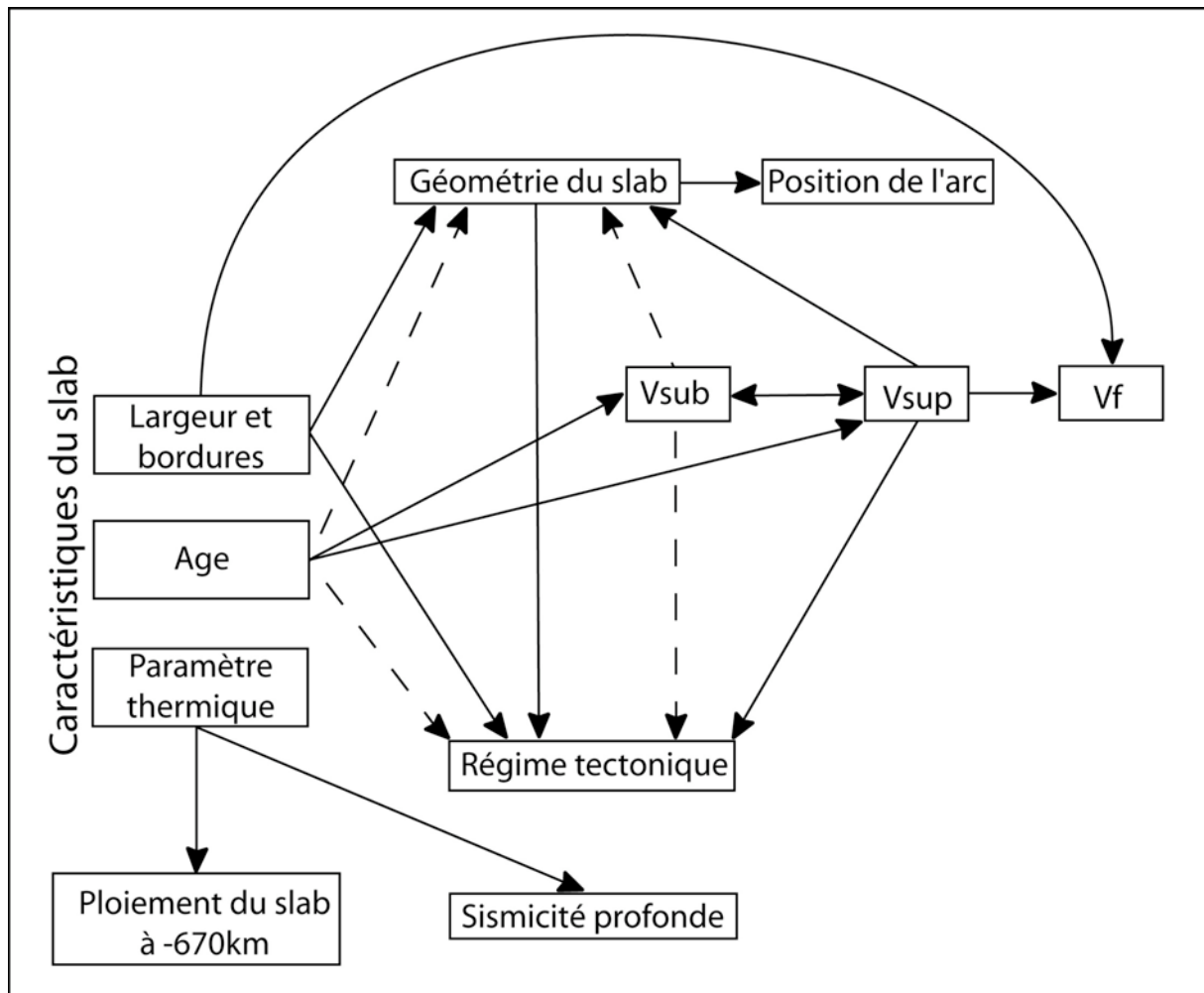


Figure II.75 : Relations entre les principaux paramètres caractéristiques de la dynamique des zones de subduction. Le sens des flèches indique celui du contrôle présumé. Les flèches en tirets symbolisent des corrélations faibles.

Chapitre III: Approche analogique

Cinématique des plaques, géométrie du slab et déformation de la plaque supérieure: comparaison entre zones de subduction naturelles et modèles expérimentaux

1- Introduction:

L'analyse statistique globale des zones de subduction a mis en évidence l'existence de corrélations significatives entre les mouvements absolus des grandes plaques (notamment celui de la plaque supérieure) et la géométrie du panneau plongeant d'une part, et avec le régime tectonique mis en œuvre dans la plaque supérieure d'autre part (voir les parties 3.3 et 3.4 du Chapitre II et la Figure III.1). Ainsi, les retraits de la plaque supérieure s'accompagnent, dans la plupart des cas, d'extensions arrière-arc et de slabs à forte pente. A l'inverse, les plaques supérieures qui avancent vers la fosse sont préférentiellement associées à des régimes tectoniques compressifs et à des géométries plus plates du slab. Bien que les tendances soient beaucoup moins prononcées, le mouvement de la plaque subduite semble lui aussi être influent : les plaques subduites les plus rapides semblent, globalement, favoriser l'extension arrière-arc et les forts pendages du panneau plongeant. Les mécanismes susceptibles d'expliquer ces tendances (et plus particulièrement celles qui impliquent le mouvement de la plaque supérieure) font intervenir l'existence de forces (force d'ancrage du slab, interaction avec le manteau inférieur, flux mantelliques...) qui inhiberait les mouvements latéraux du slab dans le manteau qu'induisent les déplacements des deux plaques. Une telle résistance serait susceptible de provoquer des différences entre les mouvements de la fosse et (1) la plaque supérieure, et (2) les parties profondes du slab. Ces différences de mouvements seraient respectivement accommodées par (1) la déformation de la plaque supérieure et (2) des modifications du pendage du panneau plongeant, toutes deux fonctions de l'orientation du mouvement de la plaque supérieure, mais aussi de la vitesse de la plaque en subduction.

Au seul regard des corrélations observées, aussi bien vérifiées soient-elles, un tel mécanisme n'en demeure pas moins spéculatif tant qu'il n'a pas été testé mécaniquement. Nous avons ainsi choisi de confronter la vision figée de ces processus que donne l'observation des zones de subduction actuelle au cadre dynamique que peuvent apporter les modèles et de tester de manière plus précise, par le biais d'analogues visqueux utilisés au laboratoire de modélisation du « Dipartimento di Scienze Geologiche » de l'Université de Rome 3, les effets des mouvements absolus des grandes plaques sur la forme adoptée par le panneau plongeant et la déformation de la plaque supérieure.

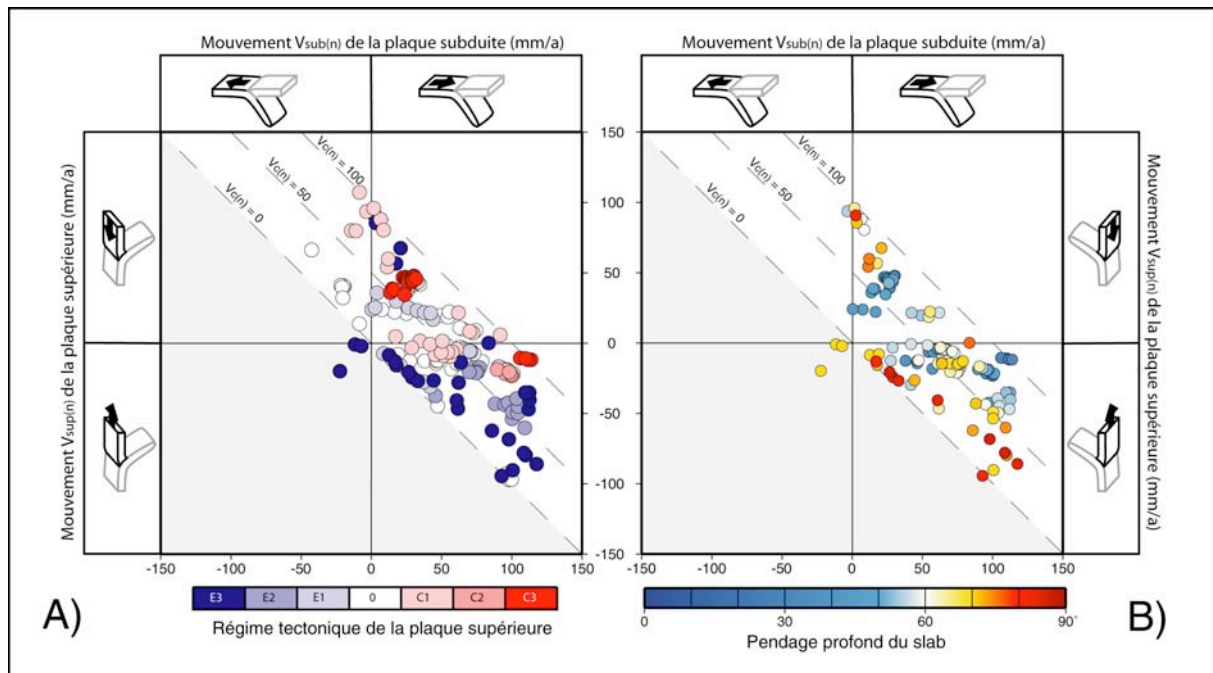


Figure III.1 : Relations entre les mouvements des grandes plaques et A) le régime tectonique de la plaque supérieure, et, B) le pendage profond du slab.

Des différents types de modèles analogiques (voir les quelques exemples de la Figure III.2) mis au point pour explorer certains des aspects du processus de subduction (e.g., Kincaid et Olson, 1987 ; Griffiths et Turner, 1988 ; Shemenda, 1992 ; Griffiths et al., 1995 ; Guillou-Frottier et al., 1995 ; Faccenna et al., 1999 et 2001 ; Becker et al., 1999 ; Kincaid et Griffiths, 2003 ; et 2004 ; Funiciello et al., 2003 et 2004 ; Schellart, 2004 et 2005 ; Bellahsen et al., 2005), aucun n'inclut un contrôle simultané du mouvement des deux plaques.

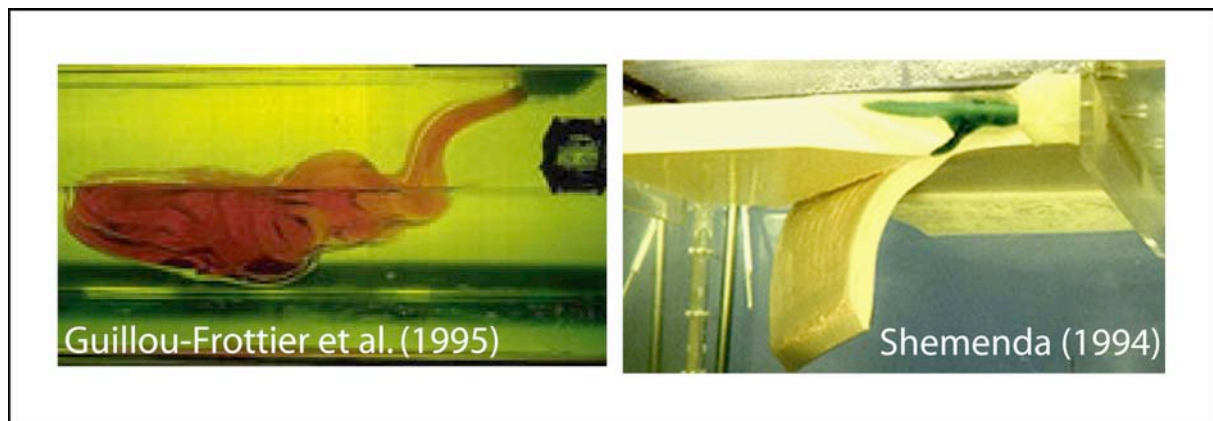


Figure III.2 : Exemples d'analogues de subduction. Respectivement modifiés d'après <http://www.ens-lyon.fr/Planet-Terre/Infosciences/Geodynamique/Mouvements-plaques/Subduction/Modelisations/modelisation-Guillou-Frottier.html> et www-geoazur.unice.fr/PERSO/chemenda/

Dans certains cas, les deux plaques sont supprimées et le slab seul est modélisé et injecté dans un fluide de plus faible densité/viscosité grâce à un tuyau 2D (Griffiths et Turner, 1988 ; Griffiths et al., 1995 ; Guillou-Frottier et al., 1995) ou une table en mouvement (Buttles et Olson, 1998 ; Kincaid et Griffiths, 2003 et 2004). Dans d'autres cas, seule la plaque subduite est modélisée et/ou en mouvement (Kincaid et Olson, 1987 ; Shemenda, 1992 ; Becker et al., 1999 ; Faccenna et al., 1999 et 2001 ; Funiciello et al., 2003 et 2004 ; Schellart, 2004 et 2005 ; Bellahsen et al., 2005). Dans les expériences mises au point pour étudier l'influence du seul

slab pull sur la mise en mouvement des plaques subduites (les mouvements de la plaque et de la fosse qui sont observés sont le seul fait de la traction exercée par le slab sur la plaque), les retraits de la fosse dépassent de beaucoup la vitesse absolue de la plaque subduite (Bellahsen et al., 2005), même en faisant varier une grande gamme de paramètres (épaisseur, largeur, densité et viscosité de la plaque et du manteau). Ces caractéristiques reflètent mal celles des zones de subduction actuelles pour lesquelles le mouvement absolu de la plaque subduite est la principale composante de la vitesse d'entrée en subduction de la plaque (voir la partie 3.3 du Chapitre II). En fait, dans la nature, le rollback associé au slab pull est probablement négligeable (inférieur à 10-15 mm/a ; voir la partie 3.3 du Chapitre II et Heuret et Lallemand, 2005) au regard des vitesses des plaques. Si ces modèles aux mouvements « spontanés » ne rendent pas compte des mouvements de la plaque subduite dans les subductions naturelles, il ne peut pas non plus suffir de pousser cette plaque, comme dans les expériences menées par Funicello et al. (2004) et Schellart (2005). Pour rendre compte le plus fidèlement des conditions de la subduction, les plaques supérieures, qui présentent elles aussi des mouvements très variés, parfois orientés vers la fosse, parfois s'en éloignant (voir la partie 3.3 du Chapitre II), doivent, elles aussi, être modélisées et mises en mouvement.

Les modèles mis en place impliquent des analogues visqueux de la lithosphère et du manteau supérieur, respectivement modélisés par de la silicone et du sirop de glucose (voir Figure III.3). On fait varier les mouvements imposés à la plaque supérieure et à la plaque subduite de manière à explorer, en 20 expériences, la gamme de variabilité observée dans les zones de subduction naturelles (voir Figure III.1 par exemple) et à pouvoir directement confronter les comportements mécaniques des modèles soumis à ces différentes cinématiques aux relations observées dans les zones de subduction naturelles.



Figure III.3 : Un exemple d'expérience, parmi les 20 qui ont été réalisées.

Les résultats de cette série d'expérience et l'éclairage qu'ils apportent dans la compréhension des relations entre cinématique des plaques, déformation arrière-arc et géométrie du slab dans les zones de subduction naturelles sont entièrement exposés en anglais sous la forme d'un article qui sera prochainement soumis à la publication sous le titre : « Plate kinematics and subducting slab geometry : comparison between nature and laboratory models ».

2- Plate kinematics, slab geometry and overriding plate deformation: comparison between nature and laboratory models

The combination of statistical studies on present-day subduction zones and three-dimensional (3D) laboratory models is performed with the aim to clarify the way plates kinematics controls the geometry of the slab and the upper plate deformation in subduction zones. In 3D laboratory models, the analogue of a two layer linearly viscous lithosphere-upper mantle system is achieved by means of silicon putty-glucose syrup tank experiment. The subducting and overriding plate velocities are systematically varied exploring the variability field of natural subduction plates kinematics. Both statistical and experimental approaches recognize the importance of an imposed overriding plate motion on the subduction dynamics: (1) trenches are migrating at a rate close to the overriding plate motion; (2) overriding plates shortens when the upper plate moves toward the trench and conditions favourable to overriding plate extension are created when the upper plate moves away from the trench; (3) slab dip increases for increasing trench advances / overriding plate retreats, and decreases as well for increasing trench retreats / overriding plate advance. Our conclusions show that the dip of the slabs should thus scale with both upper plate motion and with that of trench, because the tip of the slab is anchored at depth at the upper-lower mantle discontinuity. The state of stress of the upper plate scales is not only linked to the upper plate motion but also to the possibility for the slab to laterally migrate into the mantle.

Introduction:

At trench, plates bend and dive into the mantle deepness. In the hotspot reference frame (e.g., the HS3-NUVEL1A model, Gripp and Gordon, 2002), trenches either retreat or advance with respect to the overriding plate. If trench retreats have been widely described (e.g., Garfunkel et al. 1986), it is not the case of trench advances which were mainly referenced by Carlson and Melia (1984), for the Marianas subduction zone and by Jarrard (1986) for seven different subduction zones (including Marianas). Subduction parameters updated database (Heuret and Lallemand, 2005) has shown that about 50% of the trenches is moving in a forward direction.

Trench migration is susceptible to affect several aspects of subduction zones dynamics as the shape of the subducted lithosphere or the way the overriding plate deforms (compression or extension). Recent statistical studies performed over subduction zones have enlightened the importance of trench migration on the dip adopted by the subducting lithosphere (Lallemand et al., 2005). This analysis also shows that the state of stress of the upper plate and slab dip is a function of the upper plate absolute (Heuret and Lallemand, 2005). Indeed, the motion of the upper plate and that of the trench are related but, since the upper plate deforms and since the trenches motion is related also to the internal dynamic of the slab, their connection is not trivial. Previous models, in fact, focused on the role of trench motion on slab geometry (e.g., Griffiths et al., 1995; Christensen, 1996; Olbertz et al., 1997), showing that the dip of the slab is an inverse function of the rate of trench retreat. But the connection between the upper plate motion, its deformation and that of trenches is still obscure.

In this paper, we investigate the relative role of upper plate and trench on backarc deformation and on the slab geometry using statistical analysis of the subduction system (Heuret and Lallemand, 2005; Lallemand et al., 2005) and 3D laboratory experiments. Experiments explore the interrelations between trench migration, overriding plate deformation style and slab geometry over the whole range of natural kinematical configurations, including the trench advancing. Our conclusions show that the dip of the slab scales indeed with both

upper plate motion and, in turn, with that of trench, because the tip of the slab anchored at depth at the upper-lower mantle discontinuity. It also shows that the state of stress of the upper plate scales not only linked to the upper plate motion but also to the possibility for the slab to laterally migrate into the mantle.

2.1- Plate kinematics, slab geometry and overriding plate deformation in current subduction zones:

The plate kinematics, slab geometries and overriding plate deformation style data used here are extracted from an updated database of subduction zones parameters, described in Lallemand (2005), and Lallemand et al. (2005). They have been extracted along all present-day oceanic subduction zones (continental and aseismic ridge subductions are ignored) on 174 transects with a sampling step of about 220 km of trench.

Plates motions are calculated in the HS3-NUVEL1A hotspot reference frame from Gripp and Gordon (2002). Trench motions are calculated by subtracting the upper plate deformation from the upper plate motion, neglecting accretion and erosion. Both subducting and overriding plate motions (V_{SP} and V_{OP} , respectively) are defined as positive when directed toward the trench (Figure III.4-a). Plate convergence (V_{PC}) refers to the sum of the velocity of both subducting and overriding plate ($V_{PC} = V_{SP} + V_{OP}$). Trench migration and overriding plate deformation rate are respectively noted V_T and V_D . Trench rollback and overriding plate extension are defined as positive.

The geometry of subducting slabs are described by using trench-normal hypocenters distribution (Engdahl *et al.*, 1998) and existing seismic tomography profiles. The strain regime of all oceanic subduction zones is estimated in a semi-quantitative way from dominant focal mechanisms of earthquakes occurring within the overriding plate: each subduction zone is classified into a continuum of seven strain classes, from highly extensional (class E3, back-arc spreading) to highly compressive (class C3, back-arc shortening).

Since the laboratory slab reaches steady state condition only after its interaction with the 660 km, for our purpose, we selected from the data base all the slabs that have already interact with the 660 km-discontinuity. As the deepest parts of many slabs are aseismic, seismic tomography imaging has been used to visualize the deepest geometry of slab (the geometries presented here are thus subject to the used tomographic models uncertainties). Finally, 14 different subduction segments (80 segments over the 174 of the database) have been individualized as a function of their plate kinematics, slab geometry, and back-arc deformation style (the data are averaged along each segment; these data are referenced in Table 1): Andaman, Sunda, Mariana, Izu-Bonin, Japan, South Kurile, Colombia, Peru-Chile, Juan Fernandez, Antilles, Sandwich, Kermadec, Tonga and New Britain.

Figure III.4-b summarizes the relationships between V_{SP} , V_{OP} , slab geometry and overriding plate deformation style.

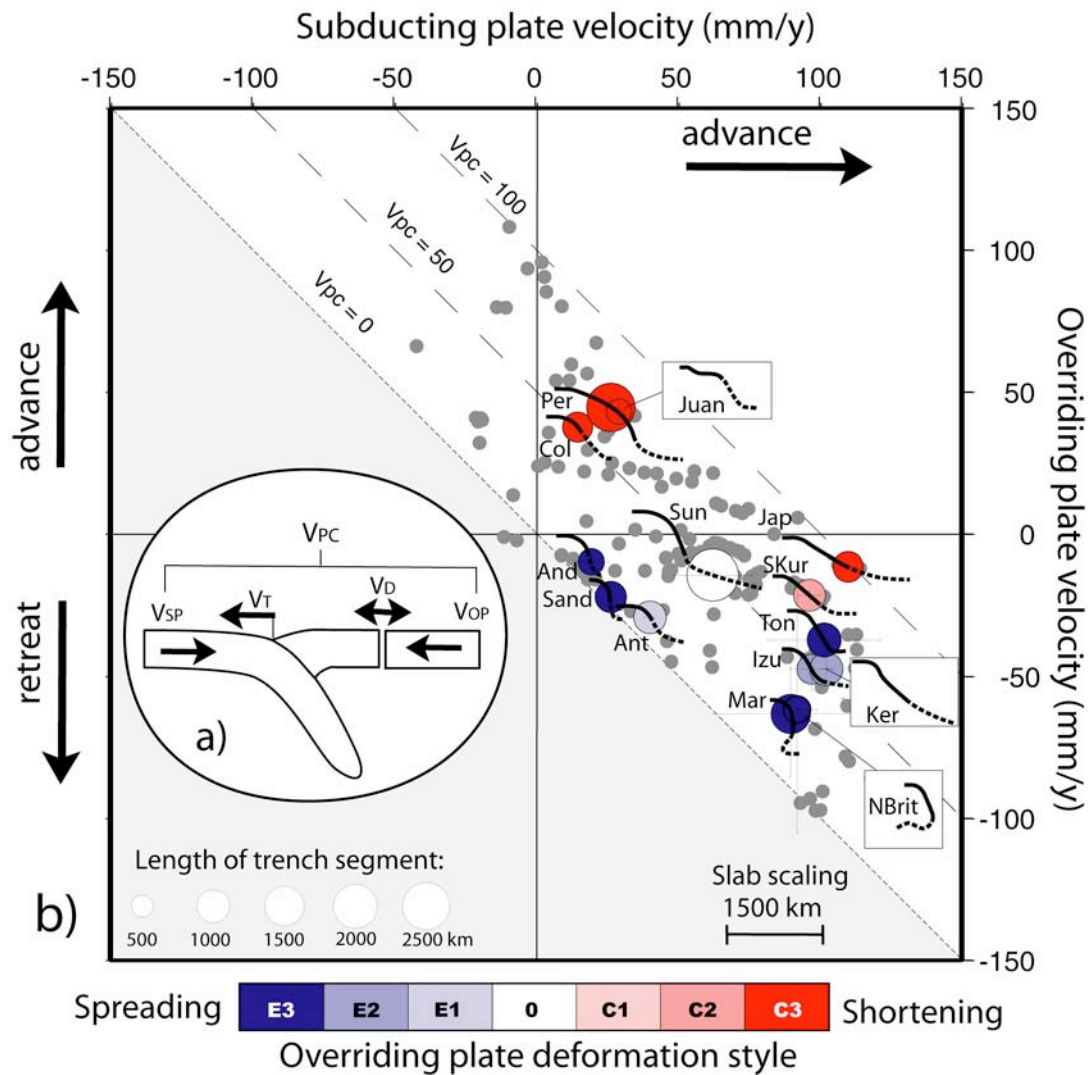


Figure III.4: a) Structural pattern of subduction zone. V is for velocity, SP is for subducting plate, OP is for overriding plate, PC is for plate convergence, T is for trench and D is for overriding plate deformation. Black arrows refer to positive velocities. b) Relations between the plate kinematics, the slab shape and the overriding plate deformation style of current subduction zones. The 174 transects of the database are represented by grey dots. The 14 subduction zones whose slab deflects at depth, are also represented in this V_{SP}/V_{OP} space. V_{SP} and V_{OP} variability of each subduction zone is symbolized by error bars. Dots size is a function of the segment length (kilometres of trench). Dots colour refers to the overriding plate deformation style. Each slab shape is deduced by combining both hypocenters distribution (hypocenters catalogue of Engdahl et al., 1998) and seismic tomography profiles (references are given in Table1). The dashed part of the profile is only constrain by tomographic data. The scale is the same for all the profiles. The grey area refers to negative V_{PC} (no convergence between the subducting and the overriding plate). Abbreviations for subduction zones names are given in Table1.

Two major striking features appear.

First, overriding plates velocity, equally partitioned between retreat or advancing motion, correlates with subducting velocity ($R=0.73$), as fast moving subducting plates are preferentially associated to overriding plates moving away from the trench and vice-versa.

Second, the overriding plate motion appears to be somehow related with slab geometry and tectonic regime of the backarc region: Overriding plate advance is preferentially associated to flat slab geometries and back-arc compression whereas overriding plate retreat is preferentially associated to steep slab geometries and back-arc extension. This is best illustrated along a $V_{SP} \sim 100$ mm/y line: from Japan to Marianas and New Britain (decreasing V_{OP}), and going trough South Kuriles, Tonga, Izu-Bonin and Kermadec, back-arc shortening becomes back-arc spreading (transition at $V_{OP} \sim -25$ mm/y), and flat and forward deflected slab geometries (Japan), becomes steep and forward deflected (Tonga, Izu-Bonin, Kermadec),

and, finally, steep and overturned (Marianas, New Britain). The boundary between the backarc extension and the compressive domain however is not easy to define from this diagram as it should be a function also of the subduction velocity as some subduction zones with slow overriding plate retreat exhibit back-arc shortening and flat geometries (Japan and South Kuriles).

As in most of subduction zones, the overriding plate and the trench show a similar velocity pattern ($V_{OP} \sim V_T$; Heuret and Lallemand, 2005), the above relationships can hold using the trench velocity, and both V_{OP} and V_T are correlated with slab deep dip (deep dip is measured between 125 and 670 km depth; Lallemand et al., 2005). Figure III.5 clearly shows that slabs get flatter while overriding plate advance or trench retreat increases.

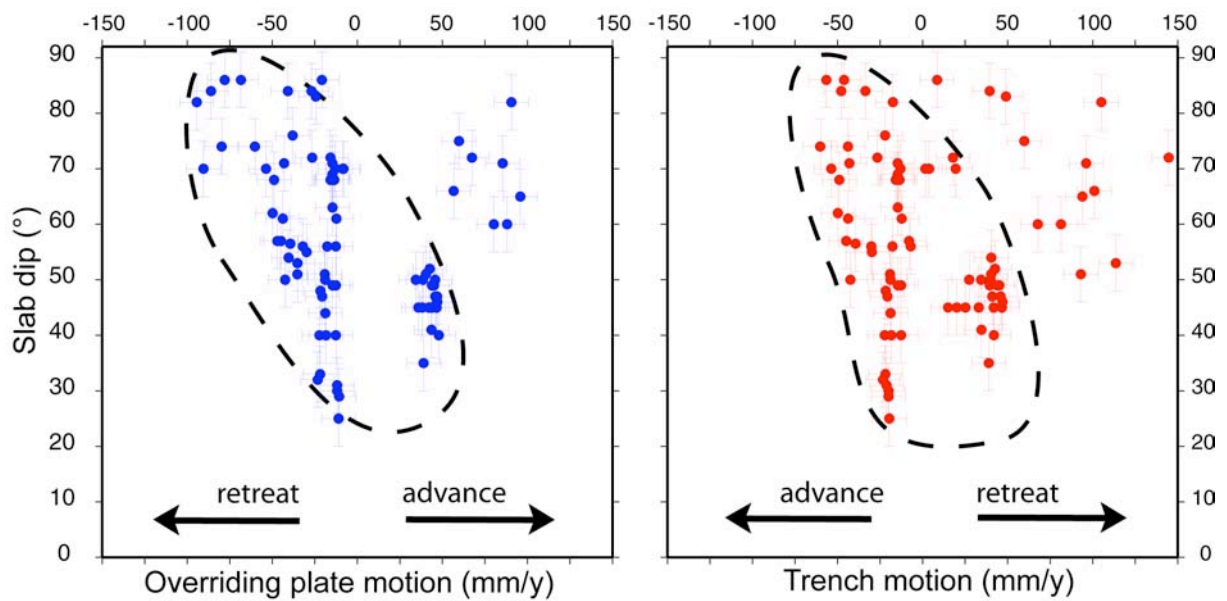


Figure III.5: Relations between overriding plate motion and slab deep dip (measured between 125km and 670 km depth; Lallemand et al., 2005) and between trench motion and slab deep dip in current subduction zones.

Subduction zone	Trench extent	Trench length (km)	Mean subducting plate motion (V_{SP}), mm/y	Mean overriding plate motion (V_{OP}), mm/y	Mean plate convergence rate (V_{PC}), mm/y	Back-arc deformation style	Reference for tomography
Andaman (And)	5°N to 9°N	665	20	-10	10	E3	Replumaz <i>et al.</i> , 2004
Sunda (Sun)	94°N to 118°E	3310	63	-14	48	0	Bijwaard, 1999
Mariana (Mar)	13°N to 23°N	1530	90	-63	27	E3	Fukao <i>et al.</i> , 2001
Izu-Bonin (Izu)	26°N to 34°N	840	97	-47	50	E2	Fukao <i>et al.</i> , 2001
Japan (Jap)	34°N to 41°N	860	110	-11	99	C3	Fukao <i>et al.</i> , 2001
South Kuriles (SKur)	145°N to 154°E	950	97	-21	75	C2	Fukao <i>et al.</i> , 2001
Colombia (Col)	6°N to 3°S	860	15	38	52	C3	Bijwaard, 1999
Peru-Chile (Per)	3°S to 28°S	2690	27	45	71	C3	Bijwaard, 1999
Juan Fernandez (Juan)	28°S to 33°S	630	29	43	73	C3	Bijwaard, 1999
Antilles (Ant)	11°N to 19°N	995	40	-29	11	E1	Bijwaard, 1999
Sandwich (Sand)	54°S to 61°S	925	27	-22	5	E3	Bijwaard, 1999
Kermadec (Ker)	26°S to 36°S	1035	103	-47	55	E2	Fukao <i>et al.</i> , 2001
Tonga (Ton)	15°S to 24°S	1080	102	-37	65	E3	Hall <i>et al.</i> , 2002
New Britain (NBrit)	151°N to 147°N	680	92	-62	31	E3	Hall <i>et al.</i> , 2002

Table III.1: Cumulated trench length, mean trench-normal plate kinematics (calculated from Gripp and Gordon, 2002; see also Heuret and Lallemand, 2005 and Lallemand *et al.*, 2005b, for a more detailed dataset), and back-arc deformation style of the 16 subduction segments with deflected slabs. The seismic tomography studies used to constrain the deep geometry of the slabs are also referenced in this Table.

2.2- Experimental setup and procedure:

The subduction framework is approximated by a linear viscous layered system arranged in a Plexiglas box. Silicone putty (Rhodrosil Gomme, PBDMS + galena fillers) and glucose syrup are selected to model the long-term behavior of the lithosphere and upper mantle, respectively (Figure III.6-a). Silicone putty is a visco-elastic material that, at experimental strain rates, behaves only viscously (the experimental time-scale is higher than the 1s Maxwell relaxation time of about 1 s; Weijermars and Schmeling, 1986). The upper mantle is simulated by glucose syrup, a Newtonian low-viscosity and high-density fluid. The bottom of the box represents the analogue of the 660 km discontinuity.

This experimental setup implies some unavoidable assumptions and limitations that are completely detailed in Funicello et al, 2003: 1) viscous rheology; 2) imposed V_{SP} and V_{OP} ; 3) isothermal system; 4) passive convective mantle and 5) upper/lower mantle discontinuity as an impermeable barrier.

Experimental parameters and the used scaling relationships are listed in Table 2. In particular, scale factor for length is $1.6 \cdot 10^{-7}$ (1 cm in the experiment corresponds to 60 km), the scale density factor between the oceanic subducting lithosphere and the upper mantle is 1.05, and the viscosity ratio between the slab (η_o) and the upper mantle (η_m) is fixed to 1.2×10^4 , respecting the range of natural density and viscosity contrasts (Hager, 1984; Cloos, 1992; Davies and Richards, 1992; Mitrovica and Forte, 1997). Since 75% of overriding plates in nature consist of continental lithosphere, (Lallemand et al., 2005), we model the experimental overriding plates by means of a “continental-like” silicone putty, more viscous and less dense than the one used to simulate the oceanic subducting plate.

Overriding and subducting plates are decoupled by a thin layer of glucose syrup which prevents plates sticking effects. Hence, we assumed that the subduction fault is weak having the same viscosity of the upper mantle. Moreover, the surface of the oceanic plate has been always lubricated by using Vaseline to minimize possible friction effects at the trench.

In the initial configuration, the leading edge of the oceanic plate is forced downwards to a depth of about 3 cm (corresponding to about 200 km in nature) inside the experimental mantle as a means to start subduction process. Afterwards, two rigid pistons moving perpendicularly to the trench are used to drive with variable rates both the subducting and the overriding plate motion. Considering the imposed scale ratio for length, gravity, viscosity and density (Table 2), an experimental velocity of 15 mm/min corresponds to 100 mm/yr in nature. The majority of the experiments are thus scaled to fall inside the representative natural velocity field.

Each experiment is monitored using a sequence of pictures taken in time intervals in the lateral and top views from digital cameras. Afterwards, the motion of the plates (V_{SP} ; V_{OP}), the consequent resulting trench motion, and the dip of the slab are measured using image-processing tools. An initial regular grid drawn on the overriding plate allows measuring the finite displacement field of each single node of the grid along x- and y- direction at each time interval. The cumulative deformation of each element of the grid during the duration of the experiment is then calculated integrating the finite displacement field over the time.

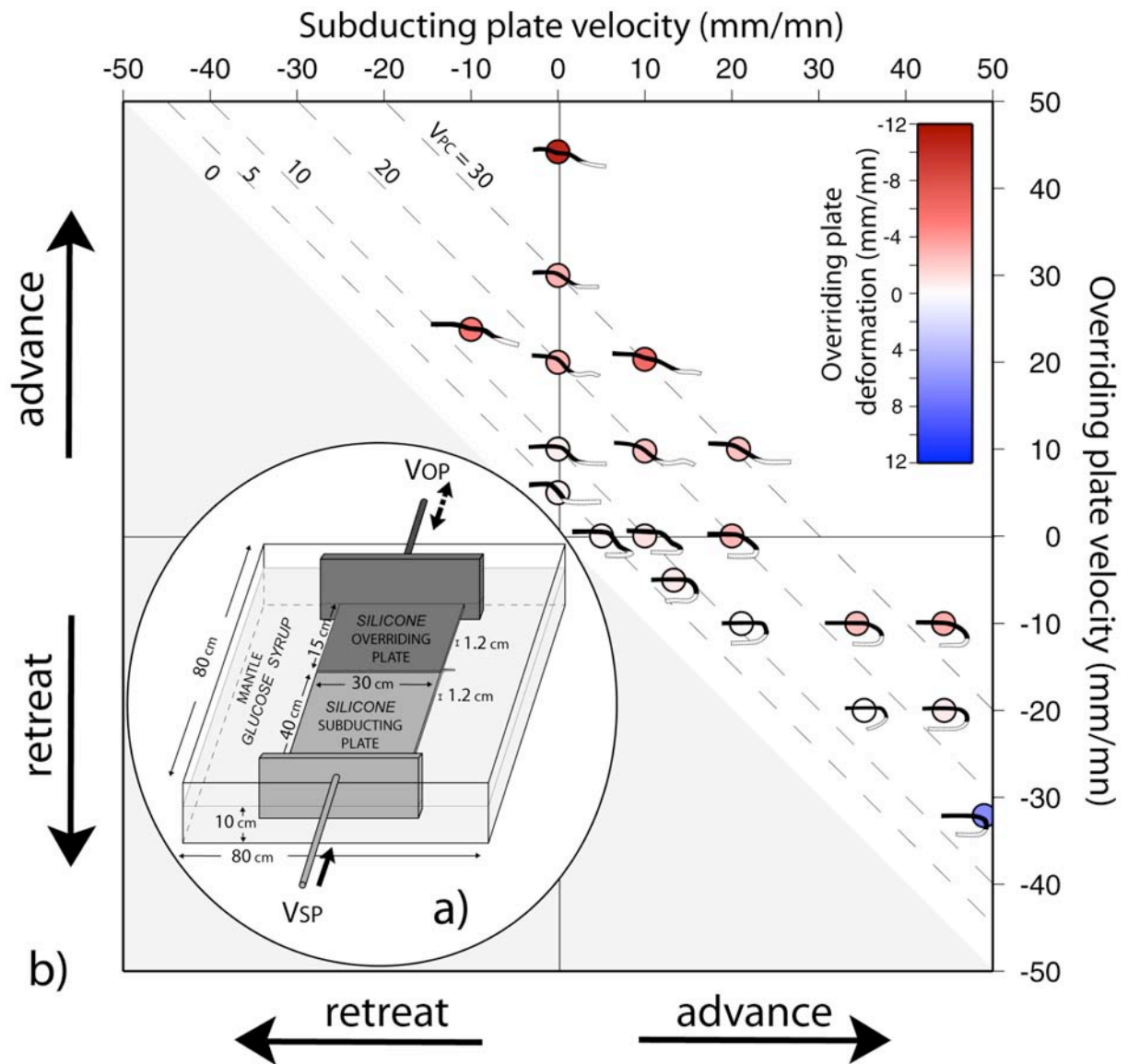


Figure III.6: a) Experimental setup. b) Relations between the plate kinematics, the slab shape and the overriding plate deformation style of the performed experiments, in a V_{SP}/V_{OP} space. Dots colour refers to the overriding plate shortening rate. In each experiment, the shape of the slab is drawn when a total amount of 25 cm of silicone plate is subducted.

Parameter	Nature	Reference Model
Gravitational acceleration (g), $m \times s^{-2}$	9.81	9.81
Thickness, m		
h , oceanic lithosphere	72 000	0.012
H , upper mantle	600 000	0.10
Scale factor for length :	$L_{model}/L_{nature} =$	1.6×10^{-7}
Density, $kg \times m^{-3}$		
ρ_o , oceanic lithosphere	3300	1495
ρ_c , continental lithosphere	3140	1323
ρ_m , upper mantle	3220	1415
Density contrast ($\rho_o - \rho_m$) :	80	80
Density contrast ($\rho_c - \rho_m$) :	-80	-92
Density contrast ($\rho_o - \rho_c$) :	160	172
Density ratio (ρ_o/ρ_m) :	1.02	1.05
Density ratio (ρ_c/ρ_m) :	0.97	0.93
Density ratio (ρ_c/ρ_o) :	0.95	0.88
Viscosity, $Pa \times s$		
η_o , oceanic lithosphere	10^{24}	3.5×10^5
η_c , continental lithosphere	-	1.6×10^5
η_m , upper mantle	10^{20}	30
Viscosity ratio (η_o/η_m) :	10^4	1.8×10^4
Characteristic time, s ($t_{nature}/t_{model} = (\Delta\rho gh)_{model}/(\Delta\rho gh)_{nature} \cdot (\eta_{nature}/\eta_{model})$)	$3.1 \cdot 10^{13}$ (1 Myr)	~ 60 (1 min)
Characteristic Velocity ($U_{nature}/U_{model} = (L_{nature} \cdot t_{model})/(L_{model} \cdot t_{nature})$)	10 <i>cm/yr</i>	1.6 <i>cm/min</i>

Table III.2: Parameters scaling in nature and laboratory.

2.3- Experimental results:

A total number of 20 experiments have been performed using various combinations of imposed V_{SP} and V_{OP} (Table 3) with the aim to explore the variability field of natural plate velocities (Figure III.4).

All the experiments show a typical sequence of three phases as extensively described in Funicello et al. (2003) and Bellahsen et al. (2005): (phase 1) sinking of the slab through the upper mantle, (phase 2) transient slab/660 km discontinuity interaction, and (phase 3) steady state subduction with the slab that lays on the 660 km discontinuity (Figure III.7). To summarize the behavior of the entire set of experiments during the steady-state phase, the observed slab geometries and overriding plate deformations are represented in a (V_{SP} ; V_{OP}) field (Figure III.6-b). Figure III.6-b also shows that the overriding plate motion is the key-parameter determining two different styles of subduction.

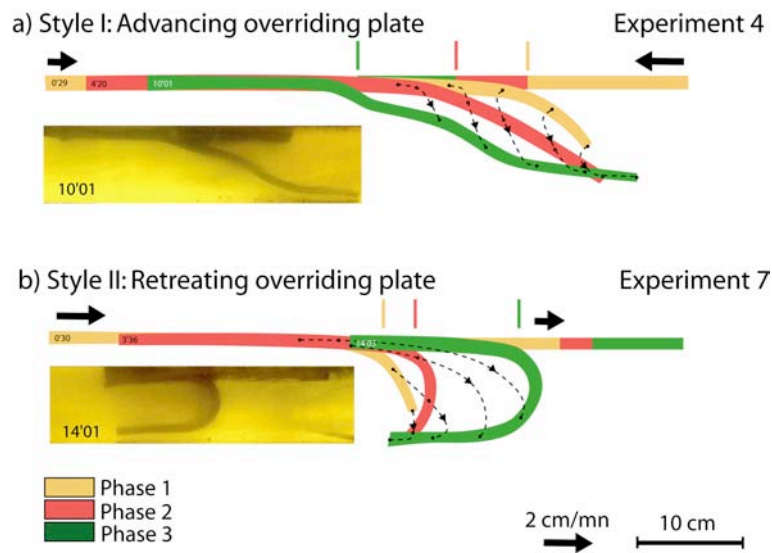


Figure III.7: Styles of subduction as a function of V_{OP} : a) $V_{OP} > 0$ /Style I (Experiment 4); b) $V_{OP} < 0$ /Style II (Experiment 7). 3 selected steps of the slab evolution are represented for each experiment. The dashed trajectory of the slab between each of the represented step is drawn by following some reference points of the slab on a total set of about 15 pictures. Vertical lines above the plates represent trench position for each step.

Style I occurs when $V_{OP} > 0$. Under this condition, the slab lays onto the bottom of the box with a forward direction and a shallow dip. High deformation rates of the overriding plate are generated. The experiment 4 (Figure III.7-a, Table 3, $V_{OP} = +20$ mm/min) is representative of this style of subduction. During the subduction into the upper mantle, the overriding plate moves toward the trench and forces the overall slab to retreat at a rate close to V_{OP} . The slab dip decreases progressively and reaches the lower boundary at a low angle of about 30° . The slab folds and deforms when it interacts with the bottom of the box after 4'20" from the beginning of the process and a simultaneous slow down of the process is recorded. Afterwards, steady state conditions characterized by the draped part of the slab sliding along the lower boundary at about 10 mm/min, which corresponds to the applied V_{SP} , and the trench retreating at about 15 mm/min are shortly reached. The resulting effect is recorded by the shape of the slab whose shallow part adopts a flat geometry compared to depth where an angle of about 30° is maintained. This process is always associated with a significant displacement of mantle from beneath to above the slab driven by the subduction process as described by Funicello et al. (2003, 2005).

Style II occurs when $V_{OP} < 0$. Under this condition, the slab is overturned onto the bottom of the box and assumes a steep dip. The overriding plate is disconnected from the trench or shows a negligible shortening. The experiment 7 (Figure III.7-b, Table 3, $V_{OP} = -10$ mm/min) is representative of this style of subduction. During the whole experiment, the trench motion is driven in the forward direction by the balance between V_{SP} and V_T , slightly slowed down by the overriding plate. During the subduction into the upper mantle, the overall slab translates with the trench and it becomes progressively steeper (slab dip is almost 90° when the slab tip reaches the bottom of the box). After reaching the lower boundary, the slab deflects backward and drapes on the lower boundary while the trench continues to advance. The tip of the slab is almost stationary (Figure III.7-b) allowing to maintain a constant cylindrical shape of the slab throughout the run of the experiment.

Summarizing, we find that the overriding plate motion is crucial in determining two different styles of subduction. In fact, fixing V_{SP} and increasing V_{OP} , slabs become shallower, overriding plates shortening become higher and subduction style progressively changes from Style II to Style I. On the contrary, for a given V_{OP} , subduction style is not sensitive to variations of V_{SP} or V_{PC} .

It has been found that also the trench migration is - at first order - controlled by the overriding plate motion (Figure III.8): when the overriding plate is advancing, the trench is retreating and when it retreats, the trench is advancing. Slab dip is thus correlated to both parameters: it increases progressively for increasing trench advances / overriding plate retreats, and decreases as well for increasing trench retreats / overriding plate advance (Figure III.8).

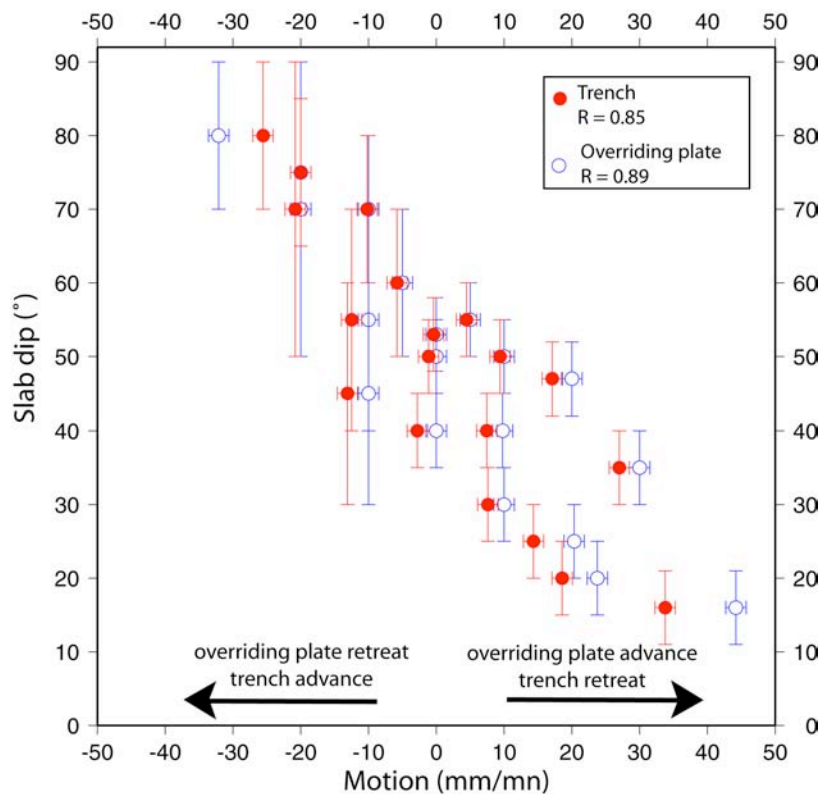


Figure III.8: Relations between overriding plate motion and slab dip and between trench motion and slab dip in the experiments. The distance between the “trench dots” and the “overriding plate dots” gives the overriding plate deformation rate.

Experiment	Subducting plate velocity (V_{SP})		Overriding plate velocity (V_{OP})		Plate convergence rate (V_{PC})		Overriding plate deformation rate	
	Experiments (mm/mn)	Nature (cm/y)	Experiments (mm/mn)	Nature (cm/y)	Experiments (mm/mn)	Nature (cm/y)	Experiments (mm/mn)	Nature (cm/y)
1	0,0	0	10,0	6,25	10,0	6,25	0,6	0,37
2	0,0	0	44,2	27,6	44,2	27,6	10,4	6,5
3	10,0	6,25	9,8	6,1	19,8	12,4	2,3	1,4
4	10,0	6,25	20,3	12,7	30,3	18,9	6,0	3,75
5	35,2	22	-20,0	-12,5	15,2	9,5	0,0	0
6	20,8	13	10,0	6,25	30,8	19,25	2,4	1,5
7	21,1	13,2	-10,0	-6,25	11,1	6,9	0,2	0,1
8	44,4	27,7	-20,0	-12,5	24,4	15,25	0,8	0,5
9	34,4	21,5	-10,0	-6,25	24,4	15,25	2,5	1,6
10	44,4	27,7	-10,0	-6,25	34,4	21,5	3,1	1,9
11	13,3	8,3	-5,0	-3,1	8,3	5,2	0,8	0,5
12	0,0	0	5,0	3,1	5,0	3,1	0,5	0,3
13	5,0	3,1	0,0	0	5,0	3,1	0,4	0,25
14	-10,0	-6,25	23,8	14,9	13,8	8,6	5,2	3,25
15	20,0	12,5	0,0	0	20,0	12,5	2,8	1,75
16	10,0	6,25	0,0	0	10,0	6,25	1,1	0,7
17	0,0	0	30,0	18,75	30,0	18,75	3,0	1,9
18	0,0	0	20,0	12,5	20,0	12,5	2,9	1,8
19	48,4	32,8	-32,1	-21,4	16,9	11,3	-6,5	-4,4
reference	-	-	-	-	-	-	-	-

Table III.3: Applied subducting and overriding plate velocities, resulting plate convergence and deformation of the overriding plate in the experiments and comparison to nature.

2.4- Discussion:

The relations observed in our experiments between the imposed plate kinematics, the slab dip and the overriding plate deformation show strong similarities with those observed in current subduction zones (Figure III.4 and III.6). Although experiments have an extremely simplified setting, they thus represent a powerful tool to highlight the main mechanisms at work in natural system. With respect to previous laboratory experiments, our study has two advantages: first, we include the role of the upper plate in shaping the subducting slab; second, we analyze the complete range of possible natural kinematics configurations.

The overriding plate motion plays a fundamental role on both the geometry adopted by the slab and on the overriding plate deformation.

In the experiments, we control the kinematics of the upper and subducting plates (using pistons and screws) but not directly those of the trench because of overriding plate deformation. Trench always retreats slower than upper plate moves trenchward, creating strong upper plate shortening. This is likely caused by (1) the mantle resistance to slab rollback in a volumetric confined tank, and (2) the slab resistance to bending. More surprisingly is the upper plate shortening observed while the upper plate is retreating. In these cases, the trench possibly advances faster than the upper plate retreat while the interplate friction is high. Indeed, the shortening decreases progressively with increasing overriding plate retreat. For the highest tested rate (experiment 19; $V_{OP} = -32$ mm/mn), the overriding plate retreat is so fast with respect to the trench advance that the two plates separate.

The observed dip results from a balance between both deep slab anchoring and trench motion: the slab accommodates the motion between the migrating trench and the lying part of the subducted plate thanks to dip variations which are a function of the trench migration direction.

The mechanisms at work are different while the overriding plate is retreating or advancing. When the overriding plate moves toward the trench (Style I $V_{op} > 0$), the slab shallows while backarc regime is compressive. In this case the influence of the overriding plate on the slab shape depends upon the rigidity of the upper plate itself as rigid upper plate is more prone to displace the trench backward instead of laterally displace mantle material from below. In our experiments, the plate is viscous and a portion of V_{OP} is absorbed by shortening while the remnant is absorbed forcing trench to retreat. In this case the slab gets shallow because the tip of the slab is anchored at depth. This result has been already explored in several laboratory experiments (e.g., Guillou-Frotier *et al.*, 1995; Griffiths *et al.*, 1995; Funicello *et al.*, 2003; Schellart, 2004) and 2D numerical simulations (e.g., Gurnis and Hager, 1988; Zhong and Gurnis, 1995; Christensen, 1996; Olbertz *et al.*, 1997) showing that the slab dip decreases with increasing trench retreat velocity. In this case, the resistance of the slab and its anchoring at depth then exert a major control on the dip of the slab and on the deformation of the overriding plate.

Conversely, when overriding plate moves away from the trench (Style II $V_{op} < 0$), the consequent back arc regime also depends on the subducting plate velocity. In this setting slabs, which are free to attain their own configuration with respect to the imposed velocity v_0 , are steeper and conditions favourable to back-arc extension are established. This result highlights that the upper mantle has an anchoring effect (slab anchor force) to the lateral migration of the slab and can decrease the rate of trench migration enough to cause backarc extension. In this case the mantle exerts a major role.

Summarizing, the experimental results show that the slab tends to follow the trench in its migration, but its motion is inhibited by both mantle viscous resistance (slab anchor force)

and by its interaction with the lower boundary. As a result, the subduction hinge moves faster than the deep slab does. This relative fixity of the slab yields to its flattening in subduction Style I and to its steepening in subduction Style II. This mechanism has been described by Uyeda and Kanamori (1979) as the “anchored slab model” and has been discussed in several studies (e.g., Jarrard, 1986; Scholz and Campos, 1995; Heuret and Lallemand, 2005; Lallemand et al., 2005).

Assessment and comparison between experimental and natural data (Figure III.4 and III.6) reveals that in laboratory experiments the backarc extensional fields is extremely restricted to high rate of subducting plate motion. This show that the viscosity contrast between slab and mantle used in laboratory is probably too high with respect to natural system. Comparing our results with the one obtained by Funicello et al., (2004) and Schellart et al., (2004), where slab/mantle viscosity contrast is one and two order of magnitude less, respectively, one can deduced that a viscosity contrast of about three orders of magnitude would better approximate the natural system.

In the experiments the overriding plate motion controls the direction of the slab deflection on the lower boundary. Retreating overriding plates are thus systematically associated to overturned slabs. It is not the case in current subduction zones. Two reasons could explain this discrepancy. (1) The models reproduce the transient nature of the subduction and plate motion whereas collected statistical data state just a snapshot of the recent evolution. An example is represented by plate motion data that does not integrate the possible long-term variations in plate kinematics. In fact, it is well known that plate velocities and directions have changed rather rapidly in the past (e.g., Northrup *et al.*, 1995). However, the reference frame chosen to describe plate motions (Gripp and Gordon, 2002) average them on the last 5.7 My and thus only give a short-term view. Also slab geometry illustrated by Wadati-Benioff zone or tomographic images trace out just a present-day picture of the subduction. In particular, the integration with tomographic images can be misleading also since the portion of deflected slab can be older, much older, then the upper slab itself. (2) As far as it concerns experimental limitations, it is clear that the geometry as well as the kinematics of the laboratory slab is strongly dependent on the rheology used to simulate the lithosphere and on the viscosity of the mantle. A backward reclined stuff in retreating system cannot be achieved if in the case of a strong or thick slab (Bellashen et al., 2005) or if the slab/mantle viscosity ratio is lower (Schellart 2004 and 2005). Moreover, the sense in which the slab will deflect is also sensitive to the style of the interaction between the slab and the lower boundary. However, the laboratory models do not take account the variability of some slab parameters that may affect the nature of this interaction. The most important are the slab age / thickness and the thermal parameters which are variable within subduction zones (e.g., Jarrard, 1986; Heuret and Lallemand, 2005; Lallemand *et al.*, 2005) and can affects the slab rheology and its dynamic when it interacts with the lower boundary (e.g., Karato *et al.*, 2001; Ciskova *et al.*, 2002; Bellahsen *et al.*, 2005).

2.5- Conclusions:

Although experiments have an extremely simplified setting, the relations they show between the imposed plate kinematics, the slab dip and the overriding plate deformation exhibit some strong similarities with those observed in current subduction zones. These relations highlight the importance of an imposed overriding plate motion on the subduction dynamics: (1) trenches are migrating at a rate close to the overriding plate motion; (2) overriding plates shortens when the upper plate moves toward the trench and conditions favourable to overriding plate extension are created when the upper plate moves away from

the trench; (3) slab dip increases for increasing trench advances / overriding plate retreats, and decreases as well for increasing trench retreats / overriding plate advance.

Experiments thus highlight the mechanisms at works in natural system. As well as in the models, the dip of the natural slabs should thus scale with both upper plate motion and with that of trench, because the tip of the slab is anchored at depth at the upper-lower mantle discontinuity. The state of stress of the upper plate scales is not only linked to the upper plate motion but also to the possibility for the slab to laterally migrate into the mantle.

Conclusion générale :

De nombreux auteurs ont cherché à comparer les zones de subduction entre elles pour dégager de grandes tendances qui permettraient d'en comprendre la diversité. La plupart des grandes études fondatrices de cette « subductologie comparative » datent des années 1970-1980 (e.g., Uyeda et Kanamori ; Dewey, 1980 ; Jarrard, 1986 ; Garfunkel et al., 1986 ; Otsuki, 1989) et il n'est pas rare qu'elles se contredisent les unes les autres. Ces contradictions trouvent le plus souvent leur origine dans l'imprécision et le manque de données alors disponibles, qui ne permettaient pas une couverture uniforme des différentes zones de subduction. L'avènement récent des bases de données globales (topographie, sismicité, volcanisme, gravité, cinématique) et de nouvelles méthodes, telles le GPS ou la tomographie sismique, autorisent aujourd'hui une description suffisamment précise et rigoureuse de toutes les zones de subduction du monde pour avoir permis la construction de SubductionZones. Cette base de données représente la description la plus complète et la plus précise jamais réalisée sur les zones de subduction (la dernière étude globale datait en effet de Jarrard, en 1986) à la lumière de laquelle a été menée l'étude statistique globale qui fait l'objet de ce mémoire. Les différentes observations qui en ressortent, souvent inédites et infirmant parfois les résultats d'études antérieures, impliquent une réévaluation, voire même une révision des modèles de subduction en vigueur.

Des trois « acteurs » mis en jeu dans le processus de subduction (i.e., la plaque subduite, la plaque supérieure et le manteau), c'est généralement à la plaque subduite et à la traction exercée par son panneau plongeant (« modèle du slab pull »), qu'est attribuée toute la variabilité observée d'une zone de subduction à l'autre. Le slab pull et l'âge de la plaque subduite contrôlèrent notamment le mouvement des grandes plaques, celui de la fosse, le régime tectonique de la plaque supérieure et la géométrie adoptée par le slab. L'âge du slab n'est cependant pas un paramètre aussi déterminant que le traditionnel « modèle du slab pull » et que des classifications du type Chili-Mariannes le laissent entendre. S'il semble qu'il contrôle les mouvements absolus des grandes plaques (le mécanisme en vigueur n'est par ailleurs pas pleinement élucidé pour le mouvement de la plaque supérieure et il n'est pas impossible que la « loi de convergence des grandes plaques » ne soit qu'un biais géographique), en revanche, son influence, et celle du slab pull, sur le mouvement de la fosse, le régime tectonique de la plaque supérieure et le pendage du slab semblent négligeables. D'autres forces, dont la résistance au ploiement du slab, les forces de pressions associées au mouvement de la plaque supérieure, la résistance visqueuse du manteau et les éventuels flux qui l'animent sont autant de forces de contrebalancer les effets du slab pull. L'influence de ces différentes forces limiterait le rollback spontané du slab et de la fosse, mécanisme moteur du « modèle du slab pull », à des vitesses qui ne dépassent probablement pas les 10-15mm/a. Ce rollback spontané limité expliquerait en grande partie l'absence de corrélation significative avec le régime tectonique de la plaque supérieure et le pendage du slab.

C'est en fait la plaque supérieure et son mouvement absolu qui semblent exercer un contrôle prédominant sur le mouvement de la fosse (cette dernière suit la plaque supérieure partout où la déformation arrière-arc est négligeable), le régime tectonique de la région arrière-arc et le pendage du slab : les retraits de la plaque supérieure par rapport à la fosse favorisent les extensions arrière-arc et les forts pendages, et inversement pour les plaques supérieures en avancée. Les mécanismes susceptibles d'expliquer ces tendances font intervenir l'existence de forces (force d'ancrage du slab, interaction avec le manteau inférieur, flux mantelliques...) qui inhiberaient les mouvements latéraux du slab dans le manteau qu'induisent les déplacements des deux plaques. Une telle résistance serait susceptible de provoquer des différences entre les mouvements de la fosse et la plaque supérieure d'une part, et entre les mouvements de la fosse et les parties profondes du slab d'autre part. Ces différences de mouvements seraient respectivement accommodées par la déformation de la plaque supérieure et des modifications du pendage du panneau plongeant, toutes deux fonctions de la direction du mouvement de la plaque supérieure, mais aussi de la vitesse de la plaque en subduction.

Même s'ils ne parviennent pas à rendre exactement compte de la complexité des zones de subduction naturelles, les modèles analogiques développés au laboratoire de modélisation de Rome montrent des comportements similaires qui tendent à vérifier ces hypothèses: en fonction de la direction du mouvement imposé à la plaque supérieure, deux styles de subduction sont possibles. Lorsque les plaques supérieures s'éloignent de la fosse, le slab adopte des géométries très pentues pour finalement se défléchir vers l'arrière, au contact du fond de la boîte (la limite à 670 km). La plaque supérieure se déforme peu. Au contraire, lorsque la plaque supérieure se déplace vers la fosse, le slab adopte des géométries très plates, se défléchit vers l'avant et la plaque supérieure se comprime fortement.

Un certain nombre d'arguments étayaient l'idée d'une influence de flux mantelliques sur la dynamique de la subduction. Le simple mouvement de la plaque supérieure ne suffit pas à expliquer les vitesses d'accrétion arrière-arc très rapides et les retraits de fosses observées localement, le long des subductions associées à des bassins marginaux en formation. Ces déformations rapides marquent la proximité de bordures de slab qui pourraient favoriser le passage du manteau d'un côté du slab à l'autre. De tels flux mantelliques seraient alors susceptibles de forcer le retrait du slab et d'expliquer les vitesses d'expansion arrière-arc observées. D'une manière plus générale, la largeur du slab semble en partie conditionner le régime tectonique de la plaque supérieure, mais aussi la géométrie du panneau plongeant : les slabs les plus étroits sont préférentiellement associés à des extensions arrière-arc et à de forts pendages du slab (e.g., Nouvelles Hébrides, Nouvelle Bretagne, Sandwich), alors que les slabs les plus larges, surtout dans leur partie centrale, favorisent plutôt les compressions arrière-arc et les faibles pendages (e.g., Japon, Pérou-Chili). Cette observation pourrait témoigner de l'influence de flux mantelliques contournant les slabs, que ces flux soient une réponse aux mouvements du slab (i.e., associés à la résistance visqueuse du manteau, c'est-à-dire à la force d'ancrage) ou qu'il s'agisse de flux surimposés (globaux ou régionaux) venant interagir avec le panneau plongeant. Si les modalités de l'action des flux toroïdaux et poloïdaux engendrés par les mouvements du slab ont déjà largement été explorés par les modèles analogiques, ceux de flux surimposés ont fait l'objet de peu d'attention. L'interaction de tels flux avec le panneau plongeant mériterait d'être modélisée et confrontée aux observations faites sur les zones de subduction naturelles.

Annexe I : La base de données SubductionZones

Tableau AI.1 : la position de la fosse, la bathymétrie et la gravimétrie de la subduction.

Tableau AI.2 : l'âge, l'épaisseur et l'état thermique du slab.

Tableau AI.3 : les mouvements absolus des grandes plaques et de la fosse.

Tableau AI.4 : les mouvements relatifs des grandes plaques et de la fosse et, la vitesse de descente du slab dans le manteau.

Tableau AI.5 : la géométrie du slab.

Tableau AI.6 : la position de l'arc volcanique.

Nom	Lat	Long	Larg	Az	P _f	P _{sub}	P _{fr}	X _{MAX}	Z _{MAX}	X _{MINg}	Z _{MINg}	X _{MAXg}	Z _{MAXg}
ANDA6	14,0	92,1	237	112	3,0	2,8	0,2	840	0,3	171	-183	315	47
ANDA5	12,0	91,6	226	101	3,3	3,1	0,2	783	0,3	157	-103	654	40
ANDA4	10,0	91,4	226	97	3,6	3,4	0,2	821	0,3	191	-169	344	52
ANDA3	8,0	91,7	230	77	3,9	3,7	0,2	806	0,4	138	-113	217	114
ANDA2	6,0	92,6	206	70	4,3	3,6	0,7	834	0,8	165	-133	382	44
ANDA1	4,0	93,0	227	61	4,6	4,0	0,6	291	0,7	194	-146	306	110
SUM6	2,0	95,0	367	25	5,3	4,6	0,7	352	2,1	190	-81	328	112
SUM5	0,0	97,0	315	56	5,3	4,7	0,6	300	1,2	5	-88	89	82
SUM4	-2,0	98,1	265	47	5,6	4,8	0,8	337	1,7	190	-80	88	112
SUM3	-4,0	99,7	290	50	5,5	4,6	0,9	280	1,4	160	-88	289	130
SUM2	-5,5	100,8	239	51	6,2	4,8	1,4	271	1,0	153	-95	279	110
SUM1	-7,0	102,3	349	34	6,2	5,3	0,9	291	0,9	176	-127	321	109
JAVA7	-8,4	105,0	228	32	6,7	5,3	1,4	228	0,3	142	-154	216	114
JAVA6	-9,7	107,0	219	25	6,7	5,6	1,1	297	0,8	146	-156	258	172
JAVA5	-10,5	109,0	198	10	6,8	5,0	1,8	370	0,9	42	-116	292	146
JAVA4	-10,4	111,0	222	10	6,0	5,0	1,0	254	0,7	121	-141	236	146
JAVA3	-10,7	113,0	219	8	6,1	4,9	1,2	302	0,5	1	-137	245	139
JAVA2	-11,2	115,0	200	11	6,7	5,5	1,2	318	1,1	120	-146	273	222
JAVA1	-11,3	117,0	197	359	6,7	5,7	1,0	264	0,8	117	-146	273	165
SULA2	2,0	123,0	230	170	5,9	4,6	1,3	145	1,2	227	-136	104	166
SULA1	2,3	121,0	226	190	5,4	4,5	0,9	639	2,4	-57	-22	89	170
SULU1	6,5	119,7	346	128	4,0	0,2	3,8	796	0,1	14	-47	791	184
NEG2	10,0	121,7	226	92	3,9	0,2	3,7	-293	0,9	560	-246	472	251
LUZ4	14,0	119,2	290	65	4,8	4,0	0,8	257	0,7	424	-229	130	116
LUZ3	16,0	119,2	230	95	4,6	4,1	0,6	235	0,8	381	-202	91	165
LUZ2	17,5	119,2	222	88	4,2	4,0	0,2	207	1,7	353	-156	183	99
LUZ1	19,0	119,8	272	119	4,2	3,5	0,7	153	1,0	327	-148	94	178
BAT2	20,5	120,2	257	74	3,9	3,1	0,8	186	-0,1	105	-85	184	172
PHIL7	4,0	128,6	245	246	5,8	5,0	0,8	832	1,1	240	-139	773	177
PHIL6	6,0	127,4	218	247	8,7	5,6	3,1	103	-0,7	18	-279	229	90
PHIL5	8,0	127,3	223	267	8,9	5,7	3,2	278	1,3	7	-208	94	241
PHIL4	10,0	126,8	207	253	9,6	5,9	3,8	149	0,2	5	-261	92	265
PHIL3	12,0	126,2	216	247	7,7	5,8	1,9	350	0,8	7	-185	108	179
PHIL2	14,0	125,2	237	248	6,3	5,6	0,7	184	0,8	6	-111	93	134
PHIL1	15,6	123,5	237	205	4,8	5,2	0,4	199	0,5	3	-111	135	134
RYUS	23,4	124,0	204	345	7,2	5,8	1,5	109	0,0	-19	-117	109	117
RYUN1	24,2	127,0	248	325	7,2	5,3	2,0	799	0,1	2	-113	298	108
RYUN2	25,7	129,0	231	320	7,1	5,5	1,6	135	0,1	5	-108	180	104
RYUN3	27,5	130,5	258	310	6,7	3,0	3,8	139	0,2	-15	-83	-299	88
RYUN4	29,8	132,0	252	300	5,6	5,0	0,6	123	0,0	93	-91	234	60
NAN3	31,8	134,0	209	335	4,9	4,8	0,1	205	1,0	6	-55	63	76
NAN2	32,6	135,5	199	340	4,8	4,4	0,4	312	0,8	90	-56	523	58
NAN1	33,1	137,0	189	345	4,4	4,0	0,4	219	0,8	91	-71	158	67
PAL	6,8	134,5	312	315	6,9	4,8	2,1	36	0,1	-300	-193	305	55
YAP3	7,3	136,0	221	358	6,2	4,7	1,5	130	-1,5	-300	-200	300	62
YAP2	8,6	138,0	342	305	7,9	3,0	4,9	-84	-1,7	6	-239	45	134
YAP1	10,0	138,6	257	290	7,1	3,0	4,1	-115	-1,6	2	-174	39	128
SMAR5	10,8	140,5	219	359	5,6	3,0	2,6	-118	0,0	442	-3	838	35
SMAR4	11,4	142,5	200	350	10,7	4,8	6,0	192	-2,3	297	-7	825	27
SMAR3	12,0	144,5	213	336	9,6	4,5	5,1	362	-1,5	-2	-337	-122	138
SMAR2	13,3	146,5	291	314	8,7	5,8	2,9	184	-1,3	11	-283	178	148

SMAR1	15,0	147,5	212	289	7,8	6,0	1,8	179	-1,1	4	-175	179	173
Nom	Lat	Long	Larg	Az	P _f	P _{sub}	P _{fr}	X _{MAX}	Z _{MAX}	X _{MINg}	Z _{MINg}	X _{MAXg}	Z _{MAXg}
NMAR4	17,0	147,8	222	271	8,4	6,0	2,4	-218	-1,3	-1	-199	-225	232
NMAR3	19,0	147,6	237	260	6,9	5,5	1,4	206	-0,8	-2	-174	208	94
NMAR2	21,0	146,9	315	235	7,1	5,7	1,4	485	-1,7	2	-157	208	72
NMAR1	23,0	145,1	253	225	7,0	5,4	1,6	196	-1,3	49	-190	-300	117
IZU4	27,0	143,3	222	272	8,8	5,5	3,3	108	0,0	-4	-225	109	338
IZU3	29,0	142,9	210	252	8,9	6,2	2,7	241	-1,4	3	-238	101	193
IZU2	31,0	142,3	205	258	9,7	6,1	3,6	244	-1,0	7	-258	196	124
IZU1	33,0	142,1	202	261	9,2	5,7	3,5	274	-0,6	9	-264	180	148
JAP4	35,0	142,2	218	297	8,2	5,8	2,4	442	2,0	5	-206	-172	168
JAP3	37,0	143,5	227	299	7,5	5,8	1,7	351	0,9	16	-174	216	130
JAP2	39,0	144,2	200	277	7,2	5,7	1,5	235	0,7	9	-161	190	169
JAP1	40,5	144,5	217	292	7,7	5,6	2,1	385	0,2	18	-190	277	115
SKOUR5	41,5	145,5	207	319	7,1	5,6	1,5	316	1,6	18	-172	334	175
SKOUR4	42,2	147,0	191	324	6,8	5,6	1,2	257	0,6	22	-163	170	225
SKOUR3	43,5	149,0	191	319	8,7	5,4	3,3	198	0,5	6	-302	135	235
SKOUR2	44,4	151,0	164	329	8,1	5,4	2,8	177	0,1	3	-284	172	196
SKOUR1	45,3	153,0	195	318	8,9	5,6	3,3	841	-0,4	23	-277	183	197
NKOUR3	47,0	155,1	251	308	7,7	5,3	2,5	184	-0,2	249	-205	437	45
NKOUR2	49,0	157,5	283	314	7,4	5,4	2,0	202	0,9	6	-205	138	186
NKOUR1	51,0	160,2	238	304	6,8	5,7	1,1	205	0,7	25	-175	158	180
KAM2	53,0	162,3	222	300	7,3	5,1	2,2	333	1,2	8	-222	148	171
KAM1	54,5	163,6	257	300	6,0	4,8	1,2	198	1,4	33	-169	135	127
W_ALE1	51,6	173,0	138	28	7,0	5,5	1,5	98	0,1	0	-181	95	239
W_ALE2	51,1	175,0	130	16	7,3	5,3	2,1	84	0,4	-1	-160	85	175
C_ALE1	50,8	177,0	138	21	7,3	5,0	2,3	140	0,0	5	-187	430	170
C_ALE2	50,4	179,0	130	12	7,3	5,6	1,7	177	0,1	21	-201	101	206
C_ALE3	50,3	181,0	144	351	7,2	5,6	1,6			41	-204	116	187
C_ALE4	50,4	183,0	129	350	7,4	5,7	1,7	146	0,0	8	-187	140	171
C_ALE5	50,5	185,0	129	352	7,3	5,6	1,7	179	0,0	27	-187	163	235
C_ALE6	50,9	187,0	128	353	7,4	5,3	2,1	138	0,0	22	-206	135	193
E_ALE1	51,1	189,0	131	342	7,3	5,3	2,0	143	-0,2	19	-180	137	159
E_ALE2	51,5	191,0	133	336	7,2	5,4	1,9	175	0,2	25	-173	129	193
E_ALE3	52,0	193,0	132	338	7,2	5,1	2,1	175	0,4	13	-165	133	196
E_ALE4	52,5	195,0	133	338	6,9	4,9	2,0	187	0,0	65	-172	154	165
E_ALE5	53,1	197,0	128	340	6,9	4,8	2,1	197	0,5	3	-155	127	165
W_ALA1	53,5	199,0	125	344	6,9	4,9	2,0	220	0,9	1	-149	184	105
W_ALA2	53,8	201,0	124	342	6,4	4,8	1,6	229	0,5	4	-100	114	107
W_ALA3	54,2	203,0	124	341	5,8	4,7	1,1	651	0,7	6	-78	91	84
W_ALA4	54,8	205,0	139	323	5,6	4,5	1,1	306	0,5	1	-78	94	89
W_ALA5	55,6	207,0	127	330	5,4	4,4	1,0	311	0,9	-3	-79	69	104
E_ALA1	56,2	209,0	124	331	5,4	4,2	1,3	325	1,1	6	-97	90	124
E_ALA2	57,1	211,0	146	320	5,1	4,1	1,0	427	1,0	-7	-54	85	96
E_ALA3	58,0	213,0	151	315	4,9	3,6	1,3	476	1,7	362	-95	455	86
E_ALA4	59,1	214,5	159	311	4,5	3,5	1,0	486	1,8	365	-138	50	107
E_ALA5	59,2	215,5	118	345	3,8	3,5	0,3	510	2,6	355	16	516	89
CASC1	50,0	231,7	257	70	2,1	3,2	1,1	823	2,8	-10	-96	382	58
CASC2	48,0	233,4	245	70	2,7	2,6	0,1	857	2,4	116	-77	195	69
CASC3	46,0	234,1	226	80	2,5	2,5	0,0	893	2,1	118	-68	333	52
CASC4	44,0	234,6	223	89	3,0	3,1	0,1	860	2,7	0	-85	858	50
CASC5	42,0	234,7	222	86	3,1	3,2	0,1	598	2,2	1	-45	-182	41

MEX1	19,1	254,5	328	55	5,0	3,8	1,2	562	2,6	2	-149	178	61
MEX2	17,9	256,0	233	37	4,9	3,3	1,7	773	2,8	-1	-109	767	103
MEX3	16,9	258,0	213	25	4,6	3,1	1,5	352	2,9	9	-84	102	67
Nom	Lat	Long	Larg	Az	P_f	P_{sub}	P_{fr}	X_{MAX}	Z_{MAX}	X_{MINg}	Z_{MINg}	X_{MAXg}	Z_{MAXg}
MEX4	16,3	260,0	205	30	5,2	3,4	1,8	373	3,1	1	-129	368	114
MEX5	15,6	262,0	202	18	5,1	3,5	1,6	203	2,7	-2	-131	214	129
MEX6	15,3	264,0	197	10	5,5	4,1	1,4	145	2,1	0	-129	394	94
COST1	14,2	266,0	225	21	6,5	4,1	2,4	313	2,4	3	-146	334	98
COST2	13,2	268,0	220	27	6,3	3,8	2,5	205	2,6	6	-125	221	132
COST3	12,3	270,0	211	22	5,8	3,6	2,2	281	1,8	9	-123	503	71
COST4	11,4	272,0	234	32	5,3	3,4	1,9	513	1,4	7	-107	781	124
COST5	9,4	274,0	219	30	3,9	3,2	0,7	171	0,6	5	-37	91	117
COL1	5,0	281,9	257	113	3,8	3,0	0,8	285	3,5	353	-82	218	180
COL2	3,5	280,9	315	120	3,9	3,0	0,9	318	3,7	45	-67	331	147
COL3	2,0	279,9	290	115	3,3	3,0	0,3	274	3,9	107	-69	285	211
PER1	-4,0	278,1	201	91	4,8	3,4	1,4	307	2,6	6	-109	267	93
PER2	-5,5	278,1	200	83	5,4	4,0	1,4	270	3,1	17	-137	295	222
PER3	-7,0	278,4	208	71	5,8	4,3	1,5	266	3,4	5	-144	432	78
PER4	-9,0	279,2	224	64	6,3	4,6	1,7	344	4,0	9	-145	305	134
PER5	-11,0	280,4	233	59	6,3	4,9	1,5	269	4,5	10	-163	263	132
PER6	-13,0	281,7	248	56	5,9	4,8	1,1	262	5,1	10	-118	267	150
NCHI1	-17,0	285,9	331	38	6,9	4,5	2,4	219	5,2	5	-221	493	205
NCHI2	-19,0	288,0	240	56	7,0	4,9	2,1	274	5,1	7	-190	298	153
NCHI3	-21,0	288,7	201	84	6,9	4,7	2,2	301	4,8	12	-233	289	155
NCHI4	-23,0	288,7	201	95	7,9	4,5	3,4	370	4,9	1	-237	603	172
NCHI5	-25,0	288,6	202	93	7,5	4,0	3,5	486	5,4	1	-227	122	136
NCHI6	-27,0	288,3	201	101	7,5	4,0	3,5	326	5,1	6	-232	316	229
JUAN1	-29,0	287,7	205	99	6,4	4,2	2,2	242	4,9	10	-194	212	181
JUAN3	-32,0	287,4	202	95	6,1	4,2	1,9	244	4,6	4	-170	216	148
SCHI1	-34,0	286,9	220	113	5,3	4,2	1,1	307	3,7	17	-173	278	177
SCHI2	-35,5	286,2	220	118	5,2	4,0	1,2	333	2,5	5	-158	105	96
SCHI3	-37,0	285,4	209	105	4,8	4,1	0,8	311	2,1	9	-102	129	99
SCHI4	-39,0	284,9	230	99	4,4	4,2	0,2	374	1,5	16	-68	346	74
SCHI5	-41,0	284,7	222	97	3,7	3,9	0,2	329	1,9	5	-55	584	98
TRI1	-43,0	284,5	222	95	3,8	3,4	0,4	301	1,5	0	-61	162	56
TRI2	-45,0	283,9	222	95	3,3	3,2	0,1	230	1,3	-296	-58	260	68
TRI3	-47,0	283,8	223	98	3,5	3,5	0,0	204	4,4	12	-88	204	114
TRI4	-49,0	282,8	222	98	4,0	4,0	0,0	274	3,4	4	-74	275	126
PAT1	-51,0	283,3	237	80	3,9	4,3	0,4	240	2,8	1	-82	232	103
PAT2	-53,0	283,9	230	89	4,3	4,4	0,1	201	0,7	-6	-89	107	91
PAT3	-55,0	285,7	315	46	4,8	4,5	0,3	215	0,7	15	-103	91	123
BARB1	12,0	302,6	226	278	4,5	4,8	0,3	430	-0,1	296	-141	437	171
BARB2	14,0	302,3	223	251	5,2	5,5	0,3	347	0,2	182	-152	347	184
ANTI1	16,0	301,2	230	250	5,7	5,7	0,0	249	-0,1	144	-254	251	144
ANTI2	18,0	299,8	315	230	6,6	5,3	1,4	208	-0,2	83	-198	160	160
ANTI3	19,3	298,0	223	205	7,2	5,5	1,7	174	0,0	41	-217	110	167
PORTO1	19,8	296,0	210	185	7,6	5,9	1,8	124	-0,3	17	-212	129	96
PORTO2	19,8	294,0	210	176	8,2	5,8	2,4	178	0,4	52	-344	170	162
PORTO3	19,7	292,0	209	176	8,3	5,3	3,0	858	0,1	11	-334	175	124
SAND1	-60,0	335,4	272	319	6,6	4,7	1,9	151	0,0	4	-165	154	158
SAND2	-58,0	336,2	223	265	7,2	4,7	2,5	194	-1,7	10	-172	194	84

SAND3	-56,0	334,9	290	240	7,3	4,0	3,3	150	-0,5	28	-268	151	161
SAND4	-55,1	333,0	140	205	7,8	4,1	3,7	99	-0,7	2	-255	83	184
SAND5	-54,9	331,0	128	184	7,9	4,4	3,5	628	-1,5	10	-241	89	74
SAND6	-54,8	329,0	133	190	6,4	3,8	2,7	598	-0,8	18	-173	89	102
PUY	-48,0	164,5	272	98	5,8	4,8	1,0	191	0,0	2	-149	51	103
KER1	-35,0	181,6	201	293	7,3	5,6	1,7	190	-0,1	39	-145	190	182
Nom	Lat	Long	Larg	Az	P_f	P_{sub}	P_{fr}	X_{MAX}	Z_{MAX}	X_{MINg}	Z_{MINg}	X_{MAXg}	Z_{MAXg}
KER2	-33,0	182,2	206	288	8,8	5,7	3,1	141	-0,6	-2	-205	141	206
KER3	-31,0	183,2	214	291	8,5	5,8	2,7	351	-0,1	15	-234	169	159
KER4	-29,0	183,9	212	286	8,5	5,6	2,9	171	-0,4	4	-224	-268	144
KER5	-27,0	184,5	202	281	8,6	5,2	3,4	409	-0,6	12	-215	200	112
TONG2	-23,0	185,4	227	298	10,0	5,6	4,4	876	0,1	7	-290	114	173
TONG3	-21,0	186,5	216	291	9,1	5,6	3,5	614	0,0	5	-224	123	228
TONG4	-19,0	187,2	208	287	9,1	5,4	3,7	789	0,4	0	-247	120	214
TONG5	-17,0	187,8	204	286	8,4	5,3	3,2	153	-1,1	0	-247	120	214
TONG6	-15,5	187,7	222	241	7,8	4,5	3,3	765	0,1	2	-209	102	113
SHEB2	-20,0	168,2	224	61	6,2	3,5	2,7	124	0,8	24	-229	137	160
SHEB3	-18,0	167,4	200	82	6,8	4,0	2,8	118	-0,1	7	-141	114	120
NHEB1	-14,0	166,2	230	83	6,1	4,3	1,8	133	0,4	7	-278	138	146
NHEB2	-12,0	165,7	284	66	8,7	4,3	4,5	87	-0,7	16	-268	159	68
BRET3	-6,1	152,0	235	335	8,2	4,0	4,2	109	1,1	23	-220	111	203
BRET2	-7,0	150,0	244	339	7,0	4,8	2,3	144	0,3	11	-123	-167	205
BRET1	-7,3	148,0	203	10	3,9	2,1	1,8	-199	2,0	5	-259	-163	168

Tableau AI.1 : Les paramètres décrivant la position de la fosse, la bathymétrie et la gravimétrie des zones de subductions océaniques. Lat : latitude de la fosse (°). Long : longitude de la fosse (°E). Larg : largeur du segment de fosse échantillonné (km). Az : azimut de la subduction (°). P_f : profondeur de la fosse. P_{sub} : profondeur moyenne de la plaque subduite sur les 300 km précédant la fosse (km). P_{fr} : profondeur relative de la fosse (km). X_{MAX} : distance entre la fosse et le point le plus élevé de la zone de subduction (km). Z_{MAX} : altitude du point le plus élevé de la zone de subduction (km). X_{MINg} : distance entre la fosse et le minimum gravimétrique de la zone de subduction (km). Z_{MINg} : amplitude du minimum gravimétrique de la zone de subduction (mGal). X_{MAXg} : distance entre la fosse et le maximum gravimétrique de la zone de subduction (km). Z_{MAXg} : amplitude du maximum gravimétrique de la zone de subduction (mGal).

Nom	Age	h_t	h_m	h_r	% h_m	φ
ANDA6	86	104	39	5	13	269
ANDA5	82	102	38	5	13	478
ANDA4	78	99	37	5	14	602
ANDA3	74	96	36	5	15	1106
ANDA2	69	93	35	6	17	1020
ANDA1	61	88	33	8	23	914
SUM6	52	81	30	8	25	1290
SUM5	46	76	29	8	27	786
SUM4	47	77	29	8	27	1175
SUM3	60	87	33	8	24	1541
SUM2	69	93	35	8	24	2017
SUM1	72	95	36	9	24	2692
JAVA7	75	97	36	8	21	3133
JAVA6	78	99	37	8	21	3430
JAVA5	80	100	38	8	21	3766
JAVA4	81	101	38	8	20	3998
JAVA3	82	102	38	8	20	4197
JAVA2	83	102	38	7	19	4274
JAVA1	84	103	38	7	18	4336
SULA2	40	71	27	3	11	798
SULA1	40	71	27	-	-	-
SULU1	20	50	19	-	-	-
NEG2	20	50	19	-	-	332
LUZ4	22	53	20	3	14	753
LUZ3	18	48	18	3	16	1017
LUZ2	27	58	22	4	20	1705
LUZ1	32	64	24	4	17	2565
BAT2	35	66	25	3	13	2172
PHIL7	50	79	30	2	8	-
PHIL6	50	79	30	2	8	-
PHIL5	50	79	30	3	9	1413
PHIL4	50	79	30	3	9	1375
PHIL3	50	79	30	3	10	1767
PHIL2	45	75	28	3	12	1323
PHIL1	40	71	27	3	13	578
RYUS	35	66	25	5	20	2662
RYUN1	38	69	26	5	21	2379
RYUN2	48	78	29	6	20	2973
RYUN3	50	79	30	5	17	2984
RYUN4	50	79	30	4	15	2772
NAN3	17	46	17	12	67	135
NAN2	17	46	17	11	62	148
NAN1	21	51	19	11	56	202
PAL	-	-	-	-	-	-
YAP3	35	66	25	-	-	-
YAP2	30	62	23	-	-	65
YAP1	35	66	25	-	-	-
SMAR5	155	140	52	3	5	946
SMAR4	155	140	52	3	6	1939
SMAR3	156	140	52	3	6	7732
SMAR2	156	140	53	4	7	8926

Nom	Age	h_t	h_m	h_r	% h_m	φ
SMAR1	153	139	52	4	8	9260
NMAR4	150	137	51	4	8	7681
NMAR3	148	136	51	4	8	5896
NMAR2	147	136	51	4	9	3964
NMAR1	145	135	51	4	8	2220
IZU4	148	137	51	5	9	6127
IZU3	141	133	50	5	10	5287
IZU2	135	130	49	5	11	5349
IZU1	129	128	48	6	12	4940
JAP4	127	127	47	7	15	5891
JAP3	132	129	48	8	17	5817
JAP2	131	129	48	8	17	5239
JAP1	128	127	48	8	18	4627
SKOUR5	128	127	48	7	15	4911
SKOUR4	120	123	46	6	13	4656
SKOUR3	118	122	46	6	13	5502
SKOUR2	118	122	46	5	12	5472
SKOUR1	118	122	46	5	11	6229
NKOUR3	110	118	44	5	12	6105
NKOUR2	110	118	44	5	12	6149
NKOUR1	110	118	44	5	12	6235
KAM2	100	112	42	5	12	5848
KAM1	100	112	42	5	12	5899
W_ALE1	45	75	28	3	11	669
W_ALE2	45	75	28	3	11	1095
C_ALE1	54	83	31	3	11	1282
C_ALE2	56	84	31	4	12	1805
C_ALE3	58	86	32	4	12	2303
C_ALE4	58	86	32	4	12	2745
C_ALE5	58	86	32	4	13	2742
C_ALE6	63	89	33	4	12	2904
E_ALE1	63	89	33	4	13	3122
E_ALE2	61	88	33	4	14	2998
E_ALE3	59	86	32	4	14	2813
E_ALE4	58	86	32	4	12	2509
E_ALE5	53	82	31	4	14	1159
W_ALA1	52	81	30	6	19	1706
W_ALA2	52	81	30	6	19	1961
W_ALA3	52	81	30	8	25	1381
W_ALA4	52	81	30	8	26	1369
W_ALA5	49	79	29	9	29	1495
E_ALA1	46	76	28	10	33	1267
E_ALA2	45	75	28	13	45	1062
E_ALA3	40	71	27	13	50	817
E_ALA4	39	70	26	16	62	437
E_ALA5	39	70	26	17	66	489
CASC1	5	25	9	7	77	-
CASC2	10	36	13	12	91	163
CASC3	11	37	14	-	-	127
CASC4	11	37	14	-	-	113
CASC5	10	36	13	14	104	-
MEX1	8	32	12	4	34	202
MEX2	8	32	12	4	38	-

Nom	Age	h_t	h_m	h_r	% h_m	φ
MEX3	15	43	16	6	39	-
MEX4	15	43	16	5	30	-
MEX5	15	43	16	6	35	-
MEX6	15	43	16	6	39	478
COST1	18	48	18	5	28	692
COST2	22	53	20	4	21	987
COST3	24	55	21	4	18	1255
COST4	28	59	22	3	16	1621
COST5	26	57	21	4	18	1474
COL1	19	49	18	5	30	587
COL2	15	43	16	6	35	450
COL3	12	39	15	6	42	302
PER1	30	62	23	8	33	976
PER2	30	62	23	8	33	966
PER3	31	63	23	8	32	1002
PER4	31	63	23	8	33	1048
PER5	46	76	28	7	25	1593
PER6	46	76	28	6	20	1616
NCHI1	52	81	30	5	17	1783
NCHI2	54	83	31	8	24	2036
NCHI3	55	83	31	9	29	2285
NCHI4	54	83	31	10	33	2176
NCHI5	53	82	31	10	33	2156
NCHI6	52	81	30	6	19	1910
JUAN1	49	79	29	4	15	2322
JUAN3	48	78	29	4	14	2299
SCHI1	42	73	27	6	23	1423
SCHI2	39	70	26	7	27	-
SCHI3	35	66	25	8	32	-
SCHI4	33	65	24	8	32	-
SCHI5	20	50	19	6	35	-
TRI1	12	39	15	6	41	-
TRI2	5	25	9	-	-	-
TRI3	10	36	13	-	-	-
TRI4	18	48	18	-	-	-
PAT1	18	48	18	-	-	-
PAT2	20	50	19	-	-	-
PAT3	20	50	19	-	-	-
BARB1	117	121	45	8	18	969
BARB2	110	118	44	7	15	999
ANTI1	98	111	42	6	16	788
ANTI2	90	107	40	6	15	652
ANTI3	84	103	38	6	15	395
PORTO1	92	108	40	4	11	553
PORTO2	100	112	42	3	8	413
PORTO3	110	118	44	3	6	477
SAND1	33	65	24	3	14	1193
SAND2	36	67	25	3	14	2604
SAND3	40	71	27	3	12	2632
SAND4	40	71	27	2	9	1368
SAND5	40	71	27	2	9	-
SAND6	40	71	27	-	-	-
PUY	33	65	24	-	-	-

Nom	Age	h_t	h_m	h_r	% h_m	φ
KER1	95	109	41	4	9	3861
KER2	97	111	41	3	8	4395
KER3	99	112	42	4	9	4462
KER4	101	113	42	4	9	4714
KER5	103	114	43	4	9	5172
TONG2	106	116	43	4	10	8739
TONG3	107	116	43	4	10	12070
TONG4	108	117	44	4	10	14489
TONG5	108	117	44	5	11	17898
TONG6	109	117	44	-	-	-
SHEB2	45	75	28	2	8	4762
SHEB3	48	78	29	2	8	3684
NHEB1	60	87	33	2	6	5863
NHEB2	60	87	33	2	5	9052
BRET3	31	63	23	3	11	3283
BRET2	31	63	23	4	16	2105
BRET1	31	63	23	3	14	1747

Tableau AI.2 : L'âge, l'épaisseur et l'état thermique de la plaque plongeante des zones de subductions océaniques. Age (Ma). h_t : épaisseur thermique de la plaque subduite (km). h_m : épaisseur mécanique / élastique, à la fosse, de la plaque subduite (km). h_r : épaisseur du noyau élastique de la plaque subduite après son ploiement (km). % h_m : pourcentage résiduel de l'épaisseur élastique de la plaque subduite après son ploiement (degré d'endommagement de la plaque). φ : paramètre thermique de la plaque subduite (km).

Nom	V _{sup}	Az _{sup}	O _{sup}	V _{sup(n)}	V _f	Az _f	O _f	V _{f(n)}	V _{sub}	Az _{sub}	O _{sub}	V _{sub(n)}
ANDA6	-20	15	83	-2	46	24	58	24	-53	357	65	-22
ANDA5	-20	14	87	-1	47	24	60	24	-52	358	77	-12
ANDA4	-20	13	84	-2	47	15	71	15	-52	359	82	-7
ANDA3	-20	12	65	-9	47	2	88	2	52	1	76	13
ANDA2	-20	11	59	-10	45	4	85	4	53	1	69	19
ANDA1	-20	10	51	-13	-36	-7	79	-7	53	2	59	27
SUM6	-19	9	14	-18	-19	9	14	-18	64	358	27	57
SUM5	-19	8	48	-13	-19	8	48	-13	66	1	55	38
SUM4	-19	7	40	-15	-19	7	40	-15	67	1	46	46
SUM3	-18	5	45	-13	-18	5	45	-13	68	3	47	46
SUM2	-18	4	47	-12	-18	4	47	-12	69	4	47	47
SUM1	-17	3	31	-15	-17	3	31	-15	70	4	30	61
JAVA7	-17	2	30	-15	-17	2	30	-15	72	5	27	64
JAVA6	-16	1	24	-15	-16	1	24	-15	74	5	20	70
JAVA5	-16	359	11	-16	-16	359	11	-16	75	5	5	75
JAVA4	-15	358	12	-15	-15	358	12	-15	76	4	6	76
JAVA3	-15	358	10	-15	-15	358	10	-15	77	4	4	77
JAVA2	-14	357	14	-14	-14	357	14	-14	78	4	7	77
JAVA1	-13	356	3	-13	-13	356	3	-13	79	3	4	79
SULA2	81	296	54	48	93	292	58	49	-15	333	17	-14
SULA1	81	297	73	24	98	302	68	37	-14	332	38	-11
SULU1	110	298	10	108	38	295	13	37	-11	331	27	-10
NEG2	105	299	27	94	50	337	66	20	-9	338	67	-4
LUZ4	102	301	58	54	51	294	49	34	14	29	36	11
LUZ3	100	302	28	88	69	287	11	68	15	31	64	7
LUZ2	98	303	35	80	85	285	17	81	15	33	55	9
LUZ1	96	303	4	96	100	286	20	94	15	35	84	2
BAT2	93	304	50	60	93	304	50	60	15	37	37	12
PHIL7	10	24	42	7	-79	290	44	-57	108	294	48	72
PHIL6	11	26	41	8	-74	292	46	-52	106	295	49	70
PHIL5	11	29	58	6	-76	302	35	-62	104	295	28	92
PHIL4	12	31	42	9	-72	305	52	-44	102	296	43	74
PHIL3	12	34	33	10	-64	320	73	-19	100	297	50	65
PHIL2	13	35	33	11	-80	335	87	-4	98	298	50	63
PHIL1	14	35	10	14	83	329	51	52	-97	300	85	-9
RYUS	-23	291	53	-14	35	195	30	30	86	304	42	64
RYUN1	-23	292	40	-18	9	142	3	9	83	303	22	77
RYUN2	-23	293	27	-21	12	129	11	12	79	303	17	76
RYUN3	-22	294	16	-21	8	95	35	7	75	303	7	74
RYUN4	-22	294	21	-21	9	123	3	9	70	304	4	70
NAN3	-13	295	44	-9	-13	295	44	-9	65	305	30	56
NAN2	-13	296	46	-9	-13	296	46	-9	62	305	35	51
NAN1	-13	296	51	-8	-13	296	51	-8	60	304	41	45
PAL	-104	294	21	-97	-104	294	21	-97	105	294	21	98
YAP3	-102	294	64	-45	-102	294	64	-45	104	295	63	47
YAP2	-95	293	12	-93	-95	293	12	-93	98	294	11	96
YAP1	-97	293	3	-97	-97	293	3	-97	100	294	4	100
SMAR5	-96	292	67	-38	-96	292	67	-38	117	292	67	46
SMAR4	-94	290	60	-47	-94	290	60	-47	117	292	58	62
SMAR3	-91	289	47	-62	-31	328	8	-31	117	293	43	86
SMAR2	-89	288	26	-80	-45	327	13	-44	118	293	21	110
SMAR1	-86	289	0	-86	-57	322	33	-48	118	294	5	118

Nom	V _{sup}	Az _{sup}	O _{sup}	V _{sup(n)}	V _f	Az _f	O _f	V _{f(n)}	V _{sub}	Az _{sub}	O _{sub}	V _{sub(n)}
NMAR4	-82	289	18	-78	-67	314	43	-46	118	294	23	109
NMAR3	-79	290	30	-68	-75	301	41	-57	118	294	34	98
NMAR2	-75	292	57	-41	-74	298	63	-34	118	294	59	61
NMAR1	-73	294	69	-27	-73	294	69	-27	117	293	68	44
IZU4	-67	298	26	-60	-67	298	26	-60	117	293	21	109
IZU3	-64	300	48	-43	-64	300	48	-43	116	293	41	88
IZU2	-62	303	45	-44	-62	303	45	-44	116	293	35	95
IZU1	-59	305	44	-42	-59	305	44	-42	115	293	32	97
JAP4	-12	286	5	-12	-22	286	15	-21	114	293	4	114
JAP3	-12	287	7	-12	-21	287	18	-20	112	294	5	112
JAP2	-11	287	14	-11	-20	287	3	-20	111	294	17	106
JAP1	-11	288	1	-11	-20	288	12	-20	110	295	3	110
SKOUR5	-27	288	31	-23	-27	288	31	-23	109	295	24	100
SKOUR4	-27	288	36	-22	-27	288	36	-22	108	296	28	95
SKOUR3	-26	288	31	-22	-26	288	31	-22	107	297	22	99
SKOUR2	-25	288	41	-19	-25	288	41	-19	105	298	31	90
SKOUR1	-24	288	30	-21	-24	288	30	-21	104	299	19	98
NKOUR3	-23	288	20	-22	-23	288	20	-22	102	300	8	101
NKOUR2	-21	288	26	-19	-21	288	26	-19	99	302	12	97
NKOUR1	-20	288	16	-19	-20	288	16	-19	96	303	1	96
KAM2	-18	289	11	-18	-18	289	11	-18	93	305	5	93
KAM1	-17	289	11	-17	-17	289	11	-17	91	306	6	91
W_ALE1	18	283	75	5	18	283	75	5	90	309	79	17
W_ALE2	18	281	85	2	18	281	85	2	89	309	67	35
C_ALE1	-18	280	79	-3	-18	280	79	-3	88	310	71	29
C_ALE2	-18	279	87	-1	-18	279	87	-1	88	310	62	42
C_ALE3	-18	278	85	-2	-18	278	85	-2	87	311	52	54
C_ALE4	-18	277	74	-5	-18	277	74	-5	85	311	40	65
C_ALE5	-18	275	75	-5	-18	275	75	-5	84	312	38	66
C_ALE6	-17	274	79	-3	-17	274	79	-3	82	313	40	63
E_ALE1	-17	273	69	-6	-17	273	69	-6	81	314	28	71
E_ALE2	-17	272	65	-7	-17	272	65	-7	79	314	23	73
E_ALE3	-16	270	68	-6	-16	270	68	-6	77	315	23	71
E_ALE4	-16	269	69	-6	-16	269	69	-6	75	317	21	70
E_ALE5	-16	267	73	-5	-16	267	73	-5	73	318	22	68
W_ALA1	-16	266	77	-4	-16	266	77	-4	71	319	24	65
W_ALA2	-15	264	78	-3	-15	264	78	-3	69	319	23	64
W_ALA3	-15	263	78	-3	-15	263	78	-3	67	320	21	62
W_ALA4	-15	261	62	-7	-15	261	62	-7	65	322	1	65
W_ALA5	-14	259	71	-5	-14	259	71	-5	63	323	7	63
E_ALA1	-14	258	73	-4	-14	258	73	-4	61	325	6	61
E_ALA2	-14	256	64	-6	-14	256	64	-6	58	326	6	58
E_ALA3	-13	254	61	-6	-13	254	61	-6	56	328	14	54
E_ALA4	-13	252	59	-7	-13	252	59	-7	53	331	20	50
E_ALA5	13	251	84	2	13	251	84	2	52	331	14	51
CASC1	21	250	0	21	20	270	20	19	27	48	22	25
CASC2	22	251	1	22	21	270	20	20	21	32	38	17
CASC3	24	252	8	24	23	268	8	23	16	18	62	8
CASC4	25	253	16	24	24	268	1	24	10	1	88	0
CASC5	26	253	13	25	24	270	4	24	-14	345	79	-3
MEX1	38	255	20	36	38	255	20	36	28	333	82	4
MEX2	39	255	40	30	39	255	40	30	30	341	54	18
MEX3	39	255	50	25	39	255	50	25	33	348	37	26

Nom	V _{sup}	Az _{sup}	O _{sup}	V _{sup(n)}	V _f	Az _f	O _f	V _{f(n)}	V _{sub}	Az _{sub}	O _{sub}	V _{sub(n)}
MEX4	40	255	55	23	40	255	55	23	37	352	28	33
MEX5	40	255	57	22	40	255	57	22	41	355	23	38
MEX6	40	255	65	17	40	255	65	17	45	357	13	44
COST1	29	254	42	21	29	254	42	21	49	1	31	42
COST2	29	254	48	20	29	254	48	20	53	4	23	49
COST3	30	254	52	19	30	254	52	19	57	5	17	55
COST4	30	254	42	22	30	254	42	22	61	7	25	55
COST5	30	254	44	22	30	254	44	22	66	10	20	62
COL1	45	262	31	39	30	269	24	27	20	71	42	15
COL2	45	263	37	36	37	273	27	33	20	73	47	14
COL3	45	263	32	38	28	269	26	25	21	75	40	16
PER1	47	264	7	47	47	264	7	47	23	79	12	23
PER2	47	264	1	47	47	264	1	47	24	79	4	24
PER3	47	264	13	46	47	264	13	46	25	79	8	25
PER4	48	264	20	45	48	264	20	45	26	79	15	25
PER5	48	263	24	44	48	263	24	44	27	79	19	26
PER6	48	263	28	43	48	263	28	43	28	77	22	26
NCHI1	48	262	44	34	48	262	44	34	29	73	35	24
NCHI2	48	261	25	44	38	261	25	35	30	72	16	29
NCHI3	48	261	3	48	42	261	3	42	31	72	12	30
NCHI4	48	261	14	47	43	261	14	42	32	72	23	30
NCHI5	48	261	12	47	42	261	12	41	32	72	21	30
NCHI6	48	261	20	45	42	261	20	39	33	73	28	29
JUAN1	47	261	18	45	41	261	18	39	33	74	25	30
JUAN3	47	261	14	46	41	261	14	39	34	74	21	32
SCHI1	46	261	32	39	46	261	32	39	34	75	38	27
SCHI2	46	261	37	37	46	261	37	37	34	76	42	25
SCHI3	46	261	24	42	46	261	24	42	35	76	29	31
SCHI4	45	262	17	43	45	262	17	43	35	77	22	33
SCHI5	45	261	16	43	45	261	16	43	35	77	20	33
TRI1	44	261	14	43	44	261	14	43	35	77	18	33
TRI2	43	261	14	42	43	261	14	42	36	78	17	34
TRI3	42	250	17	40	42	250	17	40	-22	250	28	-19
TRI4	42	262	14	41	42	262	14	41	-22	251	25	-20
PAT1	41	261	1	41	41	261	1	41	-22	251	9	-22
PAT2	40	261	8	40	40	261	8	40	-22	250	19	-21
PAT3	39	260	34	32	39	260	34	32	-22	249	23	-20
BARB1	-31	253	25	-28	-31	253	25	-28	44	256	22	41
BARB2	-31	253	16	-30	-31	253	16	-30	43	255	14	42
ANTI1	-31	253	3	-31	-31	253	3	-31	42	255	5	42
ANTI2	-30	253	23	-28	-30	253	23	-28	41	255	25	37
ANTI3	-30	252	47	-21	-30	252	47	-21	41	255	50	26
PORTO1	-30	252	67	-12	-24	259	74	-7	41	254	69	15
PORTO2	-30	252	76	-7	-25	262	87	-1	41	254	78	9
PORTO3	-30	252	76	-7	-25	262	87	-1	41	254	78	9
SAND1	-24	244	49	-16	55	86	71	18	31	240	55	18
SAND2	-26	245	20	-24	49	87	2	49	32	240	25	29
SAND3	-27	246	6	-27	40	85	10	39	33	242	2	33
SAND4	-28	247	42	-21	16	83	58	9	34	243	38	27
SAND5	-29	247	63	-13	-6	256	72	-2	34	244	60	17
SAND6	-29	247	57	-16	-29	244	54	-17	35	244	54	21
PUY	79	313	33	66	79	313	33	66	-78	337	57	-43
KER1	-66	328	36	-54	-66	328	36	-54	102	303	11	100

Nom	V_{sup}	Az_{sup}	O_{sup}	$V_{sup(n)}$	V_f	Az_f	O_f	$V_{f(n)}$	V_{sub}	Az_{sub}	O_{sub}	$V_{sub(n)}$
KER2	-65	329	41	-49	-65	329	41	-49	104	303	15	100
KER3	-64	330	39	-50	-64	330	39	-50	106	302	11	104
KER4	-62	330	44	-45	-62	330	44	-45	108	301	15	105
KER5	-61	331	50	-39	-61	331	50	-39	110	301	20	104
TONG2	-58	334	36	-47	-33	14	76	-8	112	300	2	112
TONG3	-56	335	44	-40	45	75	26	40	114	300	9	113
TONG4	-55	337	50	-35	78	124	18	70	115	299	12	112
TONG5	-55	338	50	-35	117	86	14	114	116	299	19	110
TONG6	53	340	81	8	138	91	30	120	116	299	58	62
SHEB2	108	301	58	57	121	276	33	101	71	347	76	18
SHEB3	109	300	39	85	102	281	20	96	-71	349	88	-3
NHEB1	112	299	36	91	118	290	27	105	-71	351	88	-3
NHEB2	112	299	53	67	154	268	20	145	71	353	73	21
BRET3	-107	301	34	-90	43	218	63	20	104	350	15	101
BRET2	-109	309	30	-94	-40	268	64	-18	98	351	19	93
BRET1	-109	300	70	-38	-52	305	65	-22	92	350	20	86

Tableau AI.3 : Les mouvements absolus de la plaque supérieure (sup), de la fosse (f) et de la plaque subduite (sub). Chaque mouvement est décrivant par quatre paramètres : sa vitesse V_x (mm/a), son azimut A_{zx} ($^\circ$), son obliquité O_x par rapport à la normale à la fosse ($^\circ$) et sa composante normale à la fosse $V_{x(n)}$ (mm/a).

Nom	V _s	Az _s	O _s	V _{s(n)}	V _c	Az _c	O _c	V _{c(n)}	V _{d(n)}	RTPS	V _{z(n)}	γ
ANDA6	9	45	67	4	-34	346	54	-20	-24	E3	3	175
ANDA5	10	54	47	7	-33	348	67	-13	-20	E3	6	150
ANDA4	12	57	40	9	-33	350	73	-10	-19	E3	8	149
ANDA3	19	58	19	18	33	352	85	3	-15	E3	15	76
ANDA2	18	61	9	18	33	355	75	9	-9	0	15	80
ANDA1	20	53	8	20	34	357	64	15	-5	0	15	43
SUM6	45	1	24	41	45	1	24	41	0	0	25	27
SUM5	47	3	53	28	47	3	53	28	0	0	17	27
SUM4	49	6	41	37	49	6	41	37	0	0	25	34
SUM3	51	8	42	38	51	8	42	38	0	0	26	36
SUM2	52	9	42	39	52	9	42	39	0	0	29	46
SUM1	54	10	24	50	54	10	24	50	0	0	37	49
JAVA7	57	11	21	53	57	11	21	53	0	0	42	57
JAVA6	59	11	14	57	59	11	14	57	0	0	44	55
JAVA5	60	11	1	60	60	11	1	60	0	0	47	55
JAVA4	62	11	1	62	62	11	1	62	0	0	49	57
JAVA3	64	10	2	64	64	10	2	64	0	0	51	57
JAVA2	65	10	1	65	65	10	1	65	0	0	51	58
JAVA1	67	10	10	66	67	10	10	66	0	0	52	60
SULA2	82	106	64	36	109	111	59	56	20	C1	20	-
SULA1	85	117	72	26	110	112	78	23	43	C1	-	-
SULU1	28	100	28	25	107	113	17	102	78	C1	-	-
NEG2	43	146	53	25	104	113	21	97	72	C3	17	128
LUZ4	50	100	35	41	101	115	50	65	24	C3	34	117
LUZ3	71	97	2	71	99	115	20	93	22	C3	56	115
LUZ2	87	96	8	86	98	116	28	87	0	C3	63	115
LUZ1	103	99	20	97	96	116	3	96	-1	C3	80	122
BAT2	94	116	42	70	94	116	42	70	0	C3	62	121
PHIL7	30	305	59	16	107	290	44	77	62	C3	-	-
PHIL6	32	304	57	18	105	290	43	77	60	C3	-	-
PHIL5	40	288	21	37	104	291	24	95	58	C3	28	-
PHIL4	42	283	30	36	102	291	38	80	44	C3	28	-
PHIL3	47	273	26	42	100	292	45	71	29	C3	35	-
PHIL2	53	245	3	53	99	293	45	70	17	C3	29	-
PHIL1	51	250	45	36	98	294	89	2	-34	C3	14	-
RYUS	104	322	23	96	63	309	36	51	-45	E3	76	84
RYUN1	91	304	21	85	60	304	21	56	-29	E2	63	62
RYUN2	90	304	16	87	56	309	11	55	-32	E2	62	65
RYUN3	83	301	9	82	53	309	1	53	-29	E2	60	65
RYUN4	76	317	17	73	48	306	4	48	-25	E2	55	70
NAN3	53	313	26	48	53	313	26	48	0	C1	8	-
NAN2	49	313	31	42	49	313	31	42	0	C1	9	-
NAN1	47	312	38	37	47	312	38	37	0	C1	10	-
PAL	1	296	23	1	1	296	23	1	0	0	-	-
YAP3	2	329	56	2	2	329	56	2	0	0	-	-
YAP2	3	328	23	3	3	328	23	3	0	0	2	-
YAP1	4	319	29	4	4	319	29	4	0	0	-	-
SMAR5	21	292	67	8	21	292	67	8	0	E2	6	-
SMAR4	24	300	50	15	24	300	50	15	0	E3	13	14
SMAR3	93	283	53	56	27	305	31	23	-33	E3	50	48
SMAR2	84	275	39	65	31	309	5	31	-34	E3	57	46
SMAR1	72	273	16	69	34	308	19	32	-37	E3	60	51

Nom	V _s	Az _s	O _s	V _{s(n)}	V _c	Az _c	O _c	V _{c(n)}	V _{d(n)}	RTPS	V _{z(n)}	γ
NMAR4	59	272	1	59	37	305	34	31	-28	E3	51	51
NMAR3	47	274	14	46	40	302	42	30	-16	E3	40	35
NMAR2	45	282	47	31	43	298	63	20	-11	E3	27	37
NMAR1	44	292	67	18	44	292	67	17	0	E3	15	28
IZU4	50	286	14	49	50	286	14	49	0	E2	41	33
IZU3	53	284	32	45	53	284	32	45	0	E2	37	36
IZU2	56	282	24	51	56	282	24	51	0	E2	40	33
IZU1	59	281	20	55	59	281	20	55	0	E2	38	28
JAP4	93	295	1	93	101	295	4	101	8	C3	46	25
JAP3	92	296	2	92	101	296	5	101	9	C3	44	25
JAP2	92	297	20	86	101	297	18	96	10	C3	40	24
JAP1	91	297	7	90	99	297	3	99	9	C3	36	21
SKOUR5	82	297	21	77	82	297	21	77	0	C1	38	25
SKOUR4	82	298	26	74	82	298	26	74	0	C1	39	26
SKOUR3	81	300	19	76	81	300	19	76	0	C1	47	31
SKOUR2	81	301	29	71	81	301	29	71	0	C1	46	35
SKOUR1	80	302	16	77	80	302	16	77	0	C1	53	38
NKOUR3	79	304	4	79	79	304	4	79	0	C1	55	38
NKOUR2	78	305	9	77	78	305	9	77	0	C1	56	41
NKOUR1	77	307	3	77	77	307	3	77	0	C1	57	41
KAM2	76	309	9	75	76	309	9	75	0	E1	58	46
KAM1	75	310	10	74	75	310	10	74	0	E1	59	54
W_ALE1	74	315	73	21	74	315	73	21	0	C1	15	-
W_ALE2	73	316	61	36	73	316	61	36	0	C1	24	-
C_ALE1	73	317	64	32	73	317	64	32	0	C1	24	50
C_ALE2	72	317	54	42	72	317	54	42	0	C1	32	56
C_ALE3	72	319	45	51	72	319	45	51	0	0	40	56
C_ALE4	71	320	31	61	71	320	31	61	0	0	47	54
C_ALE5	70	321	30	61	70	321	30	61	0	0	47	55
C_ALE6	69	322	31	59	69	322	31	59	0	0	46	59
E_ALE1	68	323	19	64	68	323	19	64	0	0	50	57
E_ALE2	67	324	12	65	67	324	12	65	0	0	49	55
E_ALE3	66	326	12	65	66	326	12	65	0	E1	48	55
E_ALE4	65	327	11	64	65	327	11	64	0	E1	43	-
E_ALE5	64	328	11	62	64	328	11	62	0	0	41	50
W_ALA1	63	330	13	62	63	330	13	62	0	0	33	-
W_ALA2	61	331	11	60	61	331	11	60	0	0	38	46
W_ALA3	60	333	9	59	60	333	9	59	0	0	27	-
W_ALA4	59	334	11	58	59	334	11	58	0	0	26	-
W_ALA5	58	336	6	58	58	336	6	58	0	0	31	42
E_ALA1	56	338	7	56	56	338	7	56	0	C1	28	40
E_ALA2	55	340	20	52	55	340	20	52	0	C1	24	36
E_ALA3	53	342	28	47	53	342	28	47	0	C1	20	34
E_ALA4	52	345	34	43	52	345	34	43	0	C1	11	-
E_ALA5	52	345	0	52	52	345	0	52	0	C1	13	-
CASC1	44	65	5	44	47	57	13	46	2	0	-	-
CASC2	37	62	8	37	41	57	13	39	3	0	16	77
CASC3	32	66	14	31	35	55	25	32	1	0	12	94
CASC4	26	67	22	24	30	51	38	24	-1	E1	10	112
CASC5	22	57	29	19	26	43	43	19	0	E1	-	-
MEX1	42	35	20	40	42	35	20	40	0	E1	25	-
MEX2	47	36	1	47	47	36	1	47	0	E1	-	-
MEX3	52	36	11	51	52	36	11	51	0	E1	-	-

Nom	V _s	Az _s	O _s	V _{s(n)}	V _c	Az _c	O _c	V _{c(n)}	V _{d(n)}	RTPS	V _{z(n)}	γ
MEX4	57	35	15	55	57	35	15	55	0	E1	-	-
MEX5	62	34	16	60	62	34	16	60	0	E1	-	-
MEX6	66	33	23	61	66	33	23	61	0	E1	32	-
COST1	63	26	5	63	63	26	5	63	0	E1	38	74
COST2	68	27	0	68	68	27	0	68	0	0	45	70
COST3	73	27	5	73	73	27	5	73	0	0	52	78
COST4	78	27	5	78	78	27	5	78	0	0	58	83
COST5	83	29	1	83	83	29	1	83	0	C1	57	71
COL1	48	83	20	45	64	79	34	53	8	C3	31	90
COL2	57	86	34	47	65	80	40	50	3	C3	30	90
COL3	49	84	31	42	66	81	34	55	13	C3	25	82
PER1	70	82	9	69	70	82	9	69	0	C3	33	87
PER2	71	82	1	71	71	82	1	71	0	C3	32	87
PER3	72	82	11	71	72	82	11	71	0	C3	32	87
PER4	73	82	18	70	73	82	18	70	0	C3	34	89
PER5	74	81	23	68	74	81	23	68	0	C3	35	88
PER6	75	81	25	68	75	81	25	68	0	C3	35	90
NCHI1	77	79	41	58	77	79	41	58	0	C3	34	86
NCHI2	68	78	21	63	78	77	21	73	9	C3	38	72
NCHI3	73	77	7	72	79	77	7	78	6	C3	42	74
NCHI4	74	77	17	71	79	78	17	75	5	C3	40	80
NCHI5	74	78	16	71	80	77	16	77	6	C3	41	82
NCHI6	74	78	23	68	80	78	23	73	6	C3	37	84
JUAN1	75	78	22	69	80	78	21	75	5	C3	47	-
JUAN3	75	78	18	72	80	78	17	77	5	C3	48	-
SCHI1	80	79	35	66	80	79	35	66	0	C1	34	68
SCHI2	80	79	40	62	80	79	40	62	0	C1	-	-
SCHI3	80	79	26	72	80	79	26	72	0	C1	-	-
SCHI4	80	80	20	75	80	80	20	75	0	C1	-	-
SCHI5	79	80	18	75	79	80	18	75	0	C1	-	-
TRI1	79	80	15	76	79	80	15	76	0	0	-	-
TRI2	78	80	15	75	78	80	15	75	0	0	-	-
TRI3	21	93	5	21	21	93	5	21	0	0	-	-
TRI4	20	93	3	20	20	93	3	20	0	0	-	-
PAT1	19	93	13	19	19	93	13	19	0	0	-	-
PAT2	18	93	4	18	18	93	4	18	0	0	-	-
PAT3	18	93	47	12	18	93	47	12	0	0	-	-
BARB1	12	262	16	12	12	262	16	12	0	E1	8	-
BARB2	12	262	7	12	12	262	7	12	0	E1	9	15
ANTI1	11	262	12	11	11	262	12	11	0	E1	8	-
ANTI2	11	261	31	9	11	261	31	9	0	E1	7	-
ANTI3	11	261	56	6	11	261	56	6	0	E1	5	-
PORTO1	17	248	63	8	11	260	75	3	-5	E1	6	-
PORTO2	17	248	72	5	11	260	84	1	-4	E1	4	-
PORTO3	17	248	72	5	11	260	84	1	-4	E1	4	-
SAND1	84	257	62	40	7	272	47	4	-36	E3	36	101
SAND2	78	256	9	77	6	233	32	6	-71	E3	72	117
SAND3	71	255	15	69	7	233	17	7	-62	E3	66	114
SAND4	49	249	44	36	7	222	17	7	-29	E3	34	100
SAND5	28	242	58	15	6	224	40	5	-10	E3	-	73
SAND6	6	236	46	4	6	230	40	5	1	E1	-	-
PUY	32	57	43	23	32	57	43	23	0	0	-	-
KER1	50	270	23	46	50	270	23	46	0	E2	41	32

Nom	V_s	Az_s	O_s	$V_{s(n)}$	V_c	Az_c	O_c	$V_{c(n)}$	$V_{d(n)}$	RTPS	$V_{z(n)}$	γ
KER2	54	270	18	52	54	270	18	52	0	E2	45	35
KER3	58	272	20	55	58	272	20	55	0	E2	45	32
KER4	61	272	14	59	61	272	14	59,1	0	E2	47	33
KER5	65	273	9	64	65	273	9	64	0	E2	50	36
TONG2	108	283	15	104	72	256	25	65	-39	E3	82	53
TONG3	148	287	4	148	75	252	17	72	-76	E3	113	68
TONG4	188	300	13	183	78	248	13	76	-107	E3	134	72
TONG5	223	283	3	223	78	244	13	76	-147	E3	166	83
TONG6	247	284	43	182	81	242	1	81	-101	E3	-	-
SHEB2	120	62	1	120	78	122	17	75	-46	E3	106	116
SHEB3	100	60	32	85	82	127	2	82	-3,3	E3	77	127
NHEB1	105	73	10	103	88	137	3	88	-16	E3	98	132
NHEB2	163	62	4	163	90	142	14	87	-75	E3	151	121
BRET3	136	3	28	120	53	81	78	11	-109	E3	106	79
BRET2	101	14	42	75	85	63	89	2	-74	E3	68	69
BRET1	67	25	15	65	86	66	56	48	-17	E3	56	59

Tableau AI.4 : Mouvements relatifs entre la plaque supérieure, la plaque subduite et la fosse. La vitesse de convergence des grandes plaques (V_s) et la vitesse d'entrée en subduction de la plaque plongeante, ou convergence plaque subduite - fosse (V_c) sont décrits par quatre paramètres : leur vitesse V_x (en mm/a), leur azimut A_{zx} (en °), leur obliquité O_x par rapport à la normale à la fosse (en °) et leur composante normale à la fosse $V_{x(n)}$ (en mm/a). $V_{d(n)}$: composante normale à la fosse de la vitesse de déformation arrière-arc (mm/a). RTPS : Régime Tectonique de la Plaque Supérieure. $V_{z(n)}$: composante verticale de la vitesse de descente du slab (mm/a). γ : Angle de descente du slab (°).

Nom	Qualité	R _c	α _s	α _p	P ^s _{max}	P _{max}	Limite670	Déflexion	Bordure	SUP	Transc.
ANDA6	B	340	50	70	155	600	<670 km	non	oui	continentale	oui
ANDA5	A	350	40	70	180	600	<670 km	non	oui	continentale	oui
ANDA4	A	360	37	70	180	600	<670 km	non	non	continentale	oui
ANDA3	B	380	34	70	181	670	670 km	avant	non	continentale	oui
ANDA2	B	400	33	70	238	670	670 km	avant	non	continentale	oui
ANDA1	B	530	33	56	221	670	670 km	avant	non	continentale	oui
SUM6	B	530	29	40	221	1200	>670 km	avant	non	continentale	oui
SUM5	A	540	28	40	268	1200	>670 km	avant	non	continentale	oui
SUM4	A	540	28	49	230	1200	>670 km	avant	non	continentale	oui
SUM3	A	550	28	49	263	1200	>670 km	avant	non	continentale	oui
SUM2	A	580	28	61	328	1200	>670 km	avant	non	continentale	oui
SUM1	A	600	27	63	328	1200	>670 km	avant	non	continentale	oui
JAVA7	A	540	27	71	640	1200	>670 km	avant	non	continentale	oui
JAVA6	A	540	26	68	649	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
JAVA5	A	540	28	68	652	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
JAVA4	A	530	29	69	636	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
JAVA3	A	520	30	68	634	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
JAVA2	A	500	29	68	616	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
JAVA1	A	480	27	70	637	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
SULA2	C	200	30	-	-	150	<670 km	non	oui	continentale	non
SULA1	C	-	30	-	-	150	<670 km	non	oui	continentale	non
SULU1	C	-	-	-	-	100	<670 km	non	oui	continentale	non
NEG2	B	-	32	55	160	300	<670 km	non	oui	continentale	oui
LUZ4	B	190	40	75	280	400	<670 km	non	oui	océanique	oui
LUZ3	B	200	36	60	205	670	670 km	arrière	oui	océanique	oui
LUZ2	B	310	26	60	155	670	670 km	arrière	non	océanique	oui
LUZ1	B	280	37	65	143	670	670 km	arrière	non	océanique	oui
BAT2	B	220	41	75	213	670	670 km	arrière	non	océanique	oui
PHIL7	C	160	39	-	240	250	<670 km	non	oui	continentale	oui
PHIL6	B	170	-	-	225	250	<670 km	non	oui	continentale	oui
PHIL5	B	180	35	-	205	250	<670 km	non	non	continentale	oui
PHIL4	A	180	36	-	250	250	<670 km	non	non	continentale	oui
PHIL3	B	200	34	-	230	250	<670 km	non	non	continentale	oui
PHIL2	B	240	33	-	150	150	<670 km	non	oui	continentale	oui
PHIL1	C	240	30	-	100	100	<670 km	non	oui	continentale	oui
RYUS	A	340	37	65	291	450	<670 km	non	oui	continentale	non
RYUN1	B	380	34	57	238	450	<670 km	non	oui	continentale	non
RYUN2	A	400	34	58	300	350	<670 km	non	non	continentale	non
RYUN3	A	360	35	61	320	325	<670 km	non	non	continentale	non
RYUN4	A	300	39	64	281	300	<670 km	non	non	continentale	non
NAN3	B	800	12	-	105	100	<670 km	non	non	continentale	oui
NAN2	B	750	15	-	75	100	<670 km	non	non	continentale	oui
NAN1	B	750	19	-	70	100	<670 km	non	non	continentale	oui
PAL	C	-	-	-	55	350	<670 km	non	oui	océanique	non
YAP3	C	-	-	-	51	100	<670 km	non	oui	océanique	non
YAP2	C	-	75	-	79	100	<670 km	non	oui	océanique	non
YAP1	C	-	-	-	50	100	<670 km	non	oui	océanique	non
SMAR5	B	180	39	-	160	350	<670 km	non	oui	océanique	non
SMAR4	A	200	43	64	204	400	<670 km	non	oui	océanique	non
SMAR3	A	220	46	73	375	500	<670 km	non	oui	océanique	non
SMAR2	A	270	40	74	487	900	>670 km	arrière	non	océanique	non
SMAR1	A	280	35	84	598	900	>670 km	arrière	non	océanique	non

Nom	Qualité	R _c	α _s	α _p	P _{max} ^s	P _{max}	Limite670	Déflexion	Bordure	SUP	Transc.
NMAR4	A	280	34	86	600	900	>670 km	arrière	non	océanique	non
NMAR3	A	280	35	86	685	900	>670 km	arrière	non	océanique	non
NMAR2	A	300	36	84	685	900	>670 km	arrière	oui	océanique	non
NMAR1	A	280	40	72	350	900	>670 km	arrière	oui	océanique	non
IZU4	A	320	35	74	582	670	670 km	avant	oui	océanique	non
IZU3	A	340	33	71	556	670	670 km	avant	oui	océanique	non
IZU2	A	360	31	61	533	670	670 km	avant	non	océanique	non
IZU1	A	400	29	50	448	670	670 km	avant	non	océanique	non
JAP4	A	500	26	31	566	670	670 km	avant	non	continentale	non
JAP3	A	560	24	30	582	670	670 km	avant	non	continentale	non
JAP2	A	580	23	29	566	670	670 km	avant	non	continentale	non
JAP1	A	580	19	25	564	670	670 km	avant	non	continentale	non
SKOUR5	A	500	24	32	550	670	670 km	avant	non	continentale	oui
SKOUR4	A	420	27	33	550	670	670 km	avant	non	continentale	oui
SKOUR3	A	410	30	40	550	670	670 km	avant	non	continentale	oui
SKOUR2	A	380	31	44	589	670	670 km	avant	non	continentale	oui
SKOUR1	B	360	33	47	590	670	670 km	avant	non	continentale	oui
NKOUR3	A	360	35	48	640	900	>670 km	non	non	continentale	non
NKOUR2	A	360	36	50	650	850	>670 km	non	non	continentale	non
NKOUR1	A	360	37	51	560	850	>670 km	non	non	continentale	non
KAM2	A	360	38	56	652	670	670 km	non	oui	continentale	non
KAM1	A	340	40	64	312	400	<670 km	non	oui	continentale	non
W_ALE1	B	210	37	-	281	300	<670 km	non	oui	continentale	oui
W_ALE2	B	220	40	-	281	300	<670 km	non	oui	continentale	oui
C_ALE1	A	240	40	56	187	350	<670 km	non	non	continentale	oui
C_ALE2	A	270	40	57	279	400	<670 km	non	non	continentale	oui
C_ALE3	A	270	39	58	279	475	<670 km	non	non	continentale	oui
C_ALE4	A	270	38	58	261	550	<670 km	non	non	continentale	oui
C_ALE5	A	280	36	59	237	550	<670 km	non	non	continentale	oui
C_ALE6	A	280	36	62	350	500	<670 km	non	non	continentale	oui
E_ALE1	B	290	35	61	270	500	<670 km	non	non	continentale	oui
E_ALE2	A	310	34	60	270	450	<670 km	non	non	continentale	non
E_ALE3	B	310	33	59	350	450	<670 km	non	non	continentale	non
E_ALE4	B	260	32	-	140	400	<670 km	non	non	continentale	non
E_ALE5	B	300	31	53	173	400	<670 km	non	non	continentale	non
W_ALA1	B	400	29	-	180	400	<670 km	non	non	continentale	non
W_ALA2	B	400	28	48	208	400	<670 km	non	non	continentale	non
W_ALA3	B	520	26	-	94	300	<670 km	non	non	continentale	non
W_ALA4	B	550	24	-	142	300	<670 km	non	non	continentale	non
W_ALA5	A	600	23	45	218	300	<670 km	non	non	continentale	non
E_ALA1	A	660	21	43	201	300	<670 km	non	non	continentale	non
E_ALA2	A	880	19	40	201	300	<670 km	non	non	continentale	non
E_ALA3	A	930	18	38	201	300	<670 km	non	non	continentale	non
E_ALA4	B	1120	16	-	159	200	<670 km	non	oui	continentale	non
E_ALA5	B	1200	14	-	121	200	<670 km	non	oui	continentale	non
CASC1	C	500	20	-	40	400	<670 km	non	oui	continentale	oui
CASC2	C	840	17	45	58	300	<670 km	non	oui	continentale	oui
CASC3	C	-	13	45	31	300	<670 km	non	non	continentale	oui
CASC4	C	-	16	45	44	300	<670 km	non	oui	continentale	oui
CASC5	C	960	-	-	42	300	<670 km	non	oui	continentale	oui
MEX1	C	280	38	-	195	300	<670 km	non	oui	continentale	non
MEX2	C	310	30	-	195	300	<670 km	non	oui	continentale	non
MEX3	B	440	20	-	169	300	<670 km	non	non	continentale	non

Nom	Qualité	R _c	α _s	α _p	P _{max} ^s	P _{max}	Limite670	Déflexion	Bordure	SUP	Transc.
MEX4	B	-	16	-	102	300	<670 km	non	non	continentale	non
MEX5	A	-	18	-	122	300	<670 km	non	non	continentale	non
MEX6	B	440	25	-	181	300	<670 km	non	non	continentale	non
COST1	B	340	27	55	234	300	<670 km	non	non	continentale	non
COST2	A	280	28	54	261	400	<670 km	non	non	continentale	non
COST3	A	260	30	64	281	400	<670 km	non	non	continentale	non
COST4	A	240	32	66	350	400	<670 km	non	non	continentale	non
COST5	B	260	29	57	259	400	<670 km	non	oui	continentale	non
COL1	A	380	28	50	202	670	670 km	avant	oui	continentale	oui
COL2	B	400	26	45	143	670	670 km	avant	oui	continentale	oui
COL3	B	420	21	45	89	670	670 km	avant	non	continentale	oui
PER1	A	-	11	45	650	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
PER2	A	-	10	46	650	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
PER3	A	-	10	47	650	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
PER4	B	-	11	49	650	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
PER5	A	-	12	49	627	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
PER6	A	-	12	52	622	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
NCHI1	A	-	17	50	599	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
NCHI2	A	520	25	41	590	1200	>670 km	avant	non	continentale	non
NCHI3	A	620	23	40	599	1100	>670 km	avant	non	continentale	non
NCHI4	A	700	18	45	549	1000	>670 km	avant	non	continentale	non
NCHI5	A	700	17	47	590	900	>670 km	avant	non	continentale	non
NCHI6	A	-	14	49	618	800	>670 km	avant	non	continentale	non
JUAN1	A	-	14	-	140	670	670 km	avant	non	continentale	non
JUAN3	A	-	12	-	161	670	670 km	avant	non	continentale	non
SCHI1	A	440	21	35	172	670	670 km	avant	non	continentale	non
SCHI2	B	500	22	-	161	-	-	-	non	continentale	non
SCHI3	B	550	24	-	179	-	-	-	non	continentale	non
SCHI4	B	540	25	-	172	-	-	-	non	continentale	oui
SCHI5	B	450	25	-	170	-	-	-	non	continentale	oui
TRI1	C	410	-	-	156	-	-	-	non	continentale	oui
TRI2	C	-	-	-	31	-	-	-	non	continentale	oui
TRI3	C	-	-	-	35	-	-	-	non	continentale	oui
TRI4	C	-	-	-	33	-	-	-	non	continentale	non
PAT1	C	-	-	-	13	-	-	-	non	continentale	non
PAT2	C	-	-	-	30	-	-	-	oui	continentale	non
PAT3	C	-	-	-	30	-	-	-	oui	continentale	non
BARB1	B	580	32	-	158	670	670 km	avant	oui	continentale	non
BARB2	B	460	36	55	182	670	670 km	avant	oui	continentale	non
ANTI1	A	450	39	-	182	670	670 km	avant	non	continentale	non
ANTI2	A	420	37	-	181	670	670 km	avant	non	continentale	non
ANTI3	B	400	35	-	181	500	<670 km	non	non	continentale	non
PORTO1	B	300	32	-	222	500	<670 km	non	non	continentale	oui
PORTO2	B	230	35	-	164	500	<670 km	non	non	continentale	oui
PORTO3	C	180	36	-	184	500	<670 km	non	oui	continentale	oui
SAND1	B	240	51	72	350	670	670 km	avant	oui	océanique	non
SAND2	B	240	50	83	350	670	670 km	avant	oui	océanique	non
SAND3	B	220	55	84	303	670	670 km	avant	oui	océanique	non
SAND4	B	160	57	86	303	670	670 km	avant	oui	océanique	non
SAND5	C	160	58	80	303	-	-	-	oui	océanique	oui
SAND6	C	-	-	-	35	-	-	-	oui	océanique	oui
PUY	C	-	60	-	30	150	<670 km	non	oui	océanique	oui
KER1	B	260	44	70	514	900	>670 km	avant	non	océanique	non

Nom	Qualité	R_c	α_s	α_p	P_{max}^s	P_{max}	Limite670	Déflexion	Bordure	SUP	Transc.
KER2	A	220	46	68	504	1000	>670 km	avant	non	océanique	non
KER3	A	260	40	62	639	1100	>670 km	avant	non	océanique	non
KER4	A	270	39	57	639	1200	>670 km	avant	non	océanique	non
KER5	A	280	38	57	672	1300	>670 km	avant	non	océanique	non
TONG2	A	300	39	57	682	670	670 km	avant	non	océanique	non
TONG3	B	300	38	54	688	670	670 km	avant	non	océanique	non
TONG4	B	300	36	51	659	670	670 km	avant	non	océanique	non
TONG5	A	320	35	53	659	670	670 km	avant	oui	océanique	non
TONG6	C	-	-	-	511	670	670 km	avant	oui	océanique	non
SHEB2	A	160	50	66	604	670	670 km	avant	oui	océanique	non
SHEB3	B	160	48	71	604	670	670 km	avant	oui	océanique	non
NHEB1	B	140	52	82	670	670	670 km	avant	oui	océanique	non
NHEB2	B	120	57	72	350	670	670 km	avant	oui	océanique	non
BRET3	A	180	44	70	561	670	670 km	arrière	oui	océanique	oui
BRET2	B	260	41	82	604	670	670 km	arrière	oui	océanique	oui
BRET1	B	220	37	76	604	670	670 km	arrière	oui	océanique	oui

Tableau AI.5 : Paramètres décrivant, notamment, la géométrie du slab. *Qualité* : mesure le degré de qualité du profil sismique utilisé pour mesurer les pendages et le rayon de courbure du slab (voir la partie 1.3.3 du Chapitre II). R_c : rayon de courbure du slab (km). α_s : pendage superficiel du slab ($^\circ$). α_p : pendage profond du slab ($^\circ$). P_{max}^s : profondeur maximale de la sismicité du slab (km). P_{max} : profondeur maximale du slab (km). *Limite670* : position de l'extrémité du slab par rapport à la limite à 670 km. *Déflexion* : sens de déflexion du slab lorsqu'il interagit avec le manteau inférieur. *Bordure* : proximité d'une bordure de slab. *SUP* : nature (océanique ou continentale) de la plaque supérieure. *Transc.* : existence de grandes failles transcurrentes dans la plaque supérieure.

Nom	D _{a-moy}	D _{a-min}	D _{a-max}	P _{a-moy}	P _{a-min}	P _{a-max}	P _{a-England}
ANDA6	244	239	250	107	101	114	-
ANDA5	236	236	236	113	113	113	-
ANDA4	-	-	-	-	-	-	-
ANDA3	-	-	-	-	-	-	-
ANDA2	-	-	-	-	-	-	-
ANDA1	337	314	366	105	92	123	-
SUM6	368	356	378	135	125	162	-
SUM5	299	277	312	103	91	110	115
SUM4	308	288	328	109	99	119	115
SUM3	283	265	295	97	97	104	100
SUM2	303	280	328	104	92	119	-
SUM1	313	283	339	96	82	110	100
JAVA7	264	244	286	97	90	105	-
JAVA6	302	275	349	96	86	114	100
JAVA5	371	354	392	114	108	122	-
JAVA4	300	295	308	115	113	119	-
JAVA3	310	284	339	113	102	125	-
JAVA2	329	323	336	104	101	107	-
JAVA1	326	326	326	117	117	117	-
SULA2	-	-	-	-	-	-	-
SULA1	-	-	-	-	-	-	-
SULU1	-	-	-	-	-	-	-
NEG2	159	155	164	102	99	105	-
LUZ4	192	155	232	98	77	121	-
LUZ3	157	135	176	114	96	138	-
LUZ2	197	190	205	123	118	128	-
LUZ1	219	198	256	124	104	159	-
BAT2	166	150	181	82	67	97	-
PHIL7	-	-	-	-	-	-	-
PHIL6	-	-	-	-	-	-	-
PHIL5	120	105	116	-	-	-	-
PHIL4	150	142	158	110	108	113	-
PHIL3	183	182	185	112	111	112	-
PHIL2	181	164	195	116	84	120	-
PHIL1	200	191	210	110	102	123	-
RYUS	-	-	-	-	-	-	-
RYUN1	-	-	-	-	-	-	-
RYUN2	-	-	-	-	-	-	-
RYUN3	196	196	196	78	78	78	105
RYUN4	189	182	197	108	102	114	105
NAN3	378	367	389	58	56	59	-
NAN2	442	442	442	64	64	64	-
NAN1	333	333	333	44	44	44	-
PAL	-	-	-	-	-	-	-
YAP3	-	-	-	-	-	-	-
YAP2	-	-	-	-	-	-	-
YAP1	-	-	-	-	-	-	-
SMAR5	-	-	-	-	-	-	-
SMAR4	-	-	-	-	-	-	-
SMAR3	-	-	-	-	-	-	-
SMAR2	230	230	230	121	121	121	115
SMAR1	228	220	235	105	100	109	115

Nom	D _{a-moy}	D _{a-min}	D _{a-max}	P _{a-moy}	P _{a-min}	P _{a-max}	P _{a-England}
NMAR4	215	208	226	109	105	116	115
NMAR3	207	204	212	102	100	106	115
NMAR2	204	196	213	89	85	94	115
NMAR1	200	196	204	121	114	135	-
IZU4	228	216	240	100	93	107	-
IZU3	219	188	251	95	76	114	-
IZU2	198	196	200	111	109	112	-
IZU1	220	213	223	114	110	118	130
JAP4	-	-	-	-	-	-	-
JAP3	314	282	375	109	95	141	100
JAP2	322	281	390	109	91	142	100
JAP1	336	283	443	108	88	158	100
SKOUR5	280	238	340	121	80	255	-
SKOUR4	245	221	263	107	94	116	-
SKOUR3	206	187	233	94	84	110	100
SKOUR2	184	177	190	88	84	92	-
SKOUR1	198	185	216	97	89	109	80
NKOUR3	184	174	199	78	70	91	80
NKOUR2	201	176	224	87	67	105	80
NKOUR1	221	201	277	84	70	123	95
KAM2	240	203	295	99	70	141	95
KAM1	220	187	255	111	77	135	95
W_ALE1	-	-	-	-	-	-	-
W_ALE2	152	152	152	106	106	106	105
C_ALE1	158	153	161	88	83	90	105
C_ALE2	177	177	177	105	105	105	105
C_ALE3	174	165	179	103	96	108	-
C_ALE4	166	162	172	97	93	102	80
C_ALE5	179	162	186	95	79	102	80
C_ALE6	168	158	178	94	85	104	80
E_ALE1	161	157	165	84	81	87	65
E_ALE2	170	162	184	88	82	99	65
E_ALE3	268	160	615	101	80	125	-
E_ALE4	188	187	189	100	99	101	95
E_ALE5	193	189	197	101	97	105	95
W_ALA1	303	205	260	97	86	120	95
W_ALA2	247	241	253	106	101	111	-
W_ALA3	281	257	305	81	69	93	-
W_ALA4	296	289	302	88	84	90	85
W_ALA5	307	287	321	106	95	114	85
E_ALA1	323	316	333	88	85	93	85
E_ALA2	333	326	364	58	45	63	-
E_ALA3	402	376	425	73	68	78	-
E_ALA4	445	416	475	76	70	82	-
E_ALA5	-	-	-	-	-	-	-
CASC1	-	-	-	-	-	-	-
CASC2	374	359	388	-	-	-	-
CASC3	313	287	340	-	-	-	-
CASC4	340	264	400	-	-	-	-
CASC5	289	251	316	-	-	-	-
MEX1	191	191	191	88	88	88	-
MEX2	207	167	246	89	72	106	-
MEX3	354	323	385	127	118	135	-

Nom	D_{a-moy}	D_{a-min}	D_{a-max}	P_{a-moy}	P_{a-min}	P_{a-max}	P_{a-England}
MEX4	346	306	383	77	68	86	-
MEX5	435	389	495	80	72	91	-
MEX6	378	378	378	118	118	118	-
COST1	-	-	-	-	-	-	-
COST2	186	177	194	95	87	102	100
COST3	190	173	210	110	98	120	-
COST4	181	171	200	107	99	121	-
COST5	196	154	221	86	51	105	-
COL1	287	281	293	148	144	151	-
COL2	320	314	326	156	154	158	-
COL3	298	255	345	99	82	119	-
PER1	-	-	-	-	-	-	-
PER2	-	-	-	-	-	-	-
PER3	-	-	-	-	-	-	-
PER4	-	-	-	-	-	-	-
PER5	-	-	-	-	-	-	-
PER6	-	-	-	-	-	-	-
NCHI1	291	228	426	91	71	159	-
NCHI2	291	265	334	110	96	137	115
NCHI3	341	280	516	118	97	243	-
NCHI4	367	314	496	108	90	208	-
NCHI5	315	284	368	92	83	109	-
NCHI6	319	258	386	85	75	100	-
JUAN1	-	-	-	-	-	-	-
JUAN3	-	-	-	-	-	-	-
SCHI1	272	258	288	101	94	109	110
SCHI2	306	248	438	119	92	202	-
SCHI3	327	273	441	123	95	215	-
SCHI4	296	276	336	98	88	118	-
SCHI5	252	225	275	83	66	97	-
TRI1	246	222	311	96	87	122	-
TRI2	247	228	277	-	-	-	-
TRI3	-	-	-	-	-	-	-
TRI4	279	268	289	98	93	102	-
PAT1	233	206	275	-	-	-	-
PAT2	299	182	416	-	-	-	-
PAT3	438	438	438	-	-	-	-
BARB1	444	421	457	86	70	95	115
BARB2	368	360	376	107	100	113	115
ANTI1	287	284	292	112	108	117	115
ANTI2	262	255	275	113	108	122	115
ANTI3	235	220	265	89	79	109	115
PORTO1	237	237	237	123	123	123	-
PORTO2	-	-	-	-	-	-	-
PORTO3	-	-	-	-	-	-	-
SAND1	157	148	166	80	71	90	-
SAND2	162	158	167	65	60	70	-
SAND3	153	148	161	96	86	102	-
SAND4	113	107	123	80	66	92	-
SAND5	-	-	-	-	-	-	-
SAND6	-	-	-	-	-	-	-
PUY	-	-	-	-	-	-	-
KER1	-	-	-	-	-	-	-

Nom	D _{a-moy}	D _{a-min}	D _{a-max}	P _{a-moy}	P _{a-min}	P _{a-max}	P _{a-England}
KER2	-	-	-	-	-	-	-
KER3	193	176	221	111	97	146	95
KER4	164	163	165	84	83	85	-
KER5	188	188	188	90	90	90	95
TONG2	186	186	186	88	88	88	-
TONG3	200	198	206	105	100	115	110
TONG4	194	184	200	96	81	91	-
TONG5	194	184	200	96	81	91	-
TONG6	-	-	-	-	-	-	-
SHEB2	145	137	158	108	99	123	-
SHEB3	127	105	140	84	56	100	-
NHEB1	152	130	186	116	95	146	-
NHEB2	-	-	-	-	-	-	-
BRET3	142	109	190	101	66	172	-
BRET2	206	145	281	129	61	214	-
BRET1	180	230	318	122	100	151	-

Tableau A1.6 : Paramètres décrivant la position de l'arc volcanique par rapport à la fosse et au slab. D_{a-moy} : distance moyenne entre l'arc et la fosse (km). D_{a-min} : distance minimale entre l'arc et la fosse (km). D_{a-max} : distance maximale entre l'arc et la fosse (km). P_{a-moy} : profondeur moyenne du slab sous l'arc (km). P_{a-min} : profondeur minimale du slab sous l'arc (km). P_{a-max} : profondeur maximale du slab sous l'arc (km). $P_{a-England}$: profondeur du slab sous l'arc (km) mesurée par England et al. (2004)

	Age	h_t	h_m	h_r	% h_m	φ	$V_{sup(n)}$	$V_{f(n)}$	$V_{sub(n)}$	$V_{s(n)}$	$V_{c(n)}$	$V_{d(n)}$	RTPS	$V_{z(n)}$	γ	R_c	α_s	α_p	P_{max}^s	P_{max}	Az	P_f	P_{fr}	
Age	1																							
h_t	0,99	1																						
h_m	0,99	1	1																					
h_r	-0,09	-0,07	-0,07	1																				
% h_m	-0,52	-0,55	-0,55	0,76	1																			
φ	0,61	0,61	0,61	-0,25	-0,46	1																		
$V_{sup(n)}$	-0,64	-0,63	-0,63	0,03	0,29	-0,38	1																	
$V_{f(n)}$	-0,55	-0,54	-0,54	-0,17	0,11	0,07	0,75	1																
$V_{sub(n)}$	0,63	0,62	0,62	-0,03	-0,33	0,64	-0,74	-0,58	1															
$V_{s(n)}$	0,01	0,02	0,02	-0,22	-0,21	0,73	0,09	0,55	0,37	1														
$V_{c(n)}$	-0,08	-0,08	-0,08	0,04	-0,01	0,31	0,46	0,33	0,24	0,62	1													
$V_{d(n)}$	-0,08	-0,09	-0,09	0,31	0,25	-0,62	0,33	-0,37	-0,23	-0,66	0,18	1												
RTPS	-0,25	-0,25	-0,25	0,52	0,44	-0,32	0,43	0,02	-0,12	-0,08	0,50	0,59	1											
$V_{z(n)}$	-0,01	0,00	0,00	-0,42	-0,34	0,72	0,07	0,57	0,28	0,94	0,47	-0,73	-0,31	1										
γ	-0,56	-0,56	-0,56	-0,33	0,04	-0,11	0,67	0,84	-0,69	0,24	0,05	-0,25	-0,13	0,37	1									
R_c	-0,09	-0,07	-0,07	1	0,76	-0,25	0,03	-0,17	-0,03	-0,22	0,04	0,31	0,52	-0,42	-0,33	1								
α_s	0,15	0,17	0,17	-0,83	-0,70	0,27	-0,10	0,18	-0,05	0,14	-0,23	-0,40	-0,68	0,40	0,32	-0,83	1							
α_p	0,07	0,07	0,07	-0,58	-0,43	0,07	-0,16	0,01	-0,12	-0,12	-0,43	-0,26	-0,71	0,17	0,38	-0,58	0,63	1						
P_{max}^s	0,55	0,58	0,58	-0,09	-0,41	0,66	-0,35	-0,19	0,63	0,43	0,32	-0,23	-0,14	0,42	-0,23	-0,09	0,10	0,11	1					
P_{max}	0,26	0,30	0,30	0,18	-0,10	0,15	-0,16	-0,22	0,15	-0,09	-0,01	0,10	0,05	-0,04	-0,19	0,18	-0,09	0,09	0,51	1				
P_{max}	0,47	0,46	0,46	-0,10	-0,27	0,39	-0,53	-0,36	0,63	0,21	0,06	-0,21	-0,16	0,15	-0,43	-0,10	0,11	-0,15	0,19	-0,29	1			
P_f	0,64	0,65	0,65	-0,24	-0,51	0,65	-0,51	-0,30	0,72	0,39	0,22	-0,27	-0,23	0,38	-0,44	-0,24	0,22	0,00	0,61	0,14	0,54	1		
P_{fr}	0,39	0,38	0,38	-0,32	-0,40	0,54	-0,30	-0,04	0,47	0,44	0,19	-0,37	-0,28	0,46	-0,16	-0,32	0,29	0,03	0,46	-0,05	0,36	0,85	1	

Annexe II : Tableau des coefficients de corrélation liant les principaux paramètres de la subduction de la base de données SubductionZones. Seuls les 99 transects pour lesquels tous ces paramètres ont pu être mesurés ont été pris en compte. De ce fait, les coefficients de corrélation peuvent être légèrement différents lorsque, dans l'analyse statistique (partie 3 du Chapitre II), on présente chaque relation de manière isolée.

Annexe III : Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation

Physics of the Earth and Planetary Interiors 149 (2005), 31-51

Arnauld Heuret & Serge Lallemand

Laboratoire de Dynamique de la Lithosphere
ISTEEM - CNRS - Université Montpellier 2
34095 Montpellier cedex 5, France

Abstract:

Back-arc extension or compression is often related to a particular behavior of the slab (dip change and/or forward/backward migration) with respect to the upper plate. Slabs act, either passively when anchored in the deep mantle whereas back-arc deformation accommodates the backward or forward motion of the upper plate with respect to the trench; or actively when slab pull – increasing with slab age – forces the trench to rollback. In addition to these two mechanisms, i.e., slab anchor & slab rollback, numerous observations support the existence of dynamic mantle flow that can exert an overpressure on one side of the slab, causing its forward or rearward migration with respect to the arc.

Based on a compilation of upper plate absolute motion, trench absolute motion, back-arc deformation rate, upper plate strain regime and slab age for all oceanic subduction zones – excluding any kind of collision with continents, arcs or plateaus, we have examined how the combined effects of these parameters can account for the observed back-arc deformations. Our main results are : (1) a global correlation exists between upper plate absolute motion and back-arc deformation, i.e., back-arc extension when upper plate retreats and vice-versa; (2) there are as many advancing trenches as retreating ones, with trench motion globally limited to 50 mm.y^{-1} ; furthermore, there is no positive correlation between trench retreat and slab age; (3) upper plate absolute motion often fails to explain the back-arc deformation rates and the trench motions observed at several subduction zones, as Tonga, New Hebrides, Sandwich or Ryukyu; we propose that the trench migration of these subduction zones are on the influence of mantle flows. We conclude that spontaneous trench rollback related to slab pull is negligible with respect to upper plate motion. Back-arc deformation regime is mostly controlled by the upper plate absolute motion relatively to a partly anchored slab (trench motion is limited to 50 mm/y), even if locally, mantle flows force slab to move.

Corresponding author: heuret@dstu.univ-montp2.fr

Keywords: back-arc deformation, plates absolute motion, anchoring force, slab pull force, mantle flow.

AIII.1. Introduction:

Plate interaction in the subduction process often generates back-arc deformation. Along the 60,000 kilometers of trench that run over the world, one can observe a great variability in the back-arc deformation style, from highly extensional (characterized by back-arc spreading and typified by the Mariana arc), to highly compressive (characterized by back-arc shortening and typified by the Chilean arc) (Uyeda and Kanamori, 1979; Uyeda, 1982). Understanding why back-arc tectonic style is tensional in some cases and compressive in others is still one of the main problems related to subduction zones dynamics.

The earliest attempts to explain back-arc deformation, and especially back-arc spreading, invoked mantle diapirism (e.g., Oxburgh and Turcotte, 1974) or secondary convection behind arc (e.g., Sleep and Toksöz, 1971), but models of these types were unable to explain the observed variability of back-arc deformation. Examination of the role of various subduction parameters, and in particular those of plate kinematics such as upper plate and trench absolute motions, appeared relevant in earlier studies (e.g., Jarrard, 1986; Garfunkel et al., 1986; Otsuki, 1989), although such studies sometimes led to contradictory conclusions. By making the simple assumption that internal forces, like gravitational collapse or back-arc ridge-push, are negligible in oceanic subduction zones (i.e., subducting plate is oceanic), the existence of back-arc deformation can be simply analyzed as a difference of motion between the upper plate (its undeformed and almost rigid part, as opposed to the back-arc deformed zone) and the subduction hinge (trench and subduction hinge are equally used to refer to the plate boundary): how do upper plates and trenches combine their respective absolute motions, V_{up} and V_t , to yield the observed deformations? (See Figure AIII.1 for a description of the main structural elements of the subduction system) Does one of these motions dominate or do they contribute equally to the overall deformation rate V_d ?

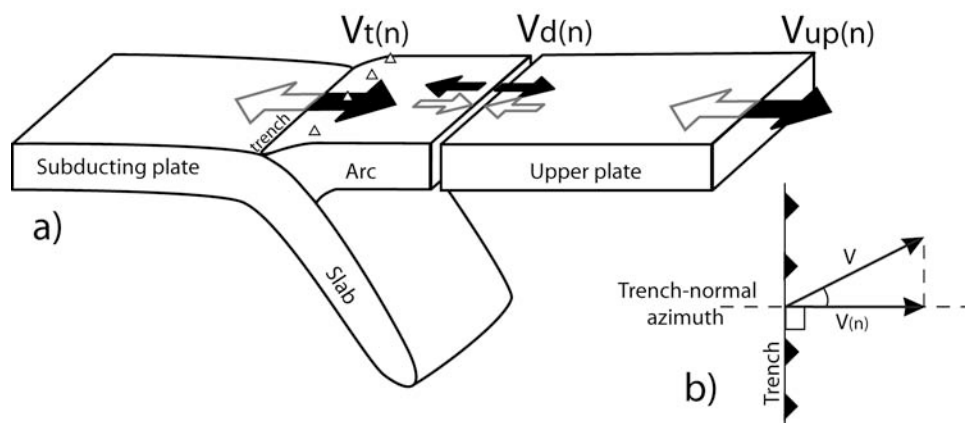


Figure AIII.1 : a) Structural pattern of subduction zones. V_{up} = upper plate absolute motion, V_t = trench absolute motion, V_d = back-arc deformation rate. Grey and black arrows respectively refer to positive and negative velocities. b) Trench-normal components of motion estimate (V_{up} , V_t or V_d). V = rate. $V(n)$ = trench-normal component of rate.

The main issue of our approach is the trench/slab dynamics. If upper plate motion can reach very important values (up to 90 mm.y⁻¹ for the Philippine Sea plate back of the Mariana subduction zone, in the HS3-NUVEL1A reference frame, Gripp and Gordon, 2002), how does trench react to this motion: does the subduction hinge follow the upper plate motion or does it resist this motion, generating back-arc deformation? Upper plate motion is not the

only possible cause for trench to migrate. Indeed, in oceanic subduction zones, the subduction hinge is also affected by the negative buoyancy of the slab and is likely to migrate spontaneously away from the upper plate (“slab/trench rollback” refers to this spontaneous migration), inducing back-arc extension. In theory, one may also consider an additional pressure force on one side of the slab originating from asthenospheric flow (Shemenda, 1994). Such flow may cause slab migration in a direction normal to the trench (we will further describe the observations that support the existence of such mantle flow). These three possible trench behaviors are respectively described as the “upper plate motion controlled model”, the “slab rollback model” and the “mantle flow induced model”. The different forces that may affect trench motion are shown on Figure AIII.2.

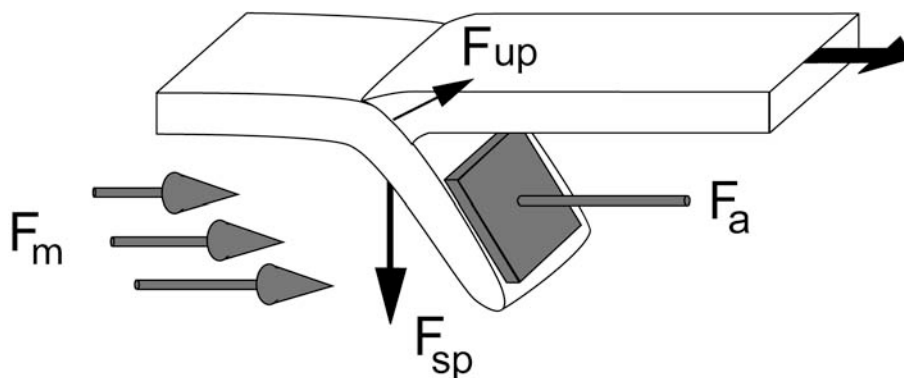


Figure AIII.2 : Schematic cross section of a subduction zone, showing the main forces that may affect trench migration. F_{sp} = slab pull force, F_{up} = suction/pushing force related to the upper plate absolute motion and which acts on the plate interface, making the upper plate interdependent with the subduction hinge, F_a = slab anchoring force, F_m = pressure force generated by mantle flows on one side of the slab in the trench-normal direction.

AIII.1.1- The “upper plate motion controlled model”:

Subduction hinge is affected by upper plate motion through two kinds of forces: (1) a suction/push force (F_{up}), which acts on the plate interface, making the upper plate interdependent with the subducting plate, and allowing upper plate motion to be transmitted to the top of the slab; (2) the anchoring-force (F_a), which is the viscous resistance force opposed by the asthenosphere to any lateral migration of the slab and trench that may be induced by F_{up} . Following Scholz and Campos (1995), F_a can be described as the hydrodynamic force acting on the slab from the steady edgewise translation of an ellipsoid through a viscous fluid, which is given as a function of V_{up} and of the average mantle viscosity over the depth range of the slab (μ): $F_a = -6\pi\mu CV_{up}$, where C is a function of slab width and length.

The back-arc deformation results from the absolute motion of the upper plate with respect to a more or less fixed trench, i.e., from the balance between F_{up} , which tends to move the trench and F_a , which tends to resist this motion. Upper plate retreat relative to the more or less fixed trench induces back-arc extension, and upper plate advance gives rise to compression (Figure AIII.3). V_{up} determines the maximum value that both V_d and V_t could reach. Note that there are two distinguishable end-member cases: “perfectly anchored slabs” (the “anchored slab model” of Uyeda and Kanamori, 1979), for which the anchoring-force intensity is maximum, all the upper plate motion is converted into back-arc deformation ($V_d = V_{up}$) and the trench is fixed ($V_t = 0$); and, “perfectly free slabs”, for which there is neither anchoring-force nor back-arc deformation ($V_d = 0$), but a dominant F_{up} force and a trench that strictly follows the upper plate ($V_t = V_{up}$). Between these two end-member cases, subduction zones get “partly anchored slabs”. Deformation rates and trench velocities are a function of anchoring-force efficiency and verify $V_{up} = V_t + V_d$.

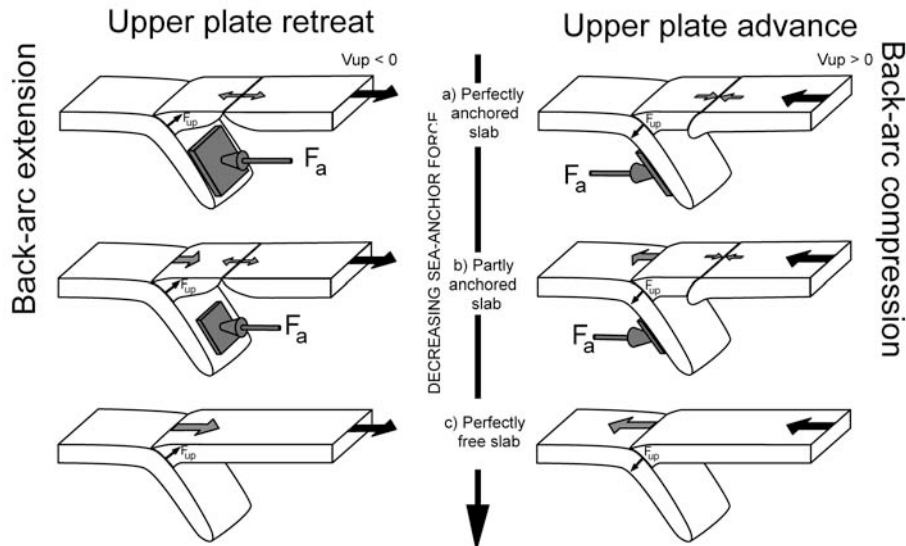


Figure AIII.3 : The “upper plate motion controlled model”. V_d = back-arc deformation rate, V_{up} = upper plate absolute motion, V_t = trench absolute motion, F_{up} = suction/pushing force related to the upper plate absolute motion and which acts on the plate interface, making the upper plate interdependent with the subduction hinge, F_a = slab anchoring force. a) Perfectly anchored slab: trench is fixed ($V_t = 0$) and all upper plate absolute motion is converted into back-arc deformation ($V_d = V_{up}$). b) Partly anchored slab: balance between upper plate absolute motion and both trench absolute motion and back-arc deformation rate ($V_d + V_t = V_{up}$) as a function of the anchoring force intensity. c) Perfectly free slab: trench follows upper absolute motion ($V_t = V_{up}$) and no back-arc deformation occurs ($V_d = 0$).

To briefly summarize, if back-arc deformation and trench motion are dominantly controlled by the absolute motion of the upper plate with respect to a more or less fixed trench, we might expect that: (1) upper plate retreat is preferentially associated with back-arc extension, and vice-versa for compression; (2) V_d increases with V_{up} ; (3) V_d and V_t could not exceed V_{up} .

A.III.1. 2- The “slab rollback model”:

The negative buoyancy of the subducted lithosphere with respect to the surrounding mantle (slab pull force, F_{sp}) is thought to be one of the main driving force of Earth’s tectonic plates motion (e.g., Forsyth and Uyeda, 1975; Chapple and Tullis, 1977; Carlson et al, 1983). Following Carlson et al. (1983), slab pull force is slab age dependent: $F_{sp} = K\Delta\rho LA^{1/2}$ where $\Delta\rho$ defines the density difference between slab and mantle, L is the slab length, A is the age of the slab and K is a constant.

The slab pull force and the associated bending moment (M_b) would generate a spontaneous seaward and slab age dependent (increasing with A) trench/slab migration, called “rollback”, (e.g., Molnar and Atwater, 1978; Dewey, 1980; Garfunkel et al., 1986), and thus an extensional back-arc deformation (Figure AIII.4). According to this “slab rollback model”, (1) seaward trench motion should be an ubiquitous feature of oceanic subduction zones, (2) the older and colder a slab is, the harder it should pull down on the hinge and the faster it should rollback, (3) back-arc extension should be associated preferentially with old slabs.

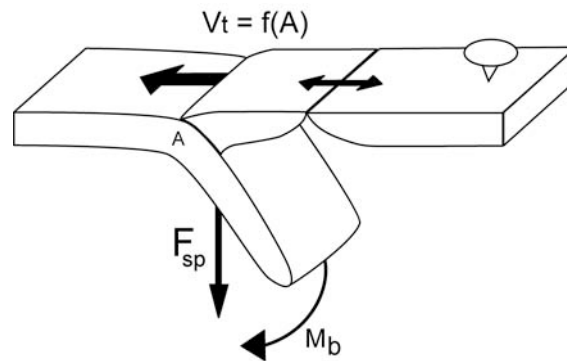


Figure AIII.4: The “slab rollback model”. V_{up} = upper plate absolute motion, V_t = trench absolute motion, F_{sp} = slab pull force, M_b = bending moment, A = slab age. The upper plate is supposed to be fixed.

AIII.1. 3- The “mantle flow induced model”:

The asthenospheric mantle that surrounds slabs and the flows that may drive it are another possible source for slab/trench migration (e.g., Shemenda, 1994): the additional pressure force (F_m) generated by such mantle flows on one side of the slab may cause slab translation in a direction normal to the trench (Figure AIII.5). One may consider three types of dynamic mantle flow acting on slabs (see arrows on Figure AIII.6): a global eastward flow possibly associated with the westward drift of lithosphere (e.g., Nelson and Temple, 1972; Doglioni, 1993), regional flows like the global escape tendency of sub-Pacific upper mantle as a result of the shrinking of the Pacific area (e.g., Garfunkel et al., 1986; Lallemand, 1998), and local flows like counterflows in the vicinity of retreating slab edges or tears (e.g., Alvarez, 1982; Russo and Silver, 1994; Yegorov et al., 2001).

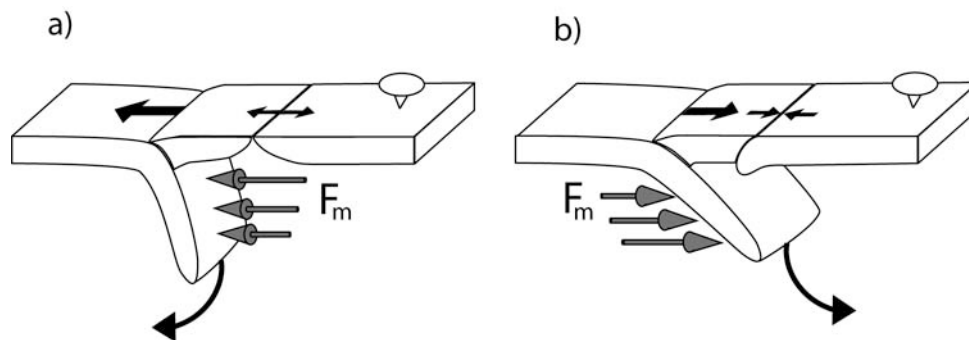


Figure AIII.5: The “mantle flow induced model”. F_m = pressure force generated by mantle flows on one side of the slab in the trench-normal direction. The upper plate is supposed to be fixed. a) Mantle flow and the associated F_m push on the upper plate side of the slab. Trench retreat and back-arc extension are generated. b) Mantle flow and the associated F_m push on the subducting plate side of the slab. Trench advance and back-arc compression are generated.

AIII.1.4- Toward a statistical approach:

In natural subduction systems (Figure AIII.2), the observed trench/slab migration velocity V_t , and upper plate deformation rate V_d , may result from a balance between the combination of all the forces that are able to drive trenches on the one hand (i.e., upper plate, buoyancy and mantle flow forces), and, the force that resist trench/slab migration on the other hand (i.e., the slab anchoring-force).

Despite the apparent complexity in the combination of the various forces' influences, previous statistical studies on subduction zones have provided encouraging results on the respective contribution of each effect, but also contradictory conclusions. The global correlation between mountain building and trenchward-advancing upper plates and between

back-arc spreading and retreating upper plates (e.g., Hyndman, 1972; Chase, 1978), and the fact that among a set of 26 parameters tested by Jarrard (1986), V_{up} was found to be the best single predictor of strain regime, strongly point towards a dominant “upper plate controlled model” for back-arc deformation. However, some cases are inconsistent with an anchoring effect (Jarrard, 1986; Otsuki, 1989), but rather suggesting an additional driving mechanism for back-arc deformation and trench migration. Uncertainties on V_d and V_t led to contradictory conclusions on the nature of this secondary driving mechanism: Garfunkel et al. (1986) described a general trench rollback that increased as a function of slab age, whereas Jarrard (1986) found many advancing trenches, and no clear relation with slab age, and concluded that the slab rollback is globally negligible, but also that mantle flow effects were possibly important.

Since these earlier studies there has been a general improvement of available data, both in accuracy -especially with better constrained absolute reference frames and, above all, with much better estimated back-arc deformation due to the recent GPS data records- and in the homogeneity of data sources, with the advent of global datasets like ocean floor age that permit more rigorous comparisons between subduction zones. These improvements allow a new examination of the respective contribution of V_{up} and V_t to the overall back-arc deformation, and allow more stringent tests of whether or not slab anchoring is effective, whether a significant slab pull effect on trench motion is plausible, and whether evidence of mantle flow influences could be detected. To answer these questions, we test the consistency of the two most referenced driving mechanisms of back-arc deformation, i.e., “upper plate motion controlled” and “slab rollback” models, considering a “passive mantle”, and interpret the possible inconsistencies in term of superimposed mantle forces.

All.2- Data extraction:

All.2.1- Choice of subduction zones:

As this study focuses on the subduction process, the sampling must avoid all subduction zones perturbed by collision effects. For this reason, subduction zones with abnormal subducting plates (continental lithosphere, volcanic arc crust or oceanic lithosphere bearing oceanic plateaus) or too close to such abnormal subducting plates are systematically excluded from the sampling. All nascent subduction zones located in the compressive back-arc region of a previous and still active subduction zone are also excluded. The Flores and Wetar (behind the Timor trench), Philippine (behind the Negros subduction), Japan Sea (behind the Japan trench), Panama (behind the Costa Rica subduction) and Venezuela (behind Colombia subduction) subduction zones have thus been excluded. Likewise, the Yap, Palau, Puysegur, Sulu, and North Sulawesi subduction zones have not been selected because of the shallowness of their slab (none of them pass the 250 km depth) and because of their short lateral extent (their trench lengths do not exceed 500 km). Indeed, complex asthenospheric influences are likely to perturb the dynamics of such narrow slabs (Dvorkin et al., 1993).

Finally, all the main oceanic subduction zones (70 % of them are Pacific Ocean subductions, but we also include the Sunda, Manila-Negros, Ryukyu, Nankai, Antilles and Sandwich ones) have been sampled, with a sampling interval of two degrees of trench, representing a total of 159 segments, and nearly 40,000 kilometers of trench. We have preferred a uniform and systematic sampling instead of averaging data on greater segments of roughly constant subduction conditions, as done in all previous studies, (1) because some single slabs exhibit such subduction conditions variability that the concept of slab segmentation could not be objectively applied (e.g., Japan-Kuril and Central America slabs), (2) to keep the possibility of analyzing the variability that some single subduction zones

exhibits along their trench, (3) to give a more accurate estimate of the variability that should occur in term of trench velocities, or back-arc deformation rates. This yields a considerably enhanced number of segment (e.g., 39 segments for Jarrard, 1986; 19 for Garfunkel et al., 1986; 27 for Otsuki, 1988) that are shown in Figure AIII.6. Data used in the study are listed in Table AIII.1.

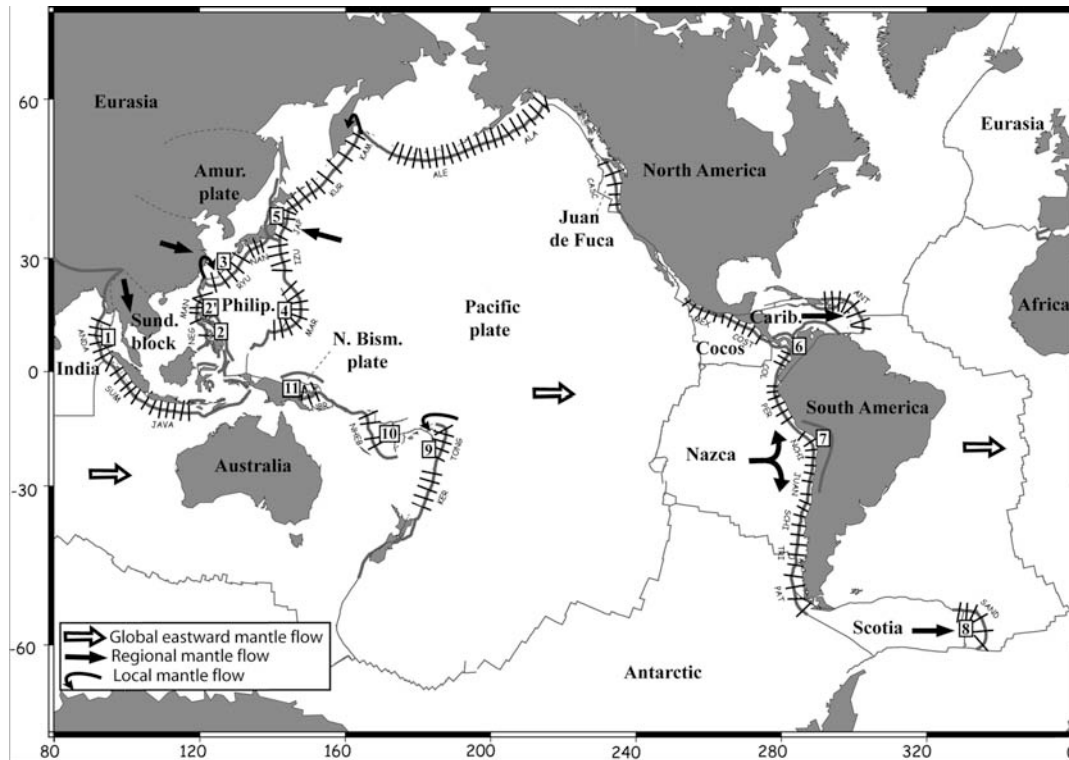


Figure AIII.6: Oceanic subduction zones in the world and major plate boundaries (with Sund. Block = Sundaland Block, Amur. Plate = Amurian Plate; N. Bism. Plate = North Bismarck Plate). [1] to [12]: the different “arc-blocks” used in the study; [1]: Andaman Arc; [2]: Visayas Block; [2’]: Luzon Block; [3]: Ryukyu Arc; [4]: Mariana Arc; [5]: Honshu; [6]: North Andean Block; [7]: Andes; [8]: Sandwich Islands; [9]: Tonga Arc; [10]: New Hebrides Arc; [11]: South Bismarck Plate. Thick gray lines indicate convergent plate boundaries (oceanic subduction zones but also those with abnormal subducting plates, i.e., continental lithosphere, volcanic arc, or oceanic lithosphere bearing oceanic plateaus). Oceanic subduction zones are systematically sampled. Sampled points are represented by black segments that cross the convergent boundary line. Thin black lines indicate divergent and strike-slip faulting plate boundaries. Abbreviations for subduction zones and references for plate and “arc-blocks” motions are in Table AIII.1.

AIII.2.2- Absolute motions:

To study the relative contribution of upper plate and trench motions to the overall back-arc deformation, these motions must be described in a fixed reference frame that is not attached to the plates, i.e., a terrestrial reference frame that gives each plate motion independently of mantle convection.

Several possible absolute reference frames exist, based on various assumptions. The most commonly used is the fixed hotspots reference. Among all the existing hotspots reference frames (e.g., Chase, 1978; Minster and Jordan, 1978; Gripp and Gordon, 1990), the HS3-NUVEL1A is the best constrained (see Gripp and Gordon, 2002, for discussion). The hotspot dataset HS3 consists of volcanic propagation rates and seamount segment trends from four plates. HS3-NUVEL1A, a set of angular velocities for 15 plates relative to hot spots and averaged for the last 5.7 M y^{-1} , was constructed from the HS3 data set while constraining the

relative plate angular velocities to consistency with NUVEL-1A (Demets et al, 1994). No hotspots are in significant relative motion and the 95 per cent confidence is respected for all the 15 plates (the most significant uncertainties are for the slowest moving plates, i.e., Juan de Fuca, Antarctic, African and Eurasian plates).

We aim to describe, in this HS3-NUVEL1A absolute reference frame and for all the oceanic subduction zones, the motion of upper plates and trenches. The velocities are calculated at the trench, and seaward motion is defined as positive. For (main) upper plates or trenches moving away from the volcanic arc, the motion is defined as “retreat”. “Advance” is used for motions directed toward the arc. For deformation rates, compression is defined as positive and extension as negative. To compare the different motions (V_{up} , V_t and V_d), we have projected them along the trench-normal azimuth (because they are a more constant feature, trenches have been preferred to volcanic arc or back-arc deformation azimuths, which are sometimes used in other studies). $V_{up(n)}$, $V_{t(n)}$ and $V_{d(n)}$ respectively refer to the trench normal V_{up} , V_t and V_d components. Figure 1 summarizes the different conventions.

AIII.2. 2. 1- Upper plate absolute motion:

HS3-NUVEL1A gives the absolute motion for all the major lithospheric plates and is sufficient to describe the motion of most subduction zones upper plates. Nevertheless, the accuracy can be improved for several subduction zones, introducing some other plates or micro-plates, whose motion is known from independent GPS data: the Sundaland block (Chamot-Rooke et al., 1997), the Amurian plate (Heki et al., 1999) and the North-Bismarck plate (Tregoning, 2002). These plates and micro-plates are shown on Figure AIII.6.

AIII.2. 2. 2- Trench absolute motion:

The existence of back-arc deformation implies the development, in the upper plate and near the plate boundary, of a new structural element, here called “arc” (Figure AIII.1), that has its own motion (Figure AIII.6 and Table AIII.1 show the different “arc-blocks” used in this study). The arc absolute motion (V_{arc}) can be calculated from upper plate absolute motion and back-arc deformation rate (Carlson and Melia, 1984). If we assume negligible tectonic accretion and erosion rates - they are generally estimated to be less than 10 mm.y^{-1} (Lallemand, 1995) - the arc could be considered as interdependent with the subduction hinge and its motion also gives trench migration ($V_t = V_{arc}$). Accurate V_d estimates are mainly given by GPS data, or calculated from magnetic isochrons in some cases (see Table AIII.1 for the used references). They are available for all the fastest deforming regions (e.g., Tonga, Mariana, Chile). In subduction zones where diffuse back-arc deformation occurs, the arc is interdependent with the upper plate. Upper plate absolute motion then gives a good approximation of trench migration ($V_t = V_{up}$).

AIII.2. 3- Back-arc deformation style:

Ideally, the continuum of possible back-arc deformation style, from highly extensional to highly compressive, is given by the deformation rate. However, those data are not available with enough accuracy for all subduction zones, especially for the lowest deformation rates. To include a maximum of subduction zones in the study, following the approach of Jarrard (1986), the strain regime of all oceanic subduction zones is estimated in a semi-quantitative way from dominant focal mechanisms of earthquakes occurring within the upper-plate: each subduction zone is classified into a continuum of seven strain classes (Figure AIII.7-b), from highly extensional (class E3, back-arc spreading) to highly compressive (class C3, back-arc shortening).

From class E3 to class E1, strike-slip focal mechanisms become more and more dominant over normal mechanisms, and the strain becomes less and less extensive. Class 0, is characterized by dominant strike-slip focal mechanisms or almost neutral stress fields (no earthquakes occurring within the upper plate). From class C1 to C3, compressive focal mechanisms become more and more dominant over strike-slip events, and the strain more and more compressive. Additional criteria are taken into account to characterize the two end-member cases: back-arc spreading occurs for all subduction zones of class E3 (whereas subduction zones of class E2 are only in a rifting stage) and, all subduction zones of class C3 generate lithospheric scale back-arc thrusting

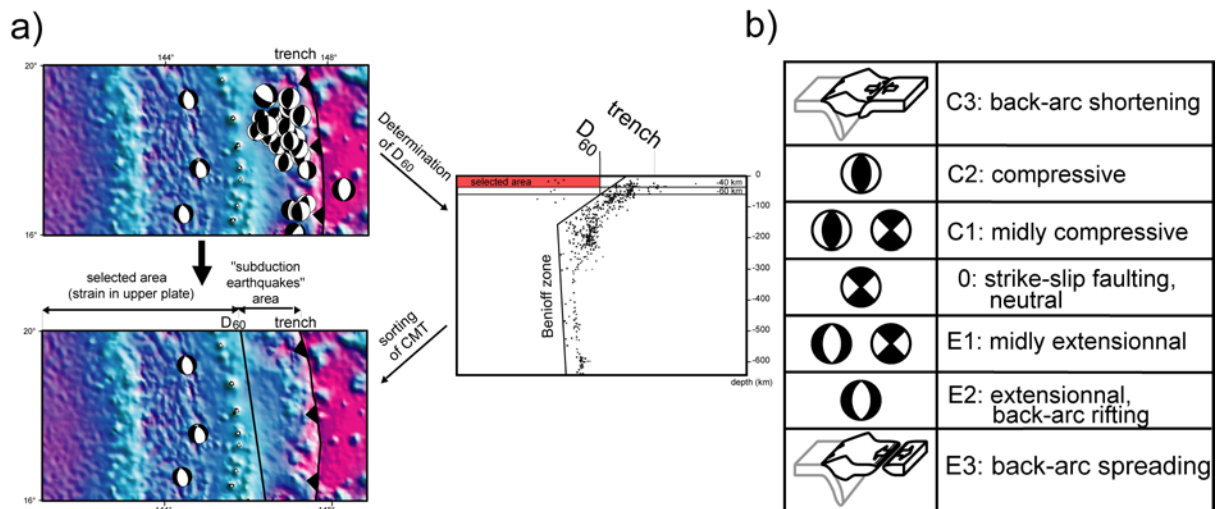


Figure AIII.7: a) Selection of focal mechanisms of earthquakes occurring within the upper plate: Among earthquakes occurring between 0 and 40 km depth (Harvard Seismology catalog), all the focal mechanisms located at a minimum distance, D_{60} , of the trench are extracted (D_{60} = distance from trench to point at which the slab crosses the 60 km isodepth contour), allowing the selection of earthquakes occurring within the upper plate while avoiding the compressive subduction earthquakes near the plate interface. b) Back-arc strain regime classification.

Focal mechanisms of earthquakes occurring within the upper plate are extracted from all the earthquakes occurring between 0 and 40 km depth recorded in the online Harvard Seismology catalog. Among these earthquakes, only those occurring within upper plates are extracted: the aim is for the selection to approach the trench as nearly as possible, while avoiding the compressive subduction earthquakes near the interplate interface. For this (Figure AIII.7-a), using trench-normal cross sections of the seismic slab (hypocenters are from the relocated earthquakes catalog EHB98 of Engdahl et al, 1998), the distance to the trench for which the slab crosses the 60 km isodepth contour (D_{60}) is determined. Then, all the focal mechanisms located at a minimal distance D_{60} from the trench are extracted. As the extraction box is parallel to the trench, a rigorous selection can only be applied to trench segments which are nearly linear. Trenches are thus broken up in as many segments as necessary.

Subduction name	Latitude	Longitude	Upper plate	Ref.	Vupn	"Arc-block"	Ref.	Vtn	Vdn	Df	Age
	(°)	(°)			(mm/y)			(mm/y)	(mm/y)	Sup	(My)
Andaman (ANDA)	14	92,1	Sundaland	A	-19,9	Andaman Arc	1	24,4	-23,5	E3	85,5
	12	91,6	Sundaland	A	-1	Andaman Arc	1	23,5	-19,7	E3	82
	10	91,4	Sundaland	A	-2,1	Andaman Arc	1	15,3	-18,8	E3	77,8
	8	91,7	Sundaland	A	-8,5	Andaman Arc	1	1,6	-15,1	E3	73,7
	6	92,6	Sundaland	A	-8,1	Andaman Arc	1	3,9	-13,3	0	69,2
	4	93	Sundaland	A	-12,6	Andaman Arc	1	-7	-4,8	0	61,1
Sumatra (SUM)	2	95	Sundaland	A	-18,4	-	-	-18,4	-	0	51,8
	0	97	Sundaland	A	-12,7	-	-	-12,7	-	0	46,2
	-2	98,1	Sundaland	A	-14,5	-	-	-14,5	-	0	47,1
	-4	99,7	Sundaland	A	-12,7	-	-	-12,7	-	0	60
	-5,5	100,8	Sundaland	A	-12,3	-	-	-12,3	-	0	69
	-7	102,3	Sundaland	A	-14,6	-	-	-14,6	-	0	72
Java (JAVA)	-8,4	105	Sundaland	A	-14,7	-	-	-14,7	-	0	75
	-9,7	107	Sundaland	A	-14,6	-	-	-14,6	-	0	78
	-10,5	109	Sundaland	A	-15,7	-	-	-15,7	-	0	80
	-10,4	111	Sundaland	A	-14,7	-	-	-14,7	-	0	81
	-10,7	113	Sundaland	A	-14,8	-	-	-14,8	-	0	82
	-11,2	115	Sundaland	A	-13,6	-	-	-13,6	-	0	83
-11,3	117	Sundaland	A	-13	-	-	-13	-	0	84	
Negros (NEG)	10	121,7	Philippine Sea	*	93,6	Visayas	2	20,3	72,2	C3	20
Manila (MAN)	14	119,2	Philippine Sea	*	54,1	Luzon	2	33,5	23,9	C2	22
	16	119,2	Philippine Sea	*	54,1	Luzon	2	67,7	22	C2	18
	17,5	119,2	Philippine Sea	*	80,3	Luzon	2	81,3	-	C2	27
	19	119,8	Philippine Sea	*	95,8	Luzon	2	94	-	C2	32
	20,5	120,2	Philippine Sea	*	59,8	-	-	59,8	-	C1	35
Ryukyu (RYU)	23,4	124	Eurasia	*	-13,8	Ryukyu Arc	3	30,3	-44,5	E3	35
	24,2	127	Eurasia	*	-17,5	Ryukyu Arc	3	9	-29	E2	38
	25,7	129	Eurasia	*	-20,5	Ryukyu Arc	3	11,8	-31,5	E2	48
	27,5	130,5	Eurasia	*	-21,1	Ryukyu Arc	3	6,6	-29	E2	50
	29,8	132	Eurasia	*	-20,5	Ryukyu Arc	3	9	-24,8	E2	50
Nankai (NAN)	31,8	134	Amur	B	-9,4	-	-	-9,4	-	C1	17
	32,6	135,5	Amur	B	-9	-	-	-9	-	C1	17
	33,1	137	Amur	B	-8,2	-	-	-8,2	-	C1	21
Mariana (MAR)	10,8	140,5	Philippine Sea	*	-30,3	-	-	-30,3	-	E2	155
	11,4	142,5	Philippine Sea	*	-41,4	-	-	-41,4	-	E3	155
	12	144,5	Philippine Sea	*	-58	Mariana Arc	4	-25,3	-33,3	E3	156
	13,3	146,5	Philippine Sea	*	-75,8	Mariana Arc	4	-37,3	-38	E3	156,3
	15	147,5	Philippine Sea	*	-83,7	Mariana Arc	4	-49,9	-34,4	E3	153,2
	17	147,8	Philippine Sea	*	-76,9	Mariana Arc	4	-43,3	-35,3	E3	149,6
	19	147,6	Philippine Sea	*	-69,8	Mariana Arc	4	-37,5	-32	E3	147,5
	21	146,9	Philippine Sea	*	-45,6	Mariana Arc	4	-29,6	-14,8	E3	146,6
23	145,1	Philippine Sea	*	-31,4	Mariana Arc	4	-27,3	-2,8	E3	145,3	

Izu-Bonin (IZU)	27	143,3	Philippine Sea	*	-60,7	-	-	-60,7	-	E2	148
	29	142,9	Philippine Sea	*	-45,6	-	-	-45,6	-	E2	141
	31	142,3	Philippine Sea	*	-45,9	-	-	-45,9	-	E2	135
	33	142,1	Philippine Sea	*	-44,1	-	-	-44,1	-	E2	129
Japan (JAP)	35	142,2	Amur	B	-11,9	Honshu	5	-21,2	7,7	C3	127
	37	143,5	Amur	B	-11,9	Honshu	5	-20	8,7	C3	132
	39	144,2	Amur	B	-10,7	Honshu	5	-20	9,6	C3	131
	40,5	144,5	Amur	B	-11	Honshu	5	-19,6	8,6	C3	128
Kuril (KUR)	41,5	145,5	North America	*	-23,3	-	-	-23,3	-	C2	128
	42,2	147	North America	*	-21,9	-	-	-21,9	-	C2	120
	43,5	149	North America	*	-22,3	-	-	-22,3	-	C2	118
	44,4	151	North America	*	-18,8	-	-	-18,8	-	C2	118
	45,3	153	North America	*	-20,7	-	-	-20,7	-	C2	118
	47	155,1	North America	*	-21,7	-	-	-21,7	-	C1	110
	49	157,5	North America	*	-18,9	-	-	-18,9	-	C1	110
Kamchatka (KAM)	51	160,2	North America	*	-19,2	-	-	-19,2	-	C1	110
	53	162,3	North America	*	-17,7	-	-	-17,7	-	E1	100
	54,5	163,6	North America	*	-16,7	-	-	-16,7	-	E1	100
Aleutian (ALE)	51,6	173	North America	*	4,6	-	-	4,6	-	0	45
	51,1	175	North America	*	1,6	-	-	1,6	-	0	45
	50,8	177	North America	*	-3,4	-	-	-3,4	-	C1	54
	50,4	179	North America	*	-0,8	-	-	-0,8	-	C1	56
	50,3	181	North America	*	-1,6	-	-	-1,6	-	0	58
	50,4	183	North America	*	-5	-	-	-5	-	0	58
	50,5	185	North America	*	-4,6	-	-	-4,6	-	0	58
	50,9	187	North America	*	-3,3	-	-	-3,3	-	0	63
	51,1	189	North America	*	-6	-	-	-6	-	0	63
	51,5	191	North America	*	-7,3	-	-	-7,3	-	0	61
	52	193	North America	*	-6	-	-	-6	-	E1	59
	52,5	195	North America	*	-5,7	-	-	-5,7	-	E1	58
	53,1	197	North America	*	-4,8	-	-	-4,8	-	0	53
	Alaska (ALA)	53,5	199	North America	*	-3,7	-	-	-3,7	-	0
53,8		201	North America	*	-3,2	-	-	-3,2	-	0	52
54,2		203	North America	*	-3	-	-	-3	-	0	52
54,8		205	North America	*	-7	-	-	-7	-	0	52
55,6		207	North America	*	-4,5	-	-	-4,5	-	0	49
56,2		209	North America	*	-4,1	-	-	-4,1	-	C1	46
57,1		211	North America	*	-6,2	-	-	-6,2	-	C1	45
58		213	North America	*	-6,4	-	-	-6,4	-	C1	40
59,1		214,5	North America	*	-6,8	-	-	-6,8	-	C1	39
59,2		215,5	North America	*	1,5	-	-	1,5	-	C1	39
Cascadia (CASC)	50	231,7	North America	*	21	-	-	18,8	-	0	5
	48	233,4	North America	*	22	-	-	19,7	-	0	10
	46	234,1	North America	*	23,8	-	-	22,8	-	0	11
	44	234,6	North America	*	24	-	-	24	-	0	11
	42	234,7	North America	*	25,3	-	-	23,9	-	E1	10

Mexico (MEX)	19,1	254,5	North America	*	35,7	-	-	35,7	-	E1	8
	17,9	256	North America	*	29,7	-	-	29,7	-	E1	8
	16,9	258	North America	*	25,1	-	-	25,1	-	E1	15
	16,3	260	North America	*	23,2	-	-	23,2	-	E1	15
	15,6	262	North America	*	21,7	-	-	21,7	-	E1	15
	15,3	264	North America	*	16,7	-	-	16,7	-	E1	15
Costa-Rica (COST)	14,2	266	Caribbean	*	21,4	-	-	21,4	-	E1	18
	13,2	268	Caribbean	*	19,6	-	-	19,6	-	0	22
	12,3	270	Caribbean	*	18,5	-	-	18,5	-	0	24
	11,4	272	Caribbean	*	22,3	-	-	22,3	-	0	28
	9,4	274	Caribbean	*	21,6	-	-	21,6	-	C1	26
Colombia (COL)	5	281,9	South America	*	38,6	North Andean Block	6	27,4	8	C3	19
	3,5	280,9	South America	*	35,9	North Andean Block	6	33	2,5	C3	15
	2	279,9	South America	*	38,2	North Andean Block	6	25,2	12,7	C3	12
Peru (PER)	-4	278,1	South America	*	46,6	-	-	46,6	-	C3	30
	-5,5	278,1	South America	*	47	-	-	47	-	C3	30
	-7	278,4	South America	*	45,9	-	-	45,9	-	C3	31
	-9	279,2	South America	*	45,1	-	-	45,1	-	C3	31
	-11	280,4	South America	*	43,8	-	-	43,8	-	C3	46
	-13	281,7	South America	*	42,6	-	-	42,6	-	C3	46
North Chile (NCHI)	-17	285,9	South America	*	34,4	-	-	34,4	-	C3	52
	-19	288	South America	*	43,6	Andes	7	34,6	9,3	C3	54
	-21	288,7	South America	*	47,9	Andes	7	41,9	6	C3	55
	-23	288,7	South America	*	46,6	Andes	7	41,8	4,7	C3	54
	-25	288,6	South America	*	46,9	Andes	7	41	5,8	C3	53
	-27	288,3	South America	*	45,1	Andes	7	39,4	5,5	C3	52
Juan Fernandez (JUAN)	-29	287,7	South America	*	44,6	Andes	7	38,9	5,2	C3	49
	-32	287,4	South America	*	45,7	Andes	7	38,8	5,2	C3	48
South Chile (SCHI)	-34	286,9	South America	*	38,9	-	-	38,9	-	C1	42
	-35,5	286,2	South America	*	36,5	-	-	36,5	-	C1	39
	-37	285,4	South America	*	42	-	-	42	-	C1	35
	-39	284,9	South America	*	43	-	-	43	-	C1	33
	-41	284,7	South America	*	43,3	-	-	43,3	-	C1	20
Chile triple junction (TRI)	-43	284,5	South America	*	42,7	-	-	42,7	-	0	12
	-45	283,9	South America	*	41,7	-	-	41,7	-	0	5
	-47	283,8	South America	*	40,2	-	-	40,2	-	0	10
	-49	282,6	South America	*	40,8	-	-	40,8	-	0	18
Patagonia (PAT)	-51	283,3	South America	*	41	-	-	41	-	0	18
	-53	283,9	South Am.	*	39,6	-	-	39,6	-	0	20

	-55	286,7	South America	*	32,3	–	–	32,3	–	0	20
Antilles (ANT)	12	302,6	Caribbean	*	-28,1	–	–	-28,1	–	E1	117
	14	302,3	Caribbean	*	-29,8	–	–	-29,8	–	E1	110
	16	301,2	Caribbean	*	-31	–	–	-31	–	E1	98
	18	299,8	Caribbean	*	-27,6	–	–	-27,6	–	E1	90
	19,3	298	Caribbean	*	-30,5	–	–	-30,5	–	E1	84
	19,8	296	Caribbean	*	-11,7	–	–	-6,6	-4,9	E1	92
	19,8	294	Caribbean	*	-7,3	–	–	-1,3	-4,1	E1	100
	19,7	292	Caribbean	*	-7,3	–	–	-1,3	-4	E1	110
Sandwich (SAND)	-60	335,4	Scotia	*	-15,7	Sandwich Islands	8	17,9	-33,7	E3	33
	-58	336,2	Scotia	*	-24,4	Sandwich Islands	8	49	-72,8	E3	36
	-56	334,9	Scotia	*	-26,9	Sandwich Islands	8	39,4	-62,1	E3	40
	-55,1	333	Scotia	*	-20,8	Sandwich Islands	8	8,5	-28,8	E3	40
	-54,9	331	Scotia	*	-13,2	Sandwich Islands	8	-1,9	-10,1	E3	40
	-54,8	329	Scotia	*	-15,8	Sandwich Islands	8	-17	–	E1	40
Kermadec (KER)	-35	181,6	Australia	*	-53,7	–	–	-53,7	–	E2	95
	-33	182,2	Australia	*	-49	–	–	-49	–	E2	97
	-31	183,2	Australia	*	-49,8	–	–	-49,8	–	E2	99
	-29	183,9	Australia	*	-44,9	–	–	-44,9	–	E2	101
	-27	184,5	Australia	*	-39,4	–	–	-39,4	–	E2	103
Tonga (TONG)	-23	185,4	Australia	*	-47	Tonga Arc	9	-8	-39,2	E3	106
	-21	186,5	Australia	*	-40,4	Tonga Arc	9	40,4	-76	E3	107
	-19	187,2	Australia	*	-35,2	Tonga Arc	9	93	-106,9	E3	108
	-17	187,8	Australia	*	-35,2	Tonga Arc	9	93	-106,9	E3	108
	-15,5	187,7	Australia	*	-28	Tonga Arc	9	113,6	-142,1	E3	109
New Hebrides (NHEB)	-20	168,2	Pacific	*	56,6	New Hebrides Arc	10	101	-45,5	E3	45
	-18	167,4	Pacific	*	85,4	New Hebrides Arc	10	96,1	-3,3	E3	48
	-14	166,2	Pacific	*	90,6	New Hebrides Arc	10	105,1	-15,6	E3	60
	-12	165,7	Pacific	*	67,4	New Hebrides Arc	10	144,7	-75,2	E3	
New Britain (NBRIT)	-6,1	152	North Bismarck	C	-90,4	South Bismarck	11	19,5	-109,1	E3	31
	-7	150	North Bismarck	C	-94,4	South Bismarck	11	-17,5	-73,6	E3	31
	-7,3	148	North Bismarck	C	0	South Bismarck	11	-22	-16,6	E3	31

Table AIII.1: Absolute upper plate and trench motions, back-arc deformation style and rate and slab age of all oceanic subduction zones. For each segment, we give : the subduction name with its associated abbreviation, the geographic coordinates of the trench in the middle of the segment; latitude positive northward; longitude from 0 to 360°, the upper plate name, the reference used for its absolute motion estimate and its trench-normal component ($V_{up(n)}$), the associated "arc-block" name, the reference used for its absolute motion estimate and the normal-to-the-trench component of trench absolute motion ($V_{t(n)}$), the normal-to-the-trench component of back-arc deformation rate ($V_{d(n)}$) and the associated strain regime class (Df class), the age of the subducting lithosphere, estimated from Müller et al., 1997. Upper plate description references: [*] Gripp and Gordon, 2002, [A] Chamot-Rooke et al., 1997; [B] Heki et al., 1999; [C] Tregoning, 2002. "Arc-block" description references where such "arc-blocks" are individualized : [1] Chamot-Rooke et al., 2001; [2] Rangin et al., 1999; [3] Yu and Kuo, 1996 and Mazzoti, 1999; [4] Martinez et al., 2000; [5] Mazzoti et al., 2001; [6] Freymuller et al., 1993; [7] Klotz et al., 2001; [8] Vanneste et al., 2002; [9] Pelletier et al., 1998 and Zellmer et al., 2001; [10] Pelletier et al., 1998; [11] Tregoning et al., 1998 and 1999.

AIII.2. 4- Slab age:

The digital age grid of Müller et al. (1997) gives the age of the main world's ocean floor with a node interval of 6 arc-minutes. The age of each grid node is determined by linear interpolation between adjacent isochrons (given by magnetic anomalies) in the spreading direction. The resulting accuracy of the age grid has been calculated to be generally smaller than 1 My.

For most of the segments, slab age at the trench is estimated from this age grid, averaging the subducting plate age on the ten first kilometers from the trench, in a trench-normal direction. However, because of long time intervals without changes in the Earth's magnetic field (such as the Cretaceous Quiet Zone from 118 to 83 My), plate ages in several zones remain partly defined by the age grid. This lack of data is significant for our study: Cretaceous was the time of plate formation for most of the segments of the Western Pacific subduction zones (Tonga-Kermadec, Izu-Bonin-Mariana and Japan-Kuril). For these segments, slab age at the trench is manually extrapolated from the nearest magnetic anomaly. For the small basins that are subducted in the New Hebrides and New Britain zones, not included in the Müller et al. age grid (1997), ages are taken from Jolivet (1995).

AIII.3- Data analysis:

AIII.3.1- $V_{up(n)}$ or $V_{t(n)}$ dominant control on back-arc deformation style ?

The purpose of this section is to test whether or not one of the two boundary plate motions (V_{up} and V_t) exerts a dominant control on the observed strain regime. Figures AIII.8 and AIII.9, respectively, show the relations between the back-arc deformation style, as defined in AIII.2.3., and V_{up} trench-normal component ($V_{up(n)}$), and between this back-arc deformation style and trench-normal component of trench absolute motion ($V_{t(n)}$).

AIII.3. 1.1- Back-arc deformation style relation with $V_{up(n)}$ (Figure AIII.8):

If we exclude neutral subduction (class 0), 75% of oceanic subduction zones show a good correspondence between upper plate absolute motion with respect to the trench and the back-arc deformation style: retreating upper plates are preferentially associated with back-arc extension (class E1 to E3) and advancing ones with back-arc compression (class C1 to C3). The global trend indicates the most intense deformations occur for the fastest moving upper plates.

This correlation is strong, even if the upper plate deformation for 25% of subduction zones is inconsistent with the global trend. All the exceptions are more or less questionable cases. The most striking case of non-correlation is New Hebrides, which associates an active back-arc spreading in the North Fiji Basin with a fast advancing Pacific plate (nearly 100 mm.y^{-1}), but, the plate configuration in the New Hebrides region may be too complex to reliably pick a single major upper plate in the system (Pelletier et al., 1998). The Japan-Kuril subduction, with its strong back-arc compression (class C1 to C3) associated with upper plate retreat is also an exceptional case, but inconsistencies may come from uncertainties in the tectonic setting of Eastern Asia (Miyasaki et al., 2001) and from the upper plate retreat slowness (20 mm.y^{-1} at the most), which may reach the reference frame accuracy limits. Similarly, there are a few exceptions (Mexico, Cascadia, Nankai and Alaska) which imply

slow $V_{up(n)}$ (25 mm.y^{-1} at the most) and diffuse deformations (class E1 and C1) in a sense opposite to those globally followed.

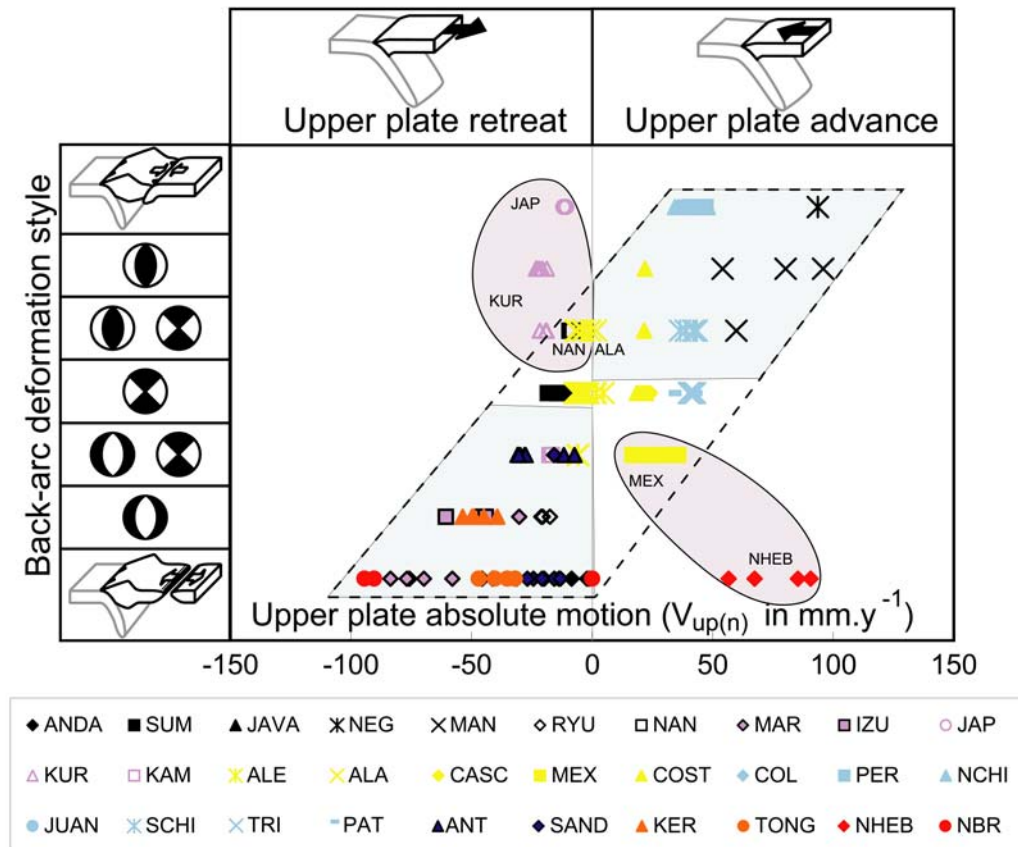


Figure AIII.8: Cross-plot of back-arc deformation style versus trench-normal component of upper plate absolute motion ($V_{up(n)}$). Blue area: subduction zones that have back-arc deformation style consistent with upper plate absolute motion (correspondence between back-arc extension and upper plate retreat and between back-arc compression and upper plate advance). Red Area: back-arc deformation style inconsistent with upper plate absolute motion. The dashed line delimits the global trend, that is increasing extension with increasing upper plate retreat and conversely for compression.

Even if 75% of subduction zones verify the global trend, the correlation is not perfect: some subduction zones are on the fringe of the tendency, showing low deformations for fast moving upper plates (e.g., Izu-Bonin, with a low extension (E2) associated with a fast Philippine Sea plate retreat of about 50 mm.y^{-1} , or the Manila-Negros subduction, with a low compression (C2) despite a nearly 90 mm.y^{-1} Philippine Sea plate advance) or, conversely, high deformations for slowly moving upper plates (e.g., Andaman, Scotia or Ryukyu subductions, where back-arc spreading is associated with upper plate retreat that reaches 20 mm.y^{-1} at the most). On a more local scale, the only lateral changes in upper plate absolute motion often fails to explain the back-arc strain regime variability that occurs along some plate boundaries. For example, the variations of extension observed along the Tonga-Kermadec plate boundary show an opposite than expected relation to lateral changes in Australian plate absolute motion, i.e., from Tonga to Kermadec extension intensity decreases from class E3 to class E1 while absolute motion of the Australian plate retreat shows a

gradual increase from 30 to 50 mm.y^{-1} . Additional influences should thus certainly act with $V_{\text{up}(n)}$ to account for the overall deformation variability.

AIII.3.1.2- Back-arc deformation style relation with $V_{t(n)}$ (Figure AIII.9):

No clear relation appears between trench motion and back-arc deformation mode (Figure AIII.9-a): back-arc extension and compression occur equally for trench retreat or advance. Likewise, no preferential trench-relative direction is identified: there are almost as many retreating trenches (52%) as advancing ones (48%).

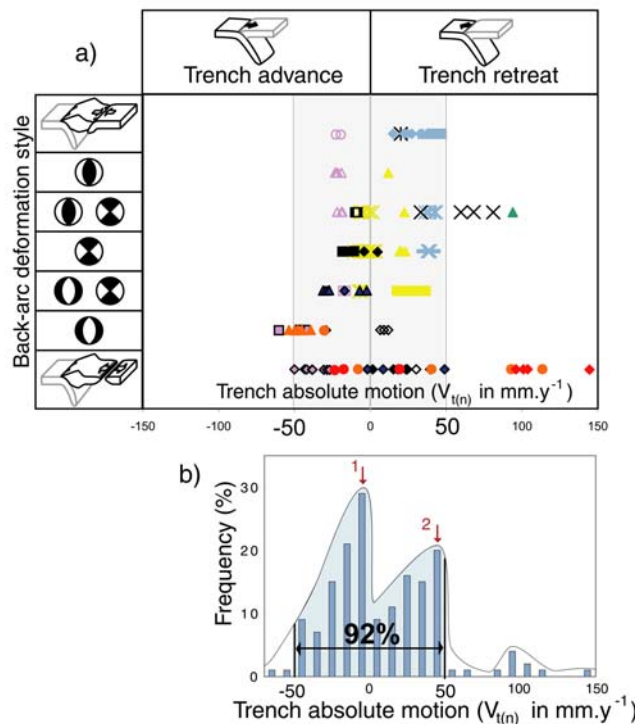


Figure AIII.9: a) Cross-plot of back-arc deformation style versus normal-to-the-trench component of trench absolute motion ($V_{t(n)}$). See Figure AIII.8 and Table AIII.1 for subduction zone symbols and abbreviations. b) $V_{t(n)}$ frequency diagram. 92% of the trenches get $V_{t(n)}$ limited to $\pm 50 \text{ mm.y}^{-1}$. Two main populations are identified: population (1) which is more or less centered on the 0 value and population (2) which exhibits significant trench retreat.

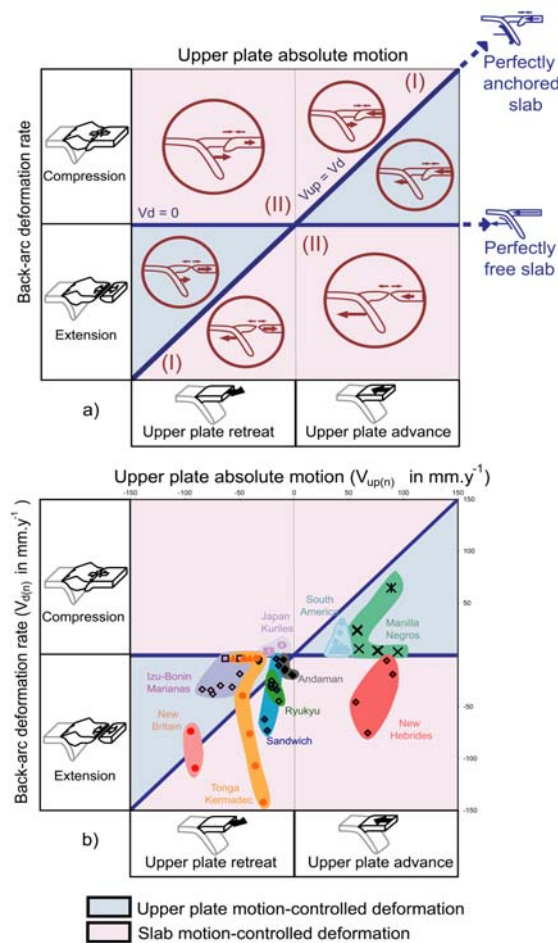
The frequency diagram of $V_{t(n)}$, which shows a majority of trench migrations more or less centered on the 0 value (population 1, Figure AIII.9-b), is consistent with an anchoring effect. However, the large number of subduction zones with significant trench retreat (population 2, Figure AIII.9-b), attests to the influence of a secondary driving mechanism that favors trench rollback. In any case, the most striking feature of the histogram is the limitation, for 92% of the trenches, of $V_{t(n)}$ to $\pm 50 \text{ mm.y}^{-1}$. The few exceptions occur mainly for seaward trench migration and concern segments from subduction zones associated with back-arc spreading (Tonga and New Hebrides) and from the Manila-Negros subduction.

AIII.3. 2. Quantitative examination of the $V_{\text{up}(n)}$ influence (Figure AIII.10):

From AIII.3.1., we conclude that upper plate absolute motion appears to exert a dominant control on back-arc deformation, relative to the influence of trench absolute motion. Resistance to slab migration is thus needed to more or less inhibit the trench from following

upper plate motion and to explain the observed deformation. Theoretically, anchoring, but also slab pull and mantle flow induced forces are likely to provide such resistance. Their respective effects cannot be directly determined, but a quantitative examination of the $V_{up(n)}$ influence may provide some information.

As seen in AIII.1.2, the anchoring-force (see Figure AIII.3) results from a passive and viscous mantle resistance to slab migration, making upper plate absolute motion the major cause of back-arc deformation. As a consequence, a single anchoring effect implies that for a given upper plate absolute motion, the back-arc deformation rate is a function of the anchoring-force efficiency – i.e., the more efficient this force is, the higher $V_{d(n)}$ should be – and that back-arc deformation rates cannot exceed the $V_{up(n)}$ value. For fully efficient anchoring-force, the slab is perfectly anchored and $V_{d(n)}$ reaches the $V_{up(n)}$ limit value. Conversely, for totally inefficient anchoring-force (“perfectly free slabs”), the slab strictly follows the upper plate motion and no back-arc deformation occurs.



FigAIII.10: Quantitative examination of the upper plate absolute motion effect. a) Theoretical slab/trench behavior as a function of subduction position in $V_d(n)/V_{up(n)}$ space. Subduction zones position with respect to two reference lines, the “perfectly anchored slab” line ($V_d(n) = V_{up(n)}$) and the “perfectly free slab” line ($V_d(n) = 0$), is analyzed in $V_d(n)$ versus $V_{up(n)}$ cross-plot. The reference lines delimit the subduction zones that have “upper plate motion-controlled deformation” (slab/trench more or less follows the upper plate absolute motion) from those that get “slab motion-controlled deformation” (slab/trench has its own motion, at least partly independent of upper plate absolute motion). Slab/trench independent motion can generate (I) excess of deformation relative to rate allowed by a single $V_{up(n)}$ influence or (II) deformation style opposite to those expected with the direction of upper plate absolute motion relatively to the trench. b) Cross-plot of trench-normal component of back-arc deformation rate ($V_d(n)$) versus trench-normal component of upper plate absolute motion ($V_{up(n)}$). See Figure AIII.8 for symbols.

As Otsuki did in 1989, these two end-member cases (“perfectly free slabs” and “perfectly anchored slabs”) can be used as references to test, in a cross-plot of $V_{up(n)}$ versus $V_{d(n)}$ (Figure AIII.10), whether a single anchoring-force influence can account for all the observed deformations or if additional mechanisms are needed. The position of all subduction zones is analyzed relative to the two corresponding reference lines, i.e., “perfectly anchored slabs” line ($V_{d(n)} = V_{up(n)}$) and “perfectly free slabs” line ($V_{d(n)} = 0$), which delimit two main fields (Figure AIII.10-a). Between the lines is the “upper plate motion-controlled deformation field”, where back-arc deformation could be explained by a global resistive force, i.e., a combination of anchoring, slab pull and mantle flow induced forces that inhibits the slab from following upper plate motion. The total resistance increases from the “perfectly free slabs” line toward the “perfectly anchored slabs” line.

Outside the lines is the “slab motion-controlled deformation field”, for which $V_{up(n)}$ can not account for all the observed deformation; either there is an excess of deformation relative to the maximum rate allowed by the anchoring effect ($V_{d(n)} > V_{up(n)}$), or the back-arc deformation style is opposite to that predicted by $V_{up(n)}$. A mechanism in addition to a single passive anchoring effect must act on slabs to explain the observed $V_{d(n)}$: slabs migrate at least partly independently from the upper plate motion, indicating that another force is active, i.e., slab pull and/or mantle flow associated forces.

Figure AIII.10-b shows the cross-plot of $V_{up(n)}$ versus $V_{d(n)}$ for all subductions of well-characterized back-arc deformation (a total of 80 segments including class E3 and E2 for extension and class C3 and C2 for compression, for which accurate back-arc deformation rates data are available).

Almost 60% of the analyzed segments fall inside the “upper plate motion-controlled deformation field”. This is mostly verified for 4/5 of the subduction zones associated with back-arc compression, whereas it includes only half of the segments associated with back-arc extension. “Perfectly anchored slabs” are rarely observed, whereas almost 45% of the “upper plate motion-controlled deformation field” subductions are located near the “perfectly free slabs” line. We observe that a number of those “perfectly free slabs” associate low back-arc deformation rates with fast moving upper plates (e.g., Manila, Izu-Bonin, Kermadec).

The remaining 40%, which are mostly represented by segments of back-arc spreading associated subductions (all these subductions are represented except for Mariana), get “slab motion-controlled deformation”. Most of them, including Tonga, Sandwich, Ryukyu, but also Andaman and New Britain, to a lesser extent, exhibit “excess deformation” with respect to the “available” upper plate velocity. These subductions are not undergoing excess deformation along their entire length: instead, along strike they change from the “upper plate-controlled deformation field” to cross over the “perfectly anchored slabs” line somewhere along their lengths. As seen in AIII.3.1.1, the New Hebrides and Japan-Kuril subductions have deformation opposite that predicted by the global trend between strain regime and upper plate absolute motion.

AIII.3.3- $V_{t(n)}$ and slab age relation: slab pull effect on trench motion?

We have seen above that there are as many retreating trenches as advancing ones. This observation opens to question the validity of the assumption that attributes trench motion to slab pull. However, we have also seen that 40% of the studied cases fall into the “slab motion-controlled deformation” field. By definition, the upper plate motion cannot explain such back-arc deformations, implying the existence, at least in these particular subduction zones, of an additional driving mechanism for both back-arc deformation and trench motion. The “slab rollback model”, which assumes that the older and colder a slab is, the harder it should pull down on the hinge and the faster it should rollback, is one of the most widely diffused ideas in

the geological literature. The efficiency of such a spontaneous rollback is easily testable from our data.

Figure AIII.11 shows a cross-plot of $V_{t(n)}$ versus slab age for the 159 sampled segments. No correlation of increasing trench rollback with increasing slab age is clear among current subduction zones. In fact, the apparent trend is for faster rollback with younger slabs, i.e., the opposite of the trend predicted by the theoretical rule. As a consequence, most of the subduction zones associated with the oldest slabs have advancing trenches instead of the fast rollback that slab pull influence predicts.

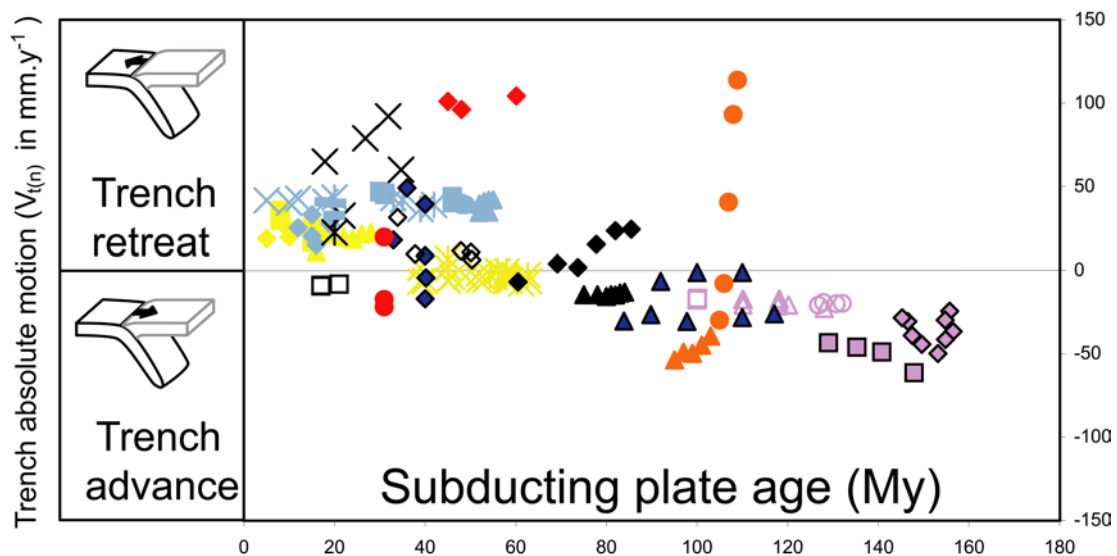


Figure AIII.11: Cross-plot of trench-normal component of trench absolute motion ($V_{t(n)}$) versus slab age. See Figure AIII.8 for symbols.

AIII.4- Discussion:

Among the two boundary plate motions imposed on arc/back-arc systems (V_{up} and V_t), upper plate absolute motion appears to exert a dominant control on back-arc deformation, relative to trench absolute motion influence. The observed correlation (Figure AIII.8) is in good agreement with many earlier observations (e.g., Hyndman et al, 1972; Chase, 1978; Jarrard, 1986). Statistical analysis by Jarrard (1986), which has previously shown that among a set of 26 parameters, upper plate absolute motion is the best single predictor of back-arc deformation style, confirms V_{up} as a first order parameter in the control of back-arc strain regime.

To explain the observed deformations, resistance to slab migration is needed to more or less inhibit the trench from following upper plate motion. Anchoring, but also slab pull and mantle flow-induced forces are likely to provide such resistance. However, the observed correlation implies a dominant upper plate motion-induced resistance that is an anchoring effect (see Figure AIII.3), even if slab pull and mantle flow influences can not rigorously be eliminated. The importance of this anchoring force in subduction dynamics has been emphasized by Sholz and Campos (1995) who have estimated it for 29 circum-pacific subduction zones and found that it successfully predicts most of back-arc spreading occurrence (80%).

However, the fact that trenches are not statistically stationary – many advancing and retreating trenches have been recognized in this study and in earlier ones (e.g., Carlson and

Melia, 1984; Jarrard, 1986; Garfunkel et al., 1986; Carlson and Mortiera-Gutierrez, 1990) - can not easily be reconciled with the idea of slabs perfectly anchored in their surrounding mantle. We must be aware from Figure AIII.8 that perfect anchoring is rarely observed. This feature poses the problem of the anchoring force efficiency, for which a global approximation may be given by the general $V_{t(n)}$ limitation to $\pm 50 \text{ mm.y}^{-1}$ (Figure AIII.9), indicating that, at best, slabs are only partly anchored.

The low magnitude of the anchoring force is particularly indicated by the large number of subduction zones that have almost “perfectly free slabs”, and especially by those that associate low back-arc deformation rates with fast moving upper plates – e.g., Izu-Bonin, Manila, Kermadec (Figure AIII.10-b) -, implying that trenches are often driven solely by the upper plate motion. It thus seems that the anchoring-force may sometimes be insufficient to counteract the efficiency of the upper plate-trench coupling. As suggested by Carlson and Mortera-Gutiérrez (1990) in order to explain the Izu-Bonin-Mariana trench advance, we think that upper plate motion generates an excess of pressure on the plate interface and possibly in the asthenospheric wedge overlying the slab. Such pressure would act along the top surface of the slab, making the trench interdependent from the upper plate, which would then tend to drive the subduction hinge and generating slab dip change and/or forward/backward migration (Figure AIII.3).

Despite the global control of upper plate absolute motion on back-arc deformation style, “slab motion-controlled” deformations exist. All the subduction zones associated with back-arc spreading are concerned except for the Marianas, whereas “upper plate motion-control” is sufficient to explain most of compressive back-arc deformations. A mechanism in addition to a single anchoring effect – i.e., slab pull or mantle flows - is thus needed to explain deformation rates and trench rollback observed in back-arc spreading associated-subductions. Evidence of a secondary driving mechanism which favors trench rollback is supported by the $V_{t(n)}$ distribution (Figure AIII.9-b).

There are two reasons for ruling out the idea of a spontaneous trench rollback related to slab pull: (1) there are as many advancing trenches as retreating ones, despite the intrinsic negative buoyancy of the slab; (2) slab age is not, or is even slightly inversely, correlated with trench retreat. Moreover, back-arc spreading associated subduction zones show a very wide range of slab age, from almost 30 My (New Britain) to 110 My (Tonga), that makes it very difficult for the “slab motion-controlled” trench retreat observed for such subductions to be explained by a slab pull influence. Such observations agree with Jarrard’s (1986) earlier results. The global slab age-dependent trench rollback observed by Garfunkel et al. (1986) may be explained by a combination of various errors, including their back-arc deformation rates (for example, only 30 mm.y^{-1} for the Lau basin opening rate) and ocean floor age data, or else introduced by the absolute reference frame (Minster and Jordan, 1978) they used, which is less accurate than HS3-NUVEL1A (e.g., Eurasian plate has opposite absolute motion relative to the Kuril trench). Too much data averaging may also have introduced some errors (only 19 segments are taken into account).

The latter observations disprove the existence of an age-dependent slab rollback and suggest a globally minor slab pull effect on trench motions with respect to the other applied forces, including the pressure force generated on slabs by upper plate motion, the anchoring force, and dynamic local or regional asthenospheric flow. Even under the most favorable conditions for slab pull to affect trench motions – i.e., almost fixed upper plates associated with old slabs -, several subduction zones such as Japan ($V_{up(n)} = 20 \text{ mm.y}^{-1}$, slab age = 130 My) or Java ($V_{up(n)} = 15 \text{ mm.y}^{-1}$, slab age = 80 My), do not show any evidence of “slab motion-controlled” back-arc extension: the Japan back-arc is under compression, and Java

exhibits a neutral strain regime; both trenches are advancing and more or less follow upper plate motion. The Japan and Sumatra cases may thus attest to spontaneous rollback velocities less than the $15\text{-}20\text{ mm.y}^{-1}$ of the associated upper plates.

To explain back-arc spreading with a dominant “slab motion-controlled” mechanism which is not derived from a slab pull effect, we suggest dynamic asthenospheric flow acting preferentially on one side of the slab. In contrast to the anchoring effect which only allows a passive resistance of the viscous asthenosphere to the V_{up} limited slab motion, active mantle flow should permit back-arc deformation rates to exceed V_{up} values.

On the basis of various geological and geophysical observations, several authors have advocated a global westward drift of the lithosphere relative to the asthenosphere (Bostrom, 1971; Uyeda and Kanamori, 1979; Ricard et al., 1991; Doglioni, 1993), which might imply the existence of a global relative eastward mantle flow (Nelson and Temple, 1972). The real causes of this phenomenon are not yet fully understood: deceleration of the Earth’s rotation, polar wander, tidal drag or consequence of lateral mantle viscosity variations? In any case, if such a global flow exists, it is likely to push slabs in the eastward direction, and would add its effect to the slab anchoring force to favor extension in westward directed subduction zones and compression in eastward directed ones. However, even if there is effectively a quite good correspondence between subduction direction and back-arc deformation style, a global eastward mantle flow influence remains incompatible with motions and deformations at several subduction zones (e.g., the eastward directed and compressive Japan-Kuriles subduction, or the eastward directed and extensional Andaman and New Hebrides subduction zones and their westward directed trench rollback). Such inconsistencies imply mantle flows that locally enhance the single anchoring effect rather than for a global flow influence.

In fact, the existence of local mantle flow (see Figure AIII.6) has been recognized for Tonga (Smith et al., 2001; Turner and Hawkesworth, 1998) and the Sandwich subduction zones (Russo and Silver, 1994; Pearce et al., 2001; Shemenda, 1994) on the basis of seismological (seismic velocity anisotropy measurements used to estimate mantle flow direction) and geochemical means that allow the affinities of a sub-lithospheric mantle at a particular time and place to be assessed. On the basis of other observations, mantle influences have also been proposed for the New Hebrides (Lagabrielle et al., 1997) and Ryukyu subduction zones (Kubo and Fukuyama, 2003).

Such mantle flows would result from asthenospheric mantle escape, forced out from the diminishing space between converging slabs, favoring material transfer from a shrinking mantle reservoir to an expanding one. It is, for example, well recognized that the subduction zones on the two sides of the Pacific Ocean are globally getting closer to each other (Garfunkel, 1975; Alvarez, 1982; Garfunkel et al., 1986; Lallemand, 1998), implying a shrinking Pacific reservoir from where mantle would tend to escape (note that the idea of a shrinking Pacific do not necessarily implies the general rollback of Pacific margins argued by Garfunkel et al., 1986: roughly, we rather observe, for the last 5-6 My, eastern margins that are retreating faster than western’s advance). The Sandwich, Tonga, New Hebrides and New Britain subduction zones are thus likely to be influenced by Pacific mantle reservoir extrusions (Figure AIII.6). Comparable mechanisms can be invoked for the mantle that underlies the Tibetan region (Tamaki, 1995; Flower et al., 2001). As a consequence of Tethyan closure, this mantle is extruded and thus could be responsible for the westward and southward migration of the Andaman and Ryukyu slabs and associated back-arc openings (Figure AIII.6).

Mantle escape would be facilitated and preferentially localized in the vicinity of slab leading edges or tears, where lateral mantle flows around the barriers represented by slabs are

allowed (Figure AIII.6). Consequences of such mantle flow localization would be to induce slab rollback near the slab leading edge, generating asymmetrical back-arc extension (Schellart et al., 2002), with decreasing opening rate from one side of the arc (above the slab leading edge) to the other. Three of the six subduction zones that have back-arc deformation rates and trench motions compatible with mantle flow influence (i.e., Tonga, Ryukyu, and New Hebrides) have been described to be natural examples of asymmetrical back-arc extension (Schellart et al., 2002), with recognized slab leading edge influence. The southern leading edge of the South American subduction seems to be involved in the Sandwich back-arc basin development (Russo and Silver, 1994). To a lesser extent, the Kuril arc undergoes active extension in the north near the tear that cut through the Pacific plate and active compression in the south far from the tear (Yogodzinski et al., 2001).

AIII.6- Conclusions :

We have illustrated in this study the combined effect of upper plate absolute motion and local and/or regional asthenospheric flow to control tectonic stress in the arc/back-arc system. The so-called anchoring-force, aimed to resist slab migration, could be effective but is almost never fully efficient. The age-dependent slab pull force contributes either slightly or not at all to trench retreat that could explain back-arc extension. The magnitude of the slab pull force is certainly the most easy to estimate because slab mean densities and ages are roughly known for most areas. The other forces acting on slabs like the anchoring force, the pressure transmitted from upper plate motion, or the asthenospheric flow forces are much more difficult to estimate, because they depend on the viscosity of the mantle surrounding the slabs which is very poorly constrained. We thus hope to constrain these forces by examining their effect on the upper plate tectonic stress and deformation rates. We already know from this study that their effect is larger than those generated from the bending moment of the slab pull.

Acknowledgements:

We warmly thank D. Boutelier, S. Dominguez, E. Calais, Y. Font and J.-Y. Royer for their help and advice in data extraction, and K. Otsuki, R. M. Russo and S. King for their careful and useful comments in review that helped improve the manuscript.

Annexe IV: On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion and crustal nature in subduction zones

Geochemistry, Geophysics, Geosystems 6 (2005), doi:10.1029/2005GC000917

Arnauld Heuret & Serge Lallemand

Laboratoire de Dynamique de la Lithosphere
ISTEEM - CNRS - Université Montpellier 2
34095 Montpellier cedex 5, France

David Boutelier

Dept. of Geology, University of Toronto
22 Russel street
Toronto, Ontario M5S 3B1, Canada

Abstract:

Statistical analysis of modern oceanic subduction zone parameters, such as the age of downgoing plate or the absolute plate motions, is performed in order to investigate which parameter controls the dip of a slab, and conversely, what is the influence of slab geometry on upper plate behaviour. For that purpose, parameters have been determined from global databases, along 159 transects from all subduction zones that are not perturbed by nearby collision or ridge/plateau/seamount subduction. On the basis of tomographic images, slabs that penetrate through, or lie on the 670 km discontinuity, are also identified. The results of the statistical analysis are : (1) back-arc stress correlates with slab dip, i.e., back-arc spreading is observed for deep dips (deeper than 125 km) larger than 50° whereas back-arc shortening occurs only for deep dips less than 30° ; (2) slab dip correlates with absolute motion of overriding plate. The correlation is even better when the slab lies on, or even more penetrates through, the 670 km discontinuity ; (3) slabs dip more steeply, by about 20° on average, beneath oceanic overriding plates than beneath continental ones ; (4) slabs dip more steeply on average by about 10° near edges ; (5) slab dip does not correlate with the magnitude of slab pull, the age of subducting lithosphere at the trench, the thermal regime of the subducting lithosphere, the convergence rate or the subduction polarity (east versus west). The present study provides evidences that the upper plate absolute motion plays an important role on slab dip, as well as on upper plate strain. Retreating overriding plates are often oceanic ones and thus may partially explain the steeper slab dips beneath oceanic upper plates. One can infer that low slab dips correlate well with compression in continental advancing upper plates, whereas steep dips are often associated with extension in oceanic retreating upper plates. Excess weight of old slabs is often counterbalanced by other forces, probably asthenospheric in origin such as lateral mantle flow near slab edges or anchor forces, to determine slab dip.

Corresponding author: lallemand@dstu.univ-montp2.fr

Keywords: slab dip, subduction dynamics.

Introduction

Upper plate strain is known to have some relation with slab dip. Low-angle subduction is thought to greatly facilitate the transmission of compressive stress to the overriding plate through increased contact area between the plates (e.g., Barazangi & Isacks, 1976; Jordan et al., 1983). Ruff & Kanamori (1980) noticed that strain regime is positively correlated with shallow dip and inversely correlated with deep dip. On the other hand, Jarrard (1986) concluded from a statistical analysis of data available at that time that strain class was probably determined by a linear combination of convergence rate, slab age and shallow slab dip. Regarding the control of slab dips, Hager and O'Connell (1978) suggested that mantle flow can explain most slab dip angles by lateral pressure on the slab.

A preliminary study performed 5 years ago by one of the co-authors: David Boutelier revealed that any active back-arc shortening was associated with slab dips at depths of more than 100 km, shallower than 50° , and conversely, any active back-arc spreading was associated with deep slab dips steeper than 50° (Figure AIV.1). This work was done using a limited but representative set of transects. Such first-order observations apparently questioned some of the former conclusions. We thus suspect some relation between slab dip and upper plate strain regime, but (1) is the relation simply linear between the two characteristics? ; or does it involve other parameters? ; (2) if such relation exists between slab geometry and upper plate strain, which one is the controlling parameter?

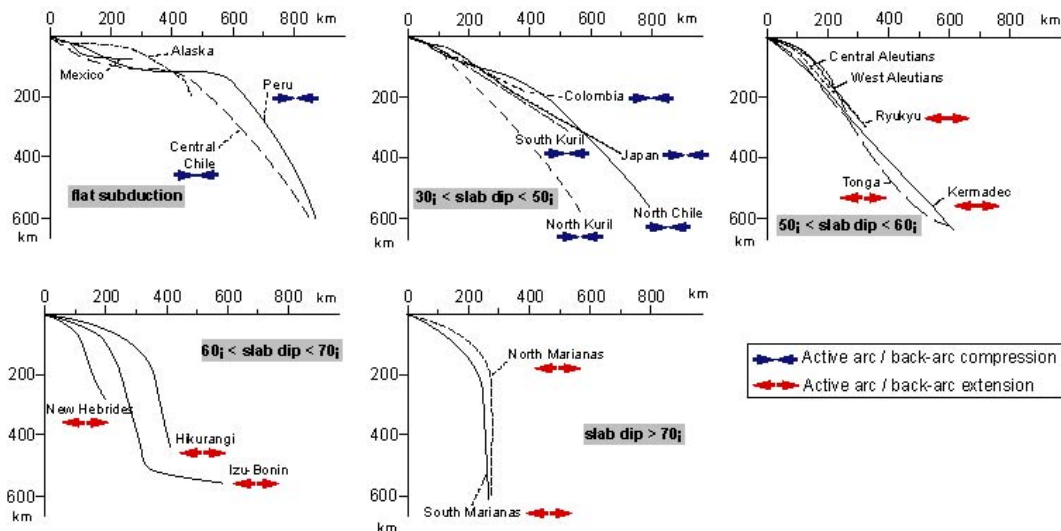


Figure AIV.1: Major Pacific slab geometries classified by groups of deep slab dips except the first group which concerns flat subductions with variable deep slab dips : 30° to 50° , 50° to 60° , 60° to 70° , steeper than 70° . Active arc/back-arc compression is observed for slabs dips lower than 50° whereas active arc/back-arc extension occurs only for slabs dips steeper than 50° .

On the other hand, many authors consider that the slab dip is mainly influenced by the slab pull, e.g., Chilean-type versus Mariana-type (Uyeda and Kanamori, 1979). Such a correlation is indeed verified along some subduction zones like South Chile or Nankai (young subducting plates and low-angle subduction) or Mariana (old subducting lithosphere and steep-angle subduction). Furthermore, based on the observation of a westward drift of the lithosphere with respect to the underlying asthenosphere, Doglioni et al. (1999) have suggested that W-dipping slabs should be steeper than E-dipping ones, because of the pressure exerted by mantle flow on the slabs. Unfortunately, both theories suffer from well-

known counter-examples like the old Pacific plate subducting at a very-low angle beneath Northeast Japan or the young Atlantic lithosphere subducting at a very steep angle beneath Sandwich Islands. Conrad et al. (2004) concluded that subduction zone tectonics do affect plate-driving forces – such as slab pull. In this paper, we reassess the relation between slab dip, slab pull, plate velocities and the tectonic regime of the subduction, and challenge previous models.

Our approach may be biased by the fact that we only examine present-day observations of subduction zones, which is obviously a limitation. Unfortunately, we can not avoid this limitation as any reconstruction of slab dip through time is very speculative and cannot be used for robust conclusions. Based on numerical and analogical experiments, we are fully aware that slab dips evolve through time at rates comparable to, or even larger than, those of plates motions. Bearing this limitation in mind, we explore the spectrum of present-day subduction zones and try to better constrain the processes in action.

1 – General context

Regarding the main forces that influence both the plates kinematics and deformation in a subduction zone (Figure IV.2), we identify : the slab pull force defined as the mass excess of the slab relative to the surrounding mantle, the viscous resistance of the mantle during the sinking of the slab as well as the forward or rearward motion of the slab (anchor force), the viscous shear force during slab penetration, the coupling between the plates along the interplate zone which includes both the interplate friction and pressure, and the bending / unbending of the slab. Other sources of stress – difficult to estimate - are also acting such as : the regional mantle flow or the corner flow. The combination of these forces generates stresses in both the subducting and the overriding plates. In this paper, we will focus on those expressed in the upper plate because we have direct access to the deformation rates, through GPS measurements. This does not mean that the deformation within the subducting plate can be neglected. For example, regarding the poor correlation between estimated slab pull and plate kinematics (Conrad and Lithgow-Bertollini, 2002), Conrad et al. (2004) concluded that a number of slabs may be considered as detached from the subducting plate, due to strong intraplate deformation.

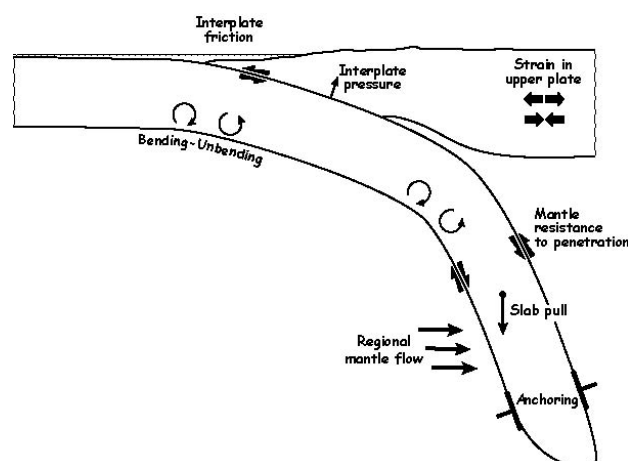


Figure AIV.2: Major forces acting in a subduction zone.

AIV.2 – Data set

In 1986, Jarrard's statistical analysis of subduction zones was based on 26 parameters averaged over 39 segments of roughly constant subduction conditions. Since this earlier exhaustive study, there has been a general improvement of available data, both in accuracy and in the homogeneity of sources, with the advent of global datasets like the Engdahl et al. (1998) relocated hypocenter catalogue (EHB98) or the digital ocean floor age grid of Müller et al. (1997). Moreover, new constraints on slabs geometries, especially in their deeper parts, are provided by the recent development of seismic tomography. All of these improvements allow a new examination of slab dips statistical features.

The present statistical study is based on a selection of 159 « non-perturbed oceanic subduction » transects among the 245 we have compiled checking about 50 parameters. We define « non-perturbed oceanic subduction » any subduction of an oceanic plate beneath another plate (continental or oceanic) far from any collision zone, ridge or plateau subduction (in green and pink on Figure AIV.3). A collision zone means that a continental plate subducts beneath another plate. Such a geodynamic setting as well as ridge or plateau subduction is often accompanied by upper plate compression in the vicinity of the collision and extension or extrusion on the sides. The study of such regional effects needs special attention and are clearly beyond the scope of the present paper. We have used a sampling step of about 220 km of trench to extract the transects which represent nearly 36,000 kilometres of trenches. This uniform and systematic sampling has been chosen to better account for the lateral variations along apparent homogeneous subduction segments.

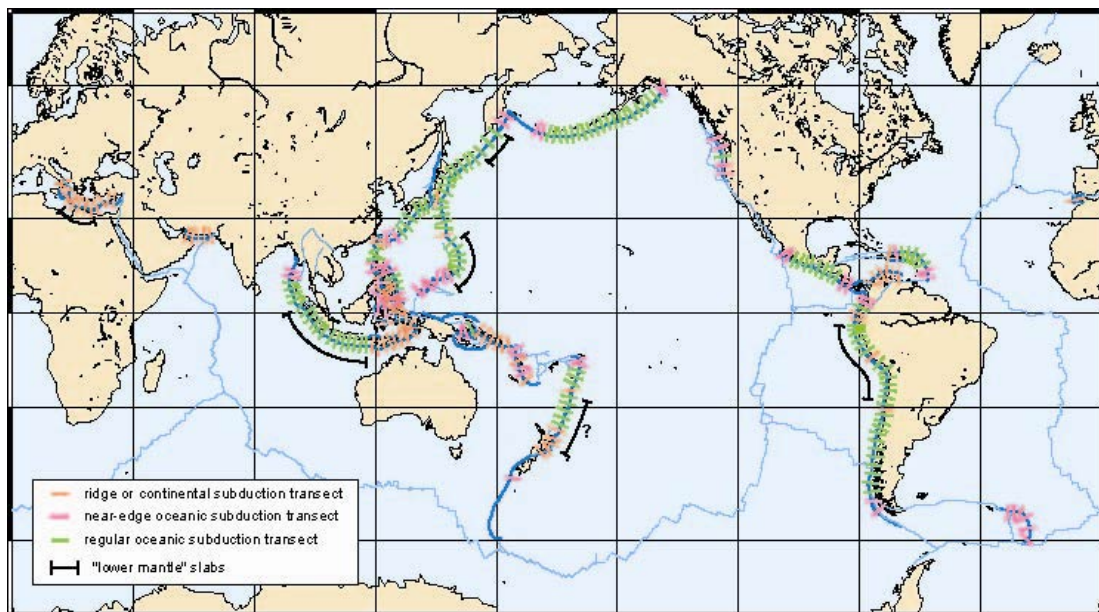


Figure AIV.3: Location of the 245 transects over all subduction zones. Those in orange are not used in the present study because they are close to collision zones, ridge or plateau subduction. The remaining 159 transects are divided into 114 regular ones in green and 45 near-slab edges transects in pink. Thick black lines outline regions where slabs penetrate into the lower mantle based on tomography.

We then identified three groups within this set (groups that could overlap ; see Figure AIV.3) : (1) 114 « regular » in green ; (2) 45 « near-edge » in pink when a transect is located within 400 km from the termination of a slab and (3) 39 transects for which the slab penetrate into the lower mantle according to available tomographic images (hereafter called « lower

mantle slabs »). These 39 transects include all continuous slabs with maximum depths exceeding 670 km, whether these are straight or curved near the mantle discontinuity.

In this study, we will discuss ten basic parameters and six combinations of parameters which appear to be relevant to slab dip (Figure AIV.4; Table AIV.1).

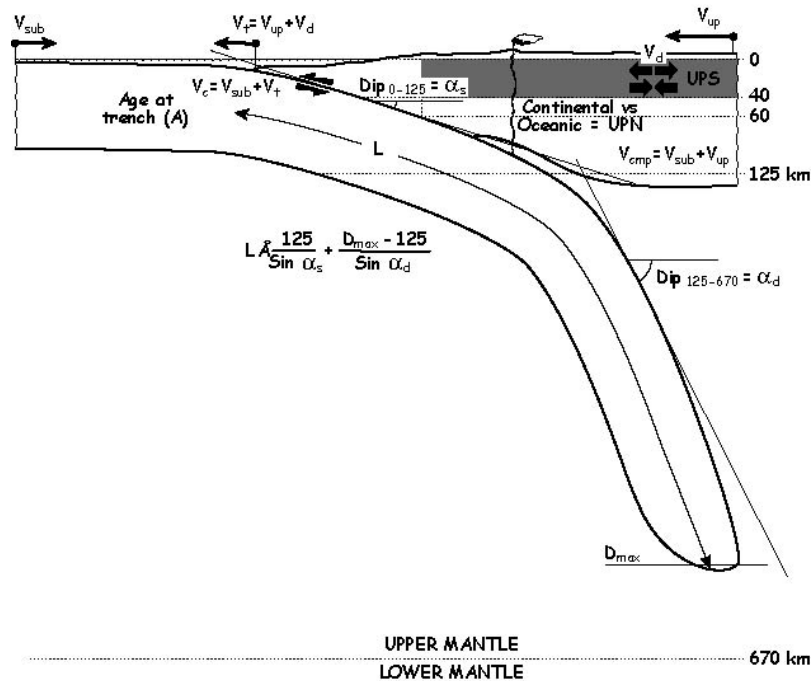


Figure AIV.4: Schematic representation of the parameters used in this study. Absolute velocities of the subducting plate V_{sub} , of the trench/arc system V_t and of the upper plate V_{up} are positive trenchward. The deformation rate in the back-arc region V_d is positive for spreading and negative for shortening. Maximum depth of the slab D_{max} is based on tomography and not seismicity. L is the slab length estimated from its maximum depth and mean dip. UPS = upper plate strain ; UPN = upper plate nature. The grey pattern within the overriding plate is the sampling area for earthquakes which focal mechanisms are used for determining UPS class from E3 (active extension) to C3 (active compression).

The geometry of the subducting plate is parameterized according to slab dip, maximum depth and length. Typically, slab dip increases gradually from the trench to a depth of 80-150 km. Beneath this depth, it remains almost constant down to the limit between upper and lower mantle where it may be deflected. After a careful examination of slab geometries, we have observed that the major change in dip occurs around 125 km depth. In order to minimize the subjective bias induced by the changes in slab dip, we have defined a mean shallow dip between 0 and 125 km called α_s and a mean deep dip for depths greater than 125 km called α_d . For most subduction zones, a “best fit” of the upper surface of the slabs can be made using the distribution of earthquake’s hypocenters. Trench-normal cross-sections of the seismicity were plotted for each 220 km of trench, using the EHB98 catalogue. Dips were measured using Benioff zones only for the ones (85%) that exhibit a sufficiently well defined upper boundary. Uncertainties have been estimated to about $\pm 2.5^\circ$ for 2/3 of the cross-sections, and $\pm 5^\circ$ for the others. Concerning the remaining 15% of poorly defined slab geometries, we have used local seismicity studies in order to estimate α_s . This concerns low seismicity subduction zones like Manila (Bautista et al., 2001), Nankai (Xu and Kono, 2002), Yap (Fujiwara et al., 2000), Cascades (Parsons et al., 1998), Mexico (Pardo and Suárez, 1995), and Puysegur (Eberhart-Phillips and Reyners, 2001). Tomographic data (see Table

AIV.1 for references) were used to estimate α_d when deep parts of slabs are aseismic. In this case, the uncertainty is about $\pm 5^\circ$.

Maximum slab depths D_{\max} have also been measured based on published tomographic profiles. It is clear that the degree of confidence varies from one study to another. For each subduction zone, we have thus chosen the most recent references and interpretations (listed in Table AIV.1). A majority of profiles and interpretations come from Fukao et al. (2001) in which different wave models are objectively compared for each profile, and from Bijwaard (1999) which covers a wide range of subduction zones.

Slab length L is calculated from α_s , α_d and D_{\max} (see Figure AIV.4). The length does not comprise the slab segments that lie on top of, or pass through, the 670 km discontinuity.

We have estimated the age of slab A from the digital grid of Müller et al. (1997) averaging the subducting plate age on the first 10 km normal from trench (see Heuret and Lallemand, 2005 for details). We consider that the error obtained for the slab age, using the approximation of age at trench is not worse than estimating the age of slab from reconstructions, because we were often confronted with various paleoreconstructions depending on authors.

The upper plate strain (UPS) is determined from focal mechanisms of earthquakes occurring at depths less than 40 km within the upper plate far from the subduction interface (grey area on Figure AIV.4, see also Heuret and Lallemand, 2005 for details). Like Jarrard (1986), we distinguish seven strain classes from highly extensional (E3 = active back-arc spreading) to highly compressional (C3 = active back-arc thrusting).

We distinguish two groups of overriding plates depending on their crustal nature (upper plate nature = UPN), either continental or oceanic and two groups of slabs, as said above, depending whether we are far from slab edges or not (see above). We also used tomographic images (see Table AIV.2) to determine that 25% of slabs penetrate into the lower mantle (> 670), 27% lie on top of the 670 km discontinuity ($= 670$) and 48% do not reach the discontinuity (< 670).

We also cross-correlate slab dip and plates motions. We distinguish 3 absolute velocities using HS3-NUVEL1A kinematic model of Gripp and Gordon (2002) : V_{sub} for the subducting plate, V_{up} for the main upper plate and V_t for the trench/arc, making the assumption that growth or consumption of the active margin front is negligible. By using this hotspot reference frame, we assume that there is no net drift of the hotspots during the last 5.7 Ma. We also consider that the motions of the lower mantle are far less than those of the upper mantle because of the higher viscosity. All absolute velocities are defined as positive trenchwards. We call V_c the relative convergence between plates by summing V_{sub} and V_t , and those between the major plates V_{cmp} by summing V_{sub} and V_{up} (see Figure AIV.4). We thus calculate the effective convergence V_c at trench as well as the convergence between major plates V_{cmp} . In this study, we only use the normal component of the velocities : V_{subn} , V_{upn} , V_{tn} , V_{cn} and V_{cmpn} .

Name	Lat.	Lon.	Az	α_s	α_d	D_{max}	Reference	L	V_{en}	V_{cmpn}	V_{upn}	V_{tn}	V_{subn}	V_{zn}	A	φ	F_{sp}	UPN	Slab edge	UPS
	(°N)	(°E)	(°)	(°)	(°)	(km)		(km)	(mm.a ⁻¹)						(Ma)	(km)	(10 ¹² N.m ⁻¹)			
<i>ANDA6</i>	14	92,1	112	50	70	600	Replumaz et al (2004)	669	4	-20	-20	24	-22	3	86	269	20	c	y	E3
<i>ANDA5</i>	12	91,6	101	40	70	600	Replumaz et al (2004)	700	7	-13	-1	24	-12	6	82	478	21	c	y	E3
<i>ANDA4</i>	10	91,4	97	37	70	600	Replumaz et al (2004)	713	9	-10	-2	15	-7	8	78	602	21	c	n	E3
<i>ANDA3</i>	8	91,7	77	34	70	600	Replumaz et al (2004)	729	18	3	-9	2	13	15	74	1092	21	c	n	E3
<i>ANDA2</i>	6	92,6	70	33	70	600	Replumaz et al (2004)	735	18	5	-8	4	19	15	69	1006	20	c	n	0
<i>ANDA1</i>	4	93	61	33	56	600	Replumaz et al (2004)	802	20	15	-13	-7	27	15	61	905	21	c	n	0
<i>SUM6</i>	2	95	25	29	40	1200	Bijwaard (1999)	1106	41	41	-18	-18	57	25	52	1290	26	c	n	0
<i>SUM5</i>	0	97	56	28	40	1200	Bijwaard (1999)	1114	28	28	-13	-13	38	17	46	786	25	c	n	0
<i>SUM4</i>	-2	98,1	47	28	49	1200	Bijwaard (1999)	988	37	37	-15	-15	46	25	47	1175	22	c	n	0
<i>SUM3</i>	-4	99,7	50	28	49	1200	Bijwaard (1999)	988	38	38	-13	-13	46	26	60	1541	25	c	n	0
<i>SUM2</i>	-5,5	100,8	51	28	61	1200	Bijwaard (1999)	889	39	39	-12	-12	47	29	69	2017	24	c	n	0
<i>SUM1</i>	-7	102,3	34	27	63	1200	Bijwaard (1999)	887	50	50	-15	-15	61	37	72	2692	25	c	n	0
<i>JAVA7</i>	-8,4	105	32	27	71	1200	Bijwaard (1999)	852	53	53	-15	-15	64	42	75	3133	24	c	n	0
<i>JAVA6</i>	-9,7	107	25	26	68	1200	Bijwaard (1999)	873	57	57	-15	-15	70	44	78	3430	25	c	n	0
<i>JAVA5</i>	-10,5	109	10	28	68	1200	Bijwaard (1999)	854	60	60	-16	-16	75	47	80	3766	25	c	n	0
<i>JAVA4</i>	-10,4	111	10	29	69	1200	Bijwaard (1999)	842	62	62	-15	-15	76	49	81	3998	25	c	n	0
<i>JAVA3</i>	-10,7	113	8	30	68	1200	Bijwaard (1999)	838	64	64	-15	-15	77	51	82	4197	25	c	n	0
<i>JAVA2</i>	-11,2	115	11	29	68	1200	Bijwaard (1999)	846	65	65	-14	-14	77	51	83	4274	25	c	n	0
<i>JAVA1</i>	-11,3	117	359	27	70	1200	Bijwaard (1999)	855	66	66	-13	-13	79	52	84	4336	26	c	n	0
<i>SULA2</i>	2	123	170	30	-	150	Bijwaard (1999)	270	36	56	80	49	-14	20	40	798	6	c	y	C1
<i>SULA1</i>	2,3	121	190	30	-	150	Bijwaard (1999)	-	26	23	80	37	-11	-	40	-	-	c	y	C1
<i>NEG</i>	10	121,7	92	32	55	300	Lallemant et al (2001)	450	25	97	94	20	-4	17	20	332	7	c	y	C1
<i>LUZ4</i>	14	119,2	65	<u>40</u>	75	400	Lallemant et al (2001)	479	41	65	54	34	11	34	22	753	7	o	y	C1
<i>LUZ3</i>	16	119,2	95	<u>36</u>	60	670	Lallemant et al (2001)	842	71	93	54	68	7	56	18	1017	12	o	y	C1
<i>LUZ2</i>	17,5	119,2	88	<u>26</u>	60	670	Lallemant et al (2001)	914	86	87	80	81	9	63	27	1705	16	o	n	C1
<i>LUZ1</i>	19	119,8	119	<u>37</u>	65	670	Lallemant et al (2001)	809	97	96	96	94	2	80	32	2565	15	o	n	C1
<i>BAT</i>	20,5	120,2	74	<u>41</u>	75	670	Lallemant et al (2001)	755	70	70	60	60	12	62	35	2172	15	o	n	C1
<i>PHIL6</i>	4	128,6	246	39	-	250	Bijwaard (1999)	-	16	77	7	-57	72	-	50	-	-	c	y	C1
<i>PHIL5</i>	8	127,3	267	35	-	250	Bijwaard (1999)	330	37	95	6	-62	92	28	50	1413	8	c	n	C1

PHIL4	10	126,8	253	36	-	250	Bijwaard (1999)	330	36	80	9	-44	74	28	50	1375	8	c	n	0
PHIL3	12	126,2	247	34	-	250	Bijwaard (1999)	300	42	71	10	-19	65	35	50	1767	7	c	n	0
PHIL2	14	125,2	248	33	-	150	Bijwaard (1999)	270	53	70	11	-4	63	29	45	1323	6	c	y	0
PHIL1	15,6	123,5	205	30	-	100	Bijwaard (1999)	250	36	2	14	52	-9	14	40	578	5	c	y	0
RYU1	23,4	124	345	37	65	670	Fukao et al (2001)	809	96	51	-14	30	64	79	35	2774	16	c	y	E3
RYU2	24,2	127	325	34	57	600	Fukao et al (2001)	790	85	56	-18	9	77	65	38	2453	16	c	y	E2
RYU3	25,7	129	320	34	58	350	Fukao et al (2001)	489	87	55	-21	12	76	62	48	2973	11	c	n	E2
RYU4	27,5	130,5	310	35	61	325	Fukao et al (2001)	447	82	53	-21	7	74	60	50	2984	10	c	n	E2
RYU5	29,8	132	300	39	64	300	Fukao et al (2001)	393	73	48	-21	9	70	55	50	2772	9	c	n	E2
NAN3	31,8	134	335	<u>12</u>	-	100	Gutscher and Lallemand (1999)	601	48	48	-9	-9	56	8	17	135	8	c	n	C1
NAN2	32,6	135,5	340	<u>15</u>	-	100	Gutscher and Lallemand (1999)	483	42	42	-9	-9	51	9	17	148	7	c	n	C1
NAN1	33,1	137	345	<u>19</u>	-	100	Gutscher and Lallemand (1999)	384	37	37	-8	-8	45	10	21	202	6	c	n	C1
YAP	8,6	138	305	<u>75</u>	-	100	Bijwaard (1999)	129	3	3	-93	-93	96	2	30	65	2	o	y	0
SMAR5	10,8	140,5	359	39	-	350	Bijwaard (1999)	470	8	8	-38	-38	46	6	155	946	19	o	y	E2
SMAR4	11,4	142,5	350	43	64	400	Bijwaard (1999)	489	15	15	-47	-47	62	13	155	1939	20	o	y	E3
SMAR3	12	144,5	336	46	73	500	Bijwaard (1999)	566	56	23	-62	-31	86	50	156	7732	23	o	n	E3
SMAR2	13,3	146,5	314	40	74	900	Fukao et al (2001)	761	65	31	-80	-44	110	57	156	8926	31	o	n	E3
SMAR1	15	147,5	289	35	84	900	Fukao et al (2001)	766	69	32	-86	-48	118	60	153	9260	31	o	n	E3
NMAR4	17	147,8	271	34	86	900	Fukao et al (2001)	770	59	31	-78	-46	109	51	150	7681	31	o	n	E3
NMAR3	19	147,6	260	35	86	900	Fukao et al (2001)	764	46	30	-68	-57	98	40	148	5896	31	o	n	E3
NMAR2	21	146,9	235	36	84	900	Fukao et al (2001)	761	31	20	-41	-34	61	27	147	3964	30	o	n	E3
NMAR1	23	145,1	225	40	72	900	Fukao et al (2001)	768	18	17	-27	-27	44	15	145	2220	30	o	n	E3
IZU4	27	143,3	272	35	74	670	Fukao et al (2001)	785	49	49	-60	-60	109	41	148	6127	31	o	n	E2
IZU3	29	142,9	252	33	71	670	Fukao et al (2001)	806	45	45	-43	-43	88	37	141	5287	32	o	n	E2
IZU2	31	142,3	258	31	61	670	Fukao et al (2001)	866	51	51	-44	-44	95	40	135	5349	33	o	n	E2
IZU1	33	142,1	261	29	50	670	Fukao et al (2001)	969	55	55	-42	-42	97	38	129	4940	36	o	n	E2
JAP4	35	142,2	297	26	31	670	Fukao et al (2001)	1343	93	101	-12	-21	114	46	127	5891	50	c	n	C3
JAP3	37	143,5	299	24	30	670	Fukao et al (2001)	1397	92	101	-12	-20	112	44	132	5817	53	c	n	C3
JAP2	39	144,2	277	23	29	670	Fukao et al (2001)	1444	86	96	-11	-20	106	40	131	5239	54	c	n	C3
JAP1	40,5	144,5	292	19	25	670	Fukao et al (2001)	1674	90	99	-11	-20	110	36	128	4627	62	c	n	C3
SKOUR5	41,5	145,5	319	24	32	670	Fukao et al (2001)	1336	77	77	-23	-23	100	38	128	4911	50	c	n	C2
SKOUR4	42,2	147	324	27	33	670	Fukao et al (2001)	1276	74	74	-22	-22	95	39	120	4656	46	c	n	C2
SKOUR3	43,5	149	319	30	40	670	Fukao et al (2001)	1098	76	76	-22	-22	99	47	118	5502	39	c	n	C2
SKOUR2	44,4	151	329	31	44	670	Fukao et al (2001)	1027	71	71	-19	-19	90	46	118	5472	37	c	n	C2

<i>SKOUR1</i>	45,3	153	318	33	47	670	Fukao et al (2001)	975	77	77	-21	-21	98	53	118	6229	35	c	n	C2
<i>NKOUR3</i>	47	155,1	308	35	48	900	Pankow and Lay (1999)	951	79	79	-22	-22	101	55	110	6105	33	c	n	C1
<i>NKOUR2</i>	49	157,5	314	36	50	850	Pankow and Lay (1999)	924	77	77	-19	-19	97	56	110	6149	32	c	n	C1
<i>NKOUR1</i>	51	160,2	304	37	51	850	Pankow and Lay (1999)	909	77	77	-19	-19	96	57	110	6235	31	c	n	C1
<i>KAM2</i>	53	162,3	300	38	56	670	Gorbatov et al (2000)	860	75	75	-18	-18	93	58	100	5848	28	c	y	E1
<i>KAM1</i>	54,5	163,6	300	40	64	400	Gorbatov et al (2000)	500	74	74	-17	-17	91	59	100	5899	16	c	y	E1
<i>W_ALE1</i>	51,6	173	28	37	-	300	Gorbatov et al (2000)	430	21	21	5	5	17	15	45	669	10	c	y	C1
<i>W_ALE2</i>	51,1	175	16	40	-	300	Gorbatov et al (2000)	440	36	36	2	2	35	24	45	1095	10	c	y	C1
<i>C_ALE1</i>	50,8	177	21	40	56	350	Gorbatov et al (2000)	466	32	32	-3	-3	29	24	54	1282	11	c	n	C1
<i>C_ALE2</i>	50,4	179	12	40	57	400	Gorbatov et al (2000)	522	42	42	-1	-1	42	32	56	1805	13	c	n	C1
<i>C_ALE3</i>	50,3	181	351	39	57,5	475	Gorbatov et al (2000)	614	51	51	-2	-2	54	40	58	2303	15	c	n	0
<i>C_ALE4</i>	50,4	183	350	38	58	550	Gorbatov et al (2000)	704	61	61	-5	-5	65	47	58	2745	18	c	n	0
<i>C_ALE5</i>	50,5	185	352	36	59	550	Gorbatov et al (2000)	708	61	61	-5	-5	66	47	58	2742	18	c	n	0
<i>C_ALE6</i>	50,9	187	353	35,5	62	500	Gorbatov et al (2000)	640	59	59	-3	-3	63	46	63	2904	17	c	n	0
<i>E_ALE1</i>	51,1	189	342	35	61	500	Gorbatov et al (2000)	647	64	64	-6	-6	71	50	63	3122	17	c	n	0
<i>E_ALE2</i>	51,5	191	336	34	60	450	Gorbatov et al (2000)	599	65	65	-7	-7	73	49	61	2998	15	c	n	0
<i>E_ALE3</i>	52	193	338	33	59	450	Gorbatov et al (2000)	609	65	65	-6	-6	71	48	59	2813	15	c	n	E1
<i>E_ALE4</i>	52,5	195	338	32	-	400	Gorbatov et al (2000)	590	64	64	-6	-6	70	43	58	2509	15	c	n	E1
<i>E_ALE5</i>	53,1	197	340	31	53	400	Gorbatov et al (2000)	600	33	33	-5	-5	68	22	53	1159	14	c	n	0
<i>W_ALA1</i>	53,5	199	344	29	-	400	Gorbatov et al (2000)	750	62	62	-4	-4	65	33	52	1706	18	c	n	0
<i>W_ALA2</i>	53,8	201	342	28	48	400	Gorbatov et al (2000)	636	60	60	-3	-3	64	38	52	1961	15	c	n	0
<i>W_ALA3</i>	54,2	203	341	26	-	300	Gorbatov et al (2000)	670	59	59	-3	-3	62	27	52	1381	16	c	n	0
<i>W_ALA4</i>	54,8	205	323	24	-	300	Gorbatov et al (2000)	660	58	58	-7	-7	65	26	52	1369	16	c	n	0
<i>W_ALA5</i>	55,6	207	330	23	45	300	Gorbatov et al (2000)	567	58	58	-5	-5	63	31	49	1495	13	c	n	0
<i>E_ALA1</i>	56,2	209	331	21	43	300	Gorbatov et al (2000)	605	56	56	-4	-4	61	28	46	1267	14	c	n	C1
<i>E_ALA2</i>	57,1	211	320	19	40	300	Gorbatov et al (2000)	656	52	52	-6	-6	58	24	45	1062	15	c	n	C1
<i>E_ALA3</i>	58	213	315	18	38	300	Gorbatov et al (2000)	689	47	47	-6	-6	54	20	40	817	14	c	n	C1
<i>E_ALA4</i>	59,1	214,5	311	16	-	200	Gorbatov et al (2000)	770	43	43	-7	-7	50	11	39	437	16	c	y	C1
<i>E_ALA5</i>	59,2	215,5	345	14	-	200	Gorbatov et al (2000)	830	52	52	2	2	51	13	39	489	17	c	y	C1
<i>CASC1</i>	50	231,7	70	<u>20</u>	-	400	Bostock and VanDecar (1995)	-	44	46	21	19	25	-	5	-	-	c	y	0
<i>CASC2</i>	48	233,4	70	<u>17</u>	45	300	Bostock and VanDecar (1995)	675	37	39	22	20	17	16	10	163	7	c	y	0
<i>CASC3</i>	46	234,1	80	<u>13</u>	45	300	Bostock and VanDecar (1995)	803	31	32	24	23	8	12	11	127	9	c	n	0
<i>CASC4</i>	44	234,6	86	<u>16</u>	45	300	Bostock and VanDecar (1995)	701	24	24	24	24	0	10	11	113	8	c	y	E1
<i>MEX1</i>	19,1	254,5	55	<u>38</u>	-	300	Bijwaard (1999)	470	40	40	36	36	4	25	8	202	4	c	y	E1

MEX2	17,9	256	37	<u>30</u>	-	300	Bijwaard (1999)	-	47	47	30	30	18	-	8	-	-	c	y	E1
MEX3	16,9	258	25	<u>20</u>	-	300	Bijwaard (1999)	-	51	51	25	25	26	-	15	-	-	c	n	E1
MEX4	16,3	260	30	<u>16</u>	-	300	Bijwaard (1999)	-	55	55	23	23	33	-	15	-	-	c	n	E1
MEX5	15,6	262	18	<u>18</u>	-	300	Bijwaard (1999)	-	60	60	22	22	38	-	15	-	-	c	n	E1
MEX6	15,3	264	10	<u>25</u>	-	300	Bijwaard (1999)	570	61	61	17	17	44	32	15	478	7	c	n	E1
COST1	14,2	266	21	27	55	300	Fukao et al (2001)	489	63	63	21	21	42	38	18	692	7	c	n	E1
COST2	13,2	268	27	28	54	400	Fukao et al (2001)	606	68	68	20	20	49	45	22	987	9	c	n	0
COST3	12,3	270	22	30	64	400	Fukao et al (2001)	556	73	73	19	19	55	52	24	1255	9	c	n	0
COST4	11,4	272	32	32	66	400	Fukao et al (2001)	537	78	78	22	22	55	58	28	1621	9	c	n	0
COST5	9,4	274	30	29	57	400	Fukao et al (2001)	586	83	83	22	22	62	57	26	1474	10	c	y	C1
COL1	5	281,9	113	28	50	670	Bijwaard (1999)	978	45	53	39	27	15	31	19	587	14	c	y	C3
COL2	3,5	280,9	120	26	45	670	Bijwaard (1999)	1056	47	50	36	33	14	30	15	450	13	c	y	C3
COL3	2	279,9	115	21	45	670	Bijwaard (1999)	1120	42	55	38	25	16	25	12	302	13	c	n	C3
PER1	-4	278,1	91	11	45	1200	Bijwaard (1999)	1426	69	69	47	47	23	33	30	976	26	c	n	C3
PER2	-5,5	278,1	83	10	46	1200	Bijwaard (1999)	1477	71	71	47	47	24	32	30	966	27	c	n	C3
PER3	-7	278,4	71	10	47	1200	Bijwaard (1999)	1465	71	71	46	46	25	32	31	1002	27	c	n	C3
PER4	-9	279,2	64	11	49	1200	Bijwaard (1999)	1377	70	70	45	45	25	34	31	1048	25	c	n	C3
PER5	-11	280,4	59	12	49	1200	Bijwaard (1999)	1323	68	68	44	44	26	35	46	1593	30	c	n	C3
PER6	-13	281,7	56	12	52	1200	Bijwaard (1999)	1293	68	68	43	43	26	35	46	1616	29	c	n	C3
NCHI1	-17	285,9	38	17	50	1200	Fukao et al (2001)	1139	58	58	34	34	24	34	52	1783	27	c	n	C3
NCHI2	-19	288	56	25	41	1200	Fukao et al (2001)	1126	63	73	44	35	29	38	54	2036	27	c	n	C3
NCHI3	-21	288,7	84	23	40	1100	Fukao et al (2001)	1168	72	78	48	42	30	42	55	2285	29	c	n	C3
NCHI4	-23	288,7	95	18	45	1000	Fukao et al (2001)	1175	71	75	47	42	30	40	54	2176	28	c	n	C3
NCHI5	-25	288,6	93	17	47	900	Fukao et al (2001)	1173	71	77	47	41	30	41	53	2156	28	c	n	C3
NCHI6	-27	288,3	101	14	49	800	Fukao et al (2001)	1239	68	73	45	39	29	37	52	1910	29	c	n	C3
JUANI	-29	287,7	99	13,5	-	670	Bijwaard (1999)	980	69	75	45	39	30	47	49	2322	23	c	n	C3
JUAN2	-32	287,4	95	12	-	670	Bijwaard (1999)	1000	72	77	46	39	32	48	48	2299	23	c	n	C3
SCHI1	-34	286,9	113	21	35	670	Bijwaard (1999)	1299	66	66	39	39	27	34	42	1423	28	c	n	C1
SCHI2	-35,5	286,2	118	22	-	-	-	-	62	62	37	37	25	-	39	-	-	c	n	C1
SCHI3	-37	285,4	105	24	-	-	-	-	72	72	42	42	31	-	35	-	-	c	n	C1
SCHI4	-39	284,9	99	25	-	-	-	-	75	75	43	43	33	-	33	-	-	c	n	C1
SCHI5	-41	284,7	97	25	-	-	-	-	75	75	43	43	33	-	20	-	-	c	n	C1
BARB1	12	302,6	278	32	-	670	Bijwaard (1999)	930	12	12	-28	-28	41	8	117	969	33	p	y	E1
BARB2	14	302,3	251	36	55	670	Bijwaard (1999)	878	12	12	-30	-30	42	9	110	999	30	p	y	E1

<i>ANTI1</i>	16	301,2	250	39	-	670	Bijwaard (1999)	900	11	11	-31	-31	42	8	98	788	29	p	n	E1
<i>ANTI2</i>	18	299,8	230	37	-	670	Bijwaard (1999)	870	9	9	-28	-28	37	7	90	652	27	p	n	E1
<i>ANTI3</i>	19,3	298	205	35	-	500	Bijwaard (1999)	660	6	6	-21	-21	26	5	84	395	20	p	n	E1
<i>PORTO1</i>	19,8	296	185	32	-	500	Bijwaard (1999)	640	8	3	-12	-7	15	6	92	553	20	p	n	E1
<i>PORTO2</i>	19,8	294	176	35	-	500	Bijwaard (1999)	630	5	1	-7	-1	9	4	100	413	21	p	n	E1
<i>PORTO3</i>	19,7	292	176	36	-	500	Bijwaard (1999)	600	5	1	-7	-1	9	4	110	477	21	p	y	E1
<i>SAND1</i>	-60	335,4	319	51	72	670	Bijwaard (1999)	734	40	6	-16	18	18	36	33	1193	14	o	y	E3
<i>SAND2</i>	-58	336,2	265	50	83	670	Bijwaard (1999)	712	77	4	-24	49	29	72	36	2604	14	o	y	E3
<i>SAND3</i>	-56	334,9	240	55	84	670	Bijwaard (1999)	701	69	7	-27	39	33	66	40	2632	15	o	y	E3
<i>SAND4</i>	-55,1	333	205	57	86	670	Bijwaard (1999)	695	36	7	-21	9	27	34	40	1368	14	o	y	E3
<i>SAND5</i>	-54,9	331	184	58	80	-	-	-	15	5	-13	-2	17	-	40	-	-	o	y	E3
<i>PUY</i>	-48	164,5	98	60	-	150	-	-	23	23	66	66	-43	-	33	-	-	o	y	0
<i>KER1</i>	-35	181,6	293	44	70	900	Fukao et al (2001)	760	46	46	-54	-54	100	41	95	3861	24	o	n	E2
<i>KER2</i>	-33	182,2	288	46	68	1000	Fukao et al (2001)	762	52	52	-49	-49	100	45	97	4395	25	o	n	E2
<i>KER3</i>	-31	183,2	291	40	62	1100	Fukao et al (2001)	812	55	55	-50	-50	104	45	99	4462	27	o	n	E2
<i>KER4</i>	-29	183,9	286	39	57	1200	Fukao et al (2001)	848	59	59	-45	-45	105	47	101	4714	28	o	n	E2
<i>KER5</i>	-27	184,5	281	38	56,5	1300	Fukao et al (2001)	857	64	64	-39	-39	104	50	103	5172	29	o	n	E2
<i>TONG1</i>	-23	185,4	298	39	57	670	Hall and Spa kman (2002)	848	104	65	-47	-8	112	82	106	8739	29	o	n	E3
<i>TONG2</i>	-21	186,5	291	38	54	670	Hall and Spa kman (2002)	877	148	72	-40	40	113	113	107	12070	30	o	n	E3
<i>TONG3</i>	-19	187,2	287	36	51	670	Hall and Spa kman (2002)	914	183	76	-35	93	112	134	108	14489	31	o	n	E3
<i>TONG4</i>	-17	187,8	286	35	53	670	Hall and Spa kman (2002)	900	183	76	-35	93	112	136	108	14708	31	o	y	E3
<i>SHEB1</i>	-20	168,2	61	50	66	670	Hall and Spa kman (2002)	760	120	75	57	101	18	106	45	4762	17	o	y	E3
<i>SHEB2</i>	-18	167,4	82	48	71	670	Hall and Spa kman (2002)	745	85	82	85	96	3	77	48	3684	17	o	y	E3
<i>NHEB1</i>	-14	166,2	83	52	82	670	Hall and Spa kman (2002)	709	103	88	91	105	3	98	60	5863	18	o	y	E3
<i>NHEB2</i>	-12	165,7	66	57	72	670	Hall and Spa kman (2002)	722	163	87	67	145	21	151	-	-	18	o	y	E3
<i>BRET3</i>	-6,1	152	335	44	70	670	Hall and Spa kman (2002)	760	120	11	-90	20	101	106	31	3283	14	o	n	E3
<i>BRET2</i>	-7	150	339	41	82	670	Hall and Spa kman (2002)	741	75	2	-94	-18	93	68	31	2105	14	o	y	E3
<i>BRET1</i>	-7,3	148	10	37	76	670	Hall and Spa kman (2002)	769	65	48	0	-22	83	56	31	1747	14	o	y	E3

Table AIV.1: Data used in this study. See the main text for details. 159 « oceanic subduction » transects are listed. In the column related to « upper plate nature » (UPN), c means continental and o means oceanic. In the column related to « slab edge », y means yes and n means no. In the column related to « upper plate strain » (UPS), 0 means neutral, C means compressive, and E means extensive. The scale from active back-arc spreading to active back-arc compression is thus : E3-E2-E1-0-C1-C2-C3.

AIV.3 – Cross-correlations between parameters

Our slab dip data set covers 159 « non-perturbed oceanic subduction transects » with a mean value of shallow dip α_s which equals $32^\circ \pm 11^\circ$, a minimum of 10° beneath Peru and a maximum of 75° at Yap (Figure AIV.5). The mean value of deep dip α_d is $58^\circ \pm 14^\circ$ with a minimum of 25° beneath Japan and a maximum of 90° beneath Mariana islands. Because of the limited length of some slabs, we sample only 117 transects to get values of α_d . We observe a good correlation between α_s and α_d , with a coefficient $R = 0,7$.

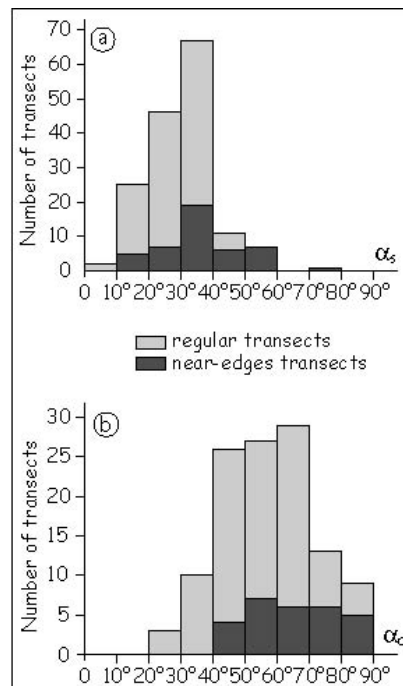


Figure AIV.5: Distribution of shallow (a) and deep (b) slab dips among the 159 « non-perturbed oceanic subduction transects ». Near-edges transects systematically exhibit steeper dips.

We observe steeper slabs near edges, i.e., $\alpha_s = 38^\circ \pm 13^\circ$ (based on 45 transects) and $\alpha_d = 66^\circ \pm 12^\circ$ (based on 28 transects). When removing « near-edges » transects, we observe lower values of $\alpha_s = 29^\circ \pm 9^\circ$ (based on 114 transects) and $\alpha_d = 56^\circ \pm 14^\circ$ (based on 89 transects). It thus appears that slabs are about 10° steeper in average near edges.

A.IV.3.1 – Slab dip and plate kinematics V:

Following the earlier conclusions reached by Luyendyk (1970) – slab dip α is inversely related to V_c - or Furlong et al. (1982) – α is inversely related to V_{up} -, we have examined the quality of the correlation between the slab dip and plates motions both relative and absolute. At first glance, we can conclude that the correlation coefficient is poor between any absolute or relative plate velocity and the slab dip ($|R| < 0.5$, see Table IV.2). However, because we know that slabs geometries can be affected by edge effects, as well as slab penetration into the less mobile lower mantle, we have tested the same cross-correlation within a set of 114 « oceanic transects far from slabs edges » which include 39 transects for which the slabs pass through the 670 km unconformity, and 26 for which the slabs lie on top of the discontinuity.

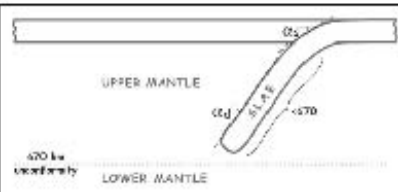
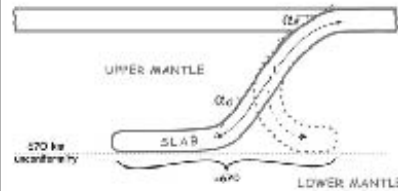
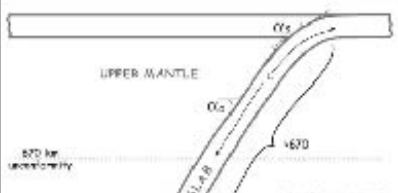
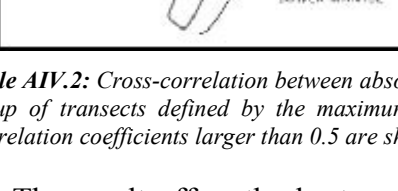
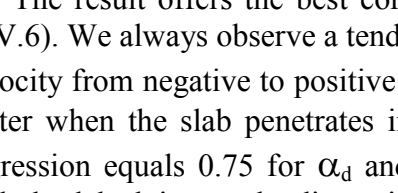
	α_s		α_d			
	R	Nb of transects	R	Nb of transects		
	V_{up} vs α_s	-0.88	39	-0.75	39	> 670
		-0.70	65	-0.41	61	≥ 670
		-0.61	114	-0.39	89	all slabs far from edges
		-0.33	159	-0.26	117	all slabs
	V_l vs α_s	-0.98	39	-0.69	39	> 670
		-0.52	65	-0.24	61	≥ 670
		-0.47	114	-0.24	89	all slabs far from edges
		-0.10	159	-0.08	117	all slabs
	V_{ab} vs α_s	0.85	39	0.63	39	> 670
		0.57	65	0.10	61	≥ 670
		0.42	114	0.10	89	all slabs far from edges
		0.14	159	-0.06	117	all slabs
	V_c vs α_s	-0.36	39	-0.26	39	> 670
		-0.08	65	-0.26	61	≥ 670
		-0.06	114	-0.22	89	all slabs far from edges
		-0.06	160	-0.10	117	all slabs
	V_{sup} vs α_s	-0.49	39	-0.58	39	> 670
		-0.44	65	-0.64	61	≥ 670
		-0.33	114	-0.55	89	all slabs far from edges
		-0.35	159	-0.49	117	all slabs

Table AIV.2: Cross-correlation between absolute and relative velocities and slab dips with correlation coefficient R for each group of transects defined by the maximum depth reached by the thermal slab and/or the proximity of a slab edge. Correlation coefficients larger than 0.5 are shaded.

The result offers the best correlations for the absolute upper plate velocity V_{up} (Figure AIV.6). We always observe a tendency for the slab dip to decrease with increasing upper plate velocity from negative to positive values. The correlation is better with α_s than α_d , and much better when the slab penetrates into the lower mantle: correlation coefficient $|R|$ for linear regression equals 0.75 for α_d and 0.88 for α_s ; it falls respectively to 0.41 and 0.70 if we include slabs lying on the discontinuity, and 0.39 and 0.61 for all slabs (see Table AIV.2).

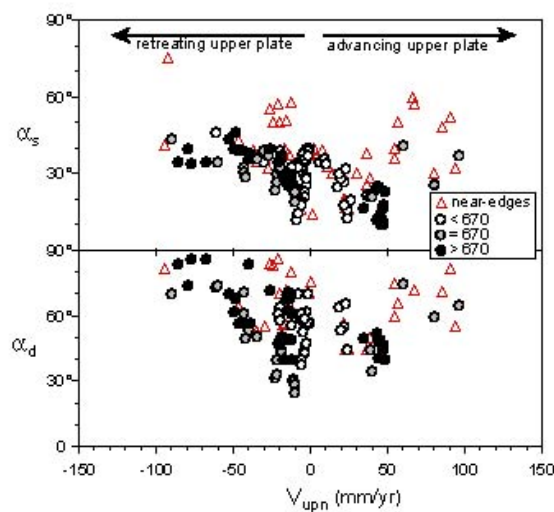


Figure AIV.6: α_s and α_d as a function of the normal component of the absolute upper plate velocity V_{upn} . If we exclude near-edges transects (triangles generally showing steeper dips), we observe an inverse correlation between parameters, i.e., steeper dips for retreating upper plates. The best clustering is obtained for « lower mantle » slabs that penetrate into the lower mantle (> 670 in black). See the text and Table IV.2 for more details.

The best correlations are observed between slab dip and arc/trench absolute motion V_t , especially for « lower mantle » slabs ($|R| = 0.69$ for α_d and 0.93 for α_s), but the correlation rapidly deteriorates for other transects.

A good correlation is still obtained for « lower mantle » slabs when comparing slab dip and subducting plate absolute motion V_{sub} , and, like V_t , it becomes worse for other transects. Slabs tend to dip more steeply for rapidly subducting plates.

The correlation is poor between slab dip and V_c . The correlation improves when examining the convergence between major plates V_{cmp} rather than the effective convergence between the subducting plate and the arc V_c .

AIV.3.2 – Slab dip and upper plate strain UPS

As presented in the introduction, several authors infer that slab dip controls strain regime in the overriding plate (UPS). Jarrard (1986) treated that relation with caution and finally proposed that dip alone was an inadequate predictor of strain regime. We have used the same approach as Jarrard classifying all our 159 transects by strain characteristics within the upper plate from significant active extension (class E3) to significant active compression (class C3). Except for a few exceptions (Manila, Puysegur and Yap), the trend is clear both for α_s and α_d (Figure AIV.7)

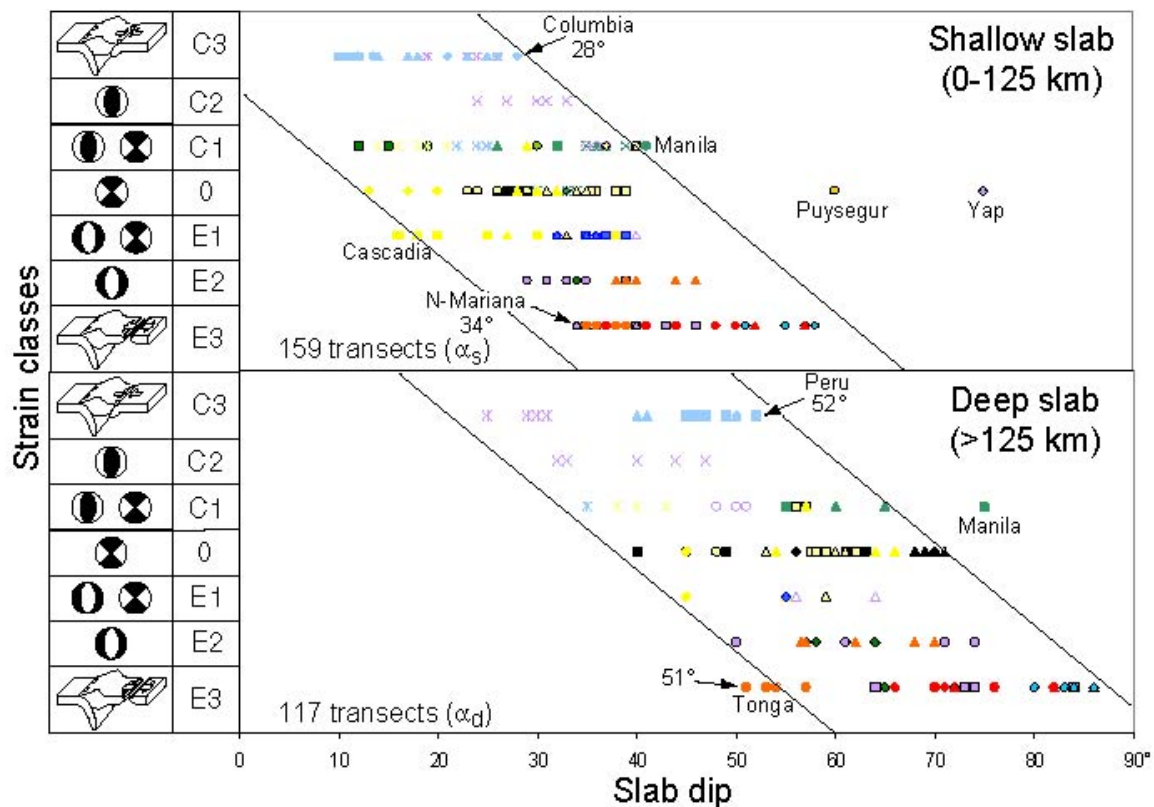


Figure AIV.7: Correlation between slab dip and upper plate strain UPS. See the main text for the determination of strain classes.

For extreme classes, compression within the upper plate is associated with low slab dips whereas extension is always observed for steep slab dips. The threshold value is $31^\circ \pm 3^\circ$ and $51.5^\circ \pm 0.5^\circ$ for α_s and α_d respectively. This is certainly the best correlation we have obtained that applies to almost all non-perturbed oceanic subduction transects. In order to illustrate the lateral variations of α_s along all subduction zones, we have used a color chart on Figure IV.8

to plot the shallow dips along trenches and located areas of active back-arc extension and compression.

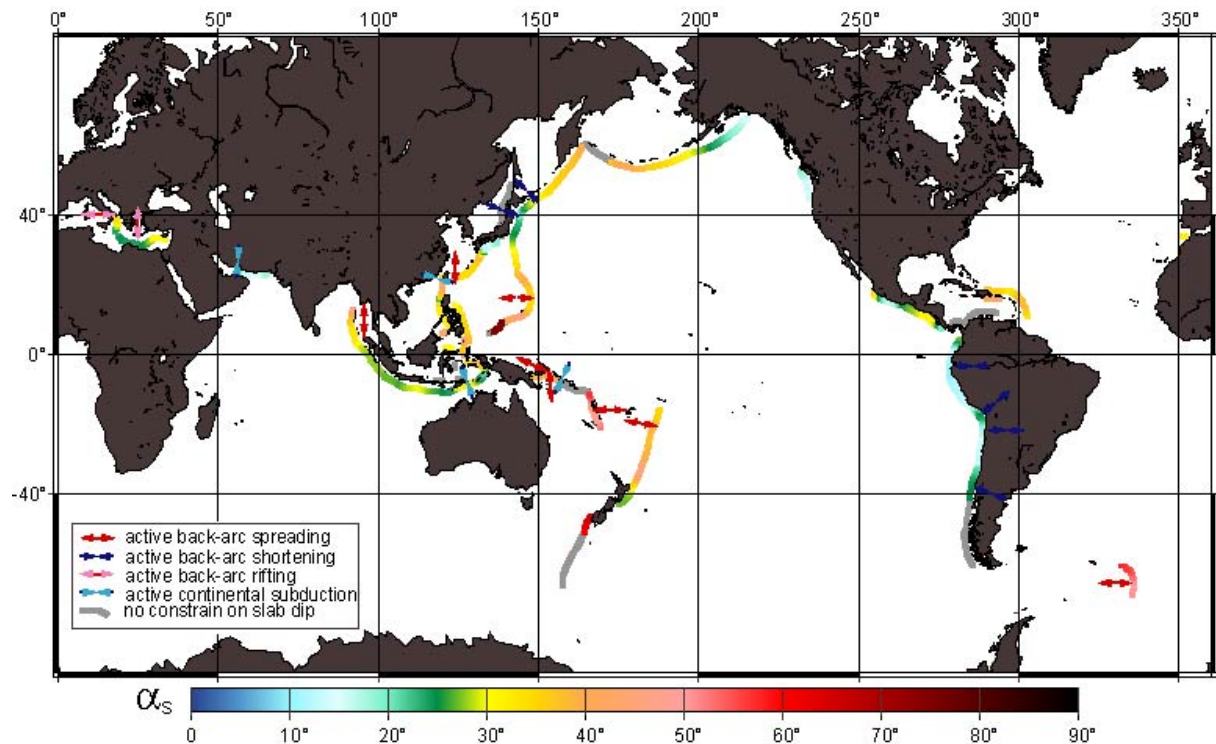


Figure AIV.8: Distribution of shallow slab dips α_s with colour scale.

AIV.3.3 – Slab dip and slab pull force F_{sp} , slab age A and thermal parameter ϕ

It is widely accepted that the slab pull force acts on slab dip (Vlaar and Wortel, 1976 ; Molnar and Atwater, 1978). We have tested this assumption using several methods. First, we have simply tested the relation between α_d and the age at trench A for all 117 non-perturbed oceanic subduction transects (Figure IV.9). One may think that deep slab dip α_d is appropriate to reflect slab pull effect, but we observe simply no relation at all between these two parameters even if we remove slab edges (28 transects) and/or « lower mantle » slabs (26 transects).

Secondly, we have plotted the slab dip versus the slab pull force F_{sp} (Figure IV.10). We have used the definition of Carlson et al. (1983) : $F_{sp} = K \cdot \Delta\rho \cdot L \cdot \sqrt{A}$. We set the constant K to 4.2 times g (gravitational acceleration = $9.81 \text{ m}\cdot\text{s}^{-2}$) according to McNutt (1984), $\Delta\rho = 80 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ is the mean density difference between the slab and the surrounding asthenosphere, L is the slab length calculated only for the part above 670 km, and A being the slab age in Ma at trench. Again, we observe no relation at all between these two parameters, even when removing near-edge transects that generally exhibit larger dips. Looking carefully at various maximum slab depths, we observe a poor positive correlation with « upper mantle » slabs (< 670), a good negative correlation with slabs that lies on top of the discontinuity ($= 670$), and no correlation at all for « lower mantle » slabs that exhibit a wide range of dips for the same value of F_{sp} around $2.7 \pm 0.5 \cdot 10^{13} \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}$. The apparent negative trend in the right part of the diagram (Figure IV.10) for slabs lying on the discontinuity ($|R| = 0.33$ for α_s and 0.77 for

α_d) exclusively concerns Japan and Kuril slabs. It shows that the dip shallows for higher values of slab pull (in fact when the length increases).

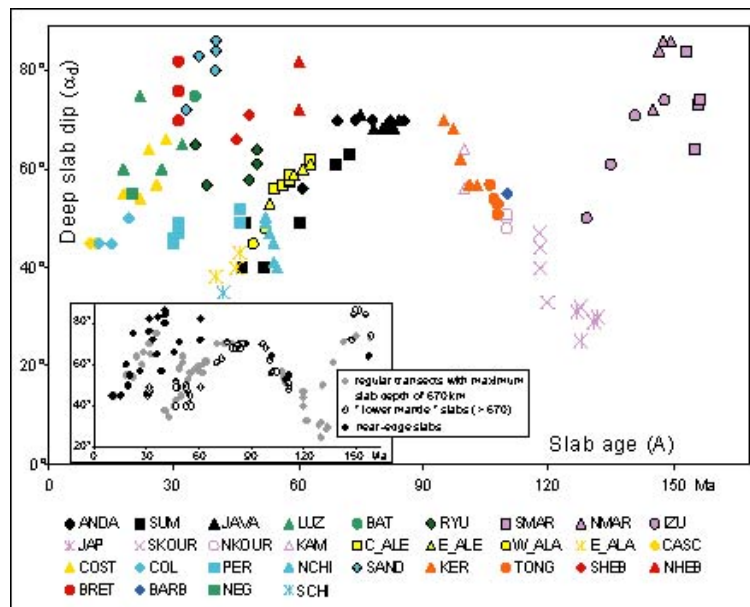


Figure AIV.9: Deep slab dips α_d as a function of slab age at trench A along the 117 « non-perturbed » oceanic transects for which dip estimate was possible. The same data appear in the bottom-left insert with special pattern for the 26 « lower mantle » slabs and the 28 « near-edge » slabs.

Considering that mean slab density and rheology is controlled by its thermal state, we have finally tested the relation between α_d and the thermal parameter ϕ as defined by Kirby et al. (1996), as the product of A in Ma and the descent rate V_z in km.Ma^{-1} . Low ϕ characterizes warm slabs whereas high ϕ corresponds to cold slabs. Again, it can be seen clearly that there is no relation between these parameters.

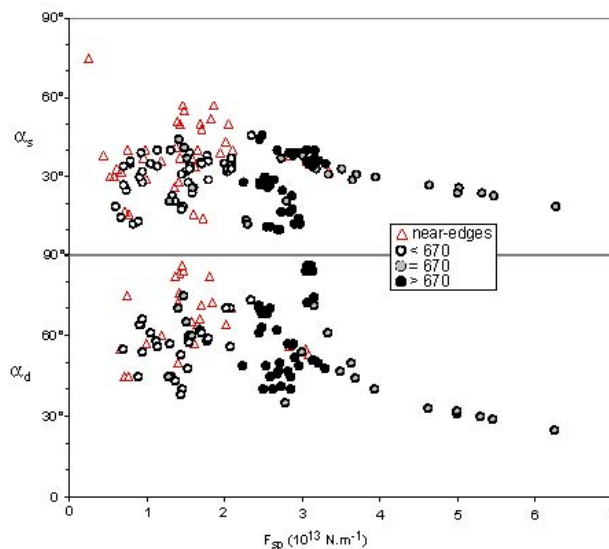


Figure AIV.10: Plot of slab dip as a function of slab pull F_{sp} . If we exclude near-edges transects (triangles generally showing steeper dips), we observe no relation at all between these parameters. See text for details.

AIV.3.4 – Slab dip and upper plate nature UPN

Furlong et al. (1982), based on 12 samples of subduction zones, noticed that the mean α_d is larger beneath oceanic (65°) than beneath continental (53°) overriding plates. Later, Jarrard (1986) improved the test using 29 transects and confirmed this tendency. He obtained 66° and 40.5° respectively as median α_d . In the present study, we have performed the same test with all 159 « non-perturbed oceanic subduction transects » (Figure AIV.11). We definitely confirm that slabs dip more steeply beneath oceanic upper plates. The median α_d we obtained are $70 \pm 10.5^\circ$ (38 transects) for oceanic and $52.5 \pm 11.5^\circ$ (79 transects) for continental upper plates. α_s reach $42.5 \pm 9.5^\circ$ (42 transects) and $27.5 \pm 8.5^\circ$ (117 transects) respectively. Slab dips are slightly lower when removing near-edge transects from the samples.

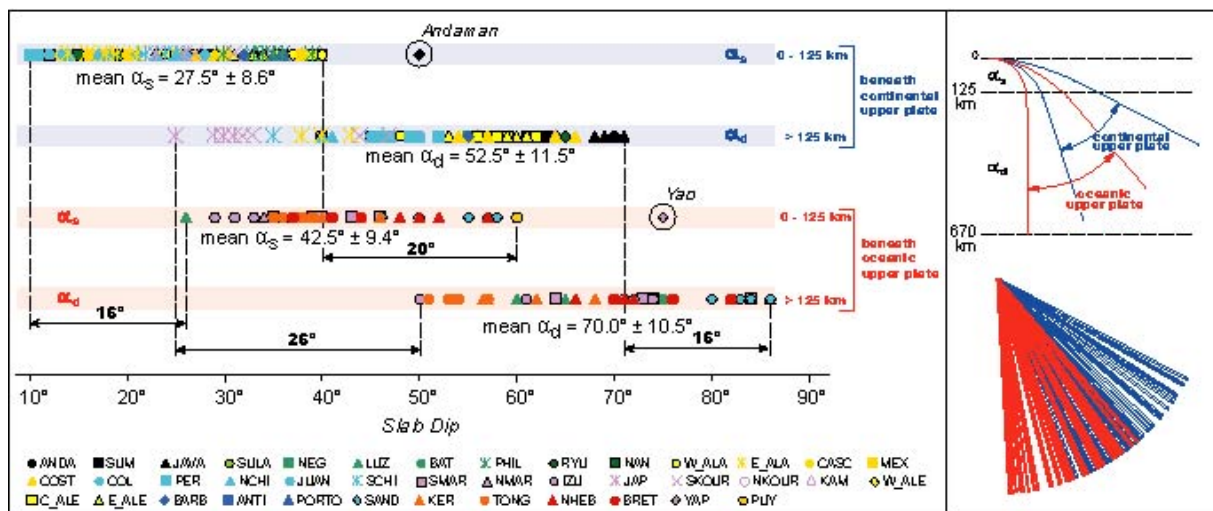


Figure AIV.11: Plot of slab dips, alternately α_s and α_d , for continental upper plates (top) and oceanic ones (bottom) for the 159 « non-perturbed oceanic subduction transects ».

AIV.3.5 – Slab dip and polarity of subduction

Dogliani et al. (1999), based on the westward drift of the lithosphere relative to the mantle at the scale of the Earth, consider that the polarity of subduction is a major control parameter for subduction zones. In particular, one of the consequences is that W-directed slabs are thought to be steeper than E-directed ones.

Our study shows that among the 159 « non-perturbed oceanic subduction transects », 47% of slabs dip eastward and 53% westward. Mean α_s is $28 \pm 11^\circ$ for eastward dipping slabs (74 transects) and $34 \pm 10^\circ$ for 53% westward. Mean α_s is $28 \pm 11^\circ$ for eastward dipping slabs (74 transects) and $34 \pm 10^\circ$ for westward ones (85 transects). The difference is even less for α_d with $57 \pm 12^\circ$ vs $59 \pm 16^\circ$, respectively. Looking at this small difference in slab dips, we have then excluded from our statistics all trench segments with azimuths between $N45^\circ$ and $N135^\circ$ as well as those between $N225^\circ$ and $N315^\circ$. By doing this, we focus on slabs that should be affected at first by the eastward mantle wind. Finally, the dips are not much affected by this selection, i.e., $8 \pm 11^\circ$ of difference for α_s instead of $6 \pm 11^\circ$ and $5 \pm 17^\circ$ of difference instead of $2 \pm 17^\circ$ for α_d .

AIV.4 – Discussion

AIV.4.1 – Relation between α and V_{up} and V_t

Slab dip appears roughly correlated to both upper plate absolute motion V_{up} and trench absolute motion V_t , especially for transects far from slabs edges. Advancing upper plates are associated with low slab dips, whereas retreating ones correlate with larger dips, and conversely for trench motions (Figure AIV.6).

By definition, the absolute trench motion V_t should be well-correlated with V_{up} , except when the upper plate significantly deforms (high V_d) because $V_t = V_{up} + V_d$. As the highest V_d occur near slab edges (e.g., Tonga, Sandwich, New Hebrides), trench motions more or less follow upper plates motions ($V_t \approx V_{up}$) for most transects located far from those edges (Heuret and Lallemand, 2005). It is thus not surprising that V_t and V_{up} both correlate with slab dip when removing transects near slab edges.

The mechanism which may explain such a correlation implies an almost “stationary” slab root at the deepest level, acting as a pivot with respect to subduction hinges which display motions controlled by V_{up} . The anchor force (viscous resistance to trench-normal slab migrations) may be responsible for this deep slab anchoring. Nevertheless, one must be cautious with this concept because Heuret and Lallemand (2005) had shown that the anchor force is inefficient to prevent trench migrations up to $\pm 50 \text{ mm.y}^{-1}$. The Table AIV.2 indicates that the statistical relation improves as the slab lies on, or even more penetrates through, the 670 km discontinuity. All these slabs are deflected, in a forward or in a backward direction (Fukao et al, 2001) and may rest on the highly viscous lower mantle to accommodate trench migration thanks to changes in dip. Even if the exact mechanism is not clear according to these simple statistical observations and need to be tested by numerical and analogue modelling, we conclude that the upper plate motion might contribute to steepen the slab when the plate is retreating or flatten it when the plate is advancing.

The apparent correlation between slab dip and V_{sub} , especially for “lower mantle slabs”, is also observed by Schellart (2005) from a set of fluid dynamical experiments. He observes that hinge-retreat decreases with increasing subducting plate velocity under the conditions of the experiments (i.e., without overriding plate).

AIV.4.2 – Relation between α and UPS

We have obtained one of our best correlations between UPS and both α_s and α_d (Figure AIV.7). Unlike Jarrard’s conclusions, such a relation suffers from only a few exceptions for short slabs like Yap or Puysegur but no exceptions at all for extreme upper plate deformations, i.e., active back-arc spreading or active back-arc shortening.

Let’s first examine the case where the slab dip controls the UPS. Such a relation can be readily understood since we know that α_s has an effect on the degree of interplate coupling (Cross and Pilger, 1982 ; Jarrard, 1984, Gutscher and Peacock, 2003) through the area of friction between converging plates that increases when α_s decreases. Because α_d is generally well correlated with α_s , it is not surprising that the relation is satisfied for both slab dips. Another consideration pointed out by Ranero et al. (2003) is that oceanic faulting, when the slab bends prior to enter the subduction zone, may weaken it through mantle serpentinization

and thus decrease its elastic behavior. In other words, steep shallow dips, by increasing the bending at outer rise, generates dense oceanic faulting that will reduce the unbending of the plate at depth and therefore contribute to steepen the slab.

Strictly speaking, we should also examine the possibility of an opposite control, i.e., does UPS control the slab dip? It is quite difficult to evoke a causal and direct effect from UPS on the slab dip, but one can consider that upper plate compression is generally associated with strong plate coupling that generates a shear in a sense opposite to slab bending. Such opposite torque acting within the subducting plate below the frictional interface might diminish the slab bending. Another possibility comes from a recent numerical approach by Conrad et al. (2004) who suggested that strong plate coupling at subduction zones, that cause great earthquakes, weakens the slab and thus diminishes the slab pull effect. Such a weakened slab is then more susceptible to be deformed by the mantle wind, but in this case it can either increase or decrease the dip as a function of the direction of the mantle flow.

Finally, we should remember that the correlation is rather good between α and V_{up} (see Figure AIV.6 and section AIV.4.1) and that V_{up} is generally well-correlated with UPS, i.e., compression for advancing upper plates and extension for retreating ones, except a few cases like Japan, Kuriles and New-Hebrides (Heuret and Lallemand, 2005). Back-arc spreading is often associated with retreating upper plates ($V_{up} < 0$) and steep slab dips (high values of α). Thus, we cannot exclude that V_{up} acts on both UPS and α .

AIV.4.3 – Relation between α and F_{sp}

It has been shown that the absolute motion of the major plates is positively correlated with the donwdip length of subduction zones (Forsyth and Uyeda, 1975). It is also accepted that the absolute motion of the subducting oceanic plates V_{sub} is positively correlated with the age of the lithosphere A (Carlson, 1995). Gravity anomalies associated with subduction zones also indicate that slab pull must be a first-order force that drives the plates (e.g., Ricard et al., 1991). The relative speeds of subducting and non-subducting plates is another piece of evidence supporting the slab pull force (Conrad and Lithgow-Bertelloni, 2002). However, we have seen that neither A nor F_{sp} correlate with the slab dip, even when we test only slabs far from slab edges that do not reach the 670 km discontinuity. Does this mean that the excess mass of the slab, is not significant in the balance of forces that produce the observed geometry?

In fact, slab pull predominance on subduction zone geometry is not so obvious. By definition, F_{sp} increases with L , but, at the same time, the viscous resistance of the upper mantle to slab penetration increases as well. This resistance to the slab sinking under its excess mass could prevent steep dip for long slabs. Bending force may also explain the lack of relation between slab dip and both A and F_{sp} . In fact, this resistive force is a function of the flexural rigidity of the subducting oceanic plate and increases as $A^{3/2}$, because it is proportional to the cube of the elastic thickness and the elastic thickness is often considered as proportional to the square root of the plate age (Turcotte and Schubert, 1982). Conrad and Hager (1999) noticed that the viscous resistance to slab bending is also proportional to the cube of the slab thickness. As the excess mass increases with A , the bending force also increases making flexure of the plate more difficult. Bellahsen et al. (2005) have shown from experimental modelling that bending force could dominate on slab pull in the control of slab geometry (steepest slabs for thickest slabs). In natural subduction zones, the competition between bending and slab pull may partly explain the weak correlation observed between slab dip and subducting plate age. Another reason that tends to disrupt the correlation is suggested

by Conrad et al. (2004) when they suggest that slab pull force for some slabs, associated with strong seismic coupling, might not be well transmitted to the surface plate anyway.

In any case, we reach the conclusion that the slab pull force is counter-balanced by other forces originating from plates-motions-derived-forces (influence of V_{sub} or V_{up} through viscous drag or resistance), mantle-flows-forces (push) and/or age-dependent bending forces, to control the slab dip. It is also possible that the stress originated from slab pull is not fully transmitted to the surface plate.

AIV.4.4 – Relation between slab dip and UPN

We confirm the result of previous studies revealing that slabs dip more steeply beneath oceanic plates and can quantify the mean difference to be about 20° . Jarrard (1986) proposed that the difference could be explained by a difference in duration of subduction between continental and oceanic overriding plates. To support his theory, he argued that slab dip correlated with the duration of subduction and that duration was greater for nearly all continental overriding plates than for oceanic ones. In this study, we did not compile the duration of subduction because we considered that there are great uncertainties regarding this parameter in many areas. Subduction erosion processes, for example, may consume remnants of volcanic arcs, or even that some earlier arc volcanics may be buried beneath younger rocks or water (i.e., Lallemand, 1998). The question of the relation between duration of subduction and slab dip is less clear. Jarrard (1986) suggested some gradual heating of the overriding plate causing shallowing of dip with time, but such process has not been confirmed, at our knowledge, by any modelling. Among possible explanations for such an observation, we can evoke some variation in mantle viscosity (Furlong et al., 1982 ; Cadek and Fleitout, 2003) or the fact that continental plates are thicker than oceanic ones. One may imagine that increasing the contact area between plates, promotes shallow dipping slabs by acting against the effects of slab bending through an opposite shear along the plates interface as suggested above (section AIV.4.2).

We must also keep in mind that V_{up} , which is often positive for continental upper plates, is correlated with α . Mean V_{upn} for subduction beneath oceanic plates is -19 ± 56 mm/yr, whereas it is 6 ± 26 mm/yr for continental upper plates. Despite the scattering of the data, we observe that most oceanic upper plates retreat except in the New Hebrides or north of Luzon, but these two regions are probably affected by regional forces (collision, plume) that make them exceptions.

Such complicated settings need to be tested through modelling before reaching any definitive conclusion.

AIV.4.5 – Relation between slab dip and subduction polarity

We have seen that the concept for which W-directed slabs (like Mariana) dip steeper than E-directed ones (like Andes) is not supported by our data. This lack of correlation can be illustrated for example by the shallow dipping W-directed Pacific slab under Japan and the steeply dipping E-directed Cocos slab under Middle America. The difference in deep dip, i.e., $2 \pm 14^\circ$, is not significant and those for shallow dip are only $6 \pm 10^\circ$, which is also not significant. It appears that the difference in the nature of the upper plate, i.e., $15 \pm 9^\circ$ for α_s and $18 \pm 11^\circ$ for α_d , is more significant. We observe that more than 80% of E-directed slabs underthrust continental upper plates and, as mentioned above, most of them advance toward the trench. We thus think that the small difference in dip between E- and W-directed slabs is

more likely due to either the nature or the absolute motion of the upper plate rather than the polarity of subduction.

AIV.4.6 – Relation between slab dip and edge proximity

We have observed that slabs are 10° steeper on average near their edges. It is quite difficult to analyse this tendency since slab edges are not systematically steeper. Many slabs abut against collision zones or pass laterally either to highly oblique convergence or transform faults, prevent us from any global or definite conclusion. Those which significantly steeper dip edges are :Andaman (north), Ryukyu (south), Izu-Bonin (south), Kamtchatka (north), Colombia (north) and Hikurangi (south). We also note that some of them dip more shallowly like Nankai (north), Mariana (north & south), Alaska (east).

Slab edges are warmer than slab cores, generating adakitic arc magmas by melting of the subducting oceanic crust in some cases (Yogodzinski et al., 2001). Such local heating is susceptible to weaken the lithosphere and thus facilitate its bending. We can also attribute this observation to the effect of mantle flow passing from one side of the slab to the other as indicated by mantle flow anisotropy in the northern Tonga or Kamtchatka for example (e.g., Smith et al., 2001 ; Yogodzinski et al., 2001), but in this case it can either produce a shallowing or a deepening depending on the direction of flow motion.

AIV.4.7 – General tendencies

We have tried to summarize on Figure AIV.12 the general characteristics of the studied transects that exhibit either low or steep dips. To simplify, we only discuss slab dips deeper than 125 km : α_d . By doing so, we face a problem because we must choose arbitrarily a common “cutoff angle” between low and steep dips and we have seen above that this “divide angle” varies depending on the parameters studied. This angle is 50° for UPS, 55° for V_{upn} , and 62° for UPN. We have thus chosen the mean $\alpha_d = 58^\circ$ for all slabs, or = 56° if we remove « near-edge » transects. This choice slightly deteriorates the correlations but has the merit of using the same “cutoff angle” for several parameters.

We can thus confirm that low slab dips better correlate with compressional continental advancing upper plates, whereas steep dips are often associated with extensional oceanic retreating upper plates (Figure AIV.12a). When examining this correlation more closely, we notice that some correlations are better verified in one sense than in the opposite sense. If we try to quantify these general correlations (Figure AIV.12b), we can say, for example, that 88 % of the low dips characterize continental upper plates (93% if far from slab edges) and conversely, 66 % of continental upper plates are characterized by low dips (58 % if far from slab edges). Choosing the best sense for correlations, we can say that 81 % of the steep dips characterize oceanic upper plates (90 % if far from slab edges). Back-arc compression is observed for 88 % of low dips transects, whereas back-arc extension is observed for 75 % of steep dip transects. This last percentage would have increased up to 96 % if we have used the limit of 50.5° rather than 58° described in section 3.2. Another reason why the correlation is not as good as described in section 3.2 is that neutral regime transects are taken into account in these percentages. 68 % of advancing upper plates are associated with low slab dips (77 % if far from slab edges), and 79 % of the steep dips correspond to retreating upper plates (89 % if far from slab edges).

It often appears in our tests that some subduction zones systematically violate these general tendencies. These are : New Hebrides, North Luzon, Yap, Puysegur, Andaman. All these subduction zones occur within specific geodynamic contexts that can, at least partially, explain their particular behavior. New Hebrides belong to a young arc that has rapidly rotated clockwise during the last 12 Ma as the result of the opening of the North Fiji basin above a regional mantle plume (Lagabrielle et al., 1997). The North Luzon arc is dual above a contorted slab that probably results from a complex recent history (e.g., Yang et al., 1996). Yap, Puysegur and Andaman are, all three, characterized by short slabs that deepen in a context of extremely oblique subduction. Given the specific context of these subduction zones, we had the choice of omitting them from our study or simply to include them. We chose to keep them because we did not want to add regional specificities to global ones such as the proximity of collision, slab edge or the maximum depth of slab penetration. It is clear that our results would make a compelling case if we had removed these transects.

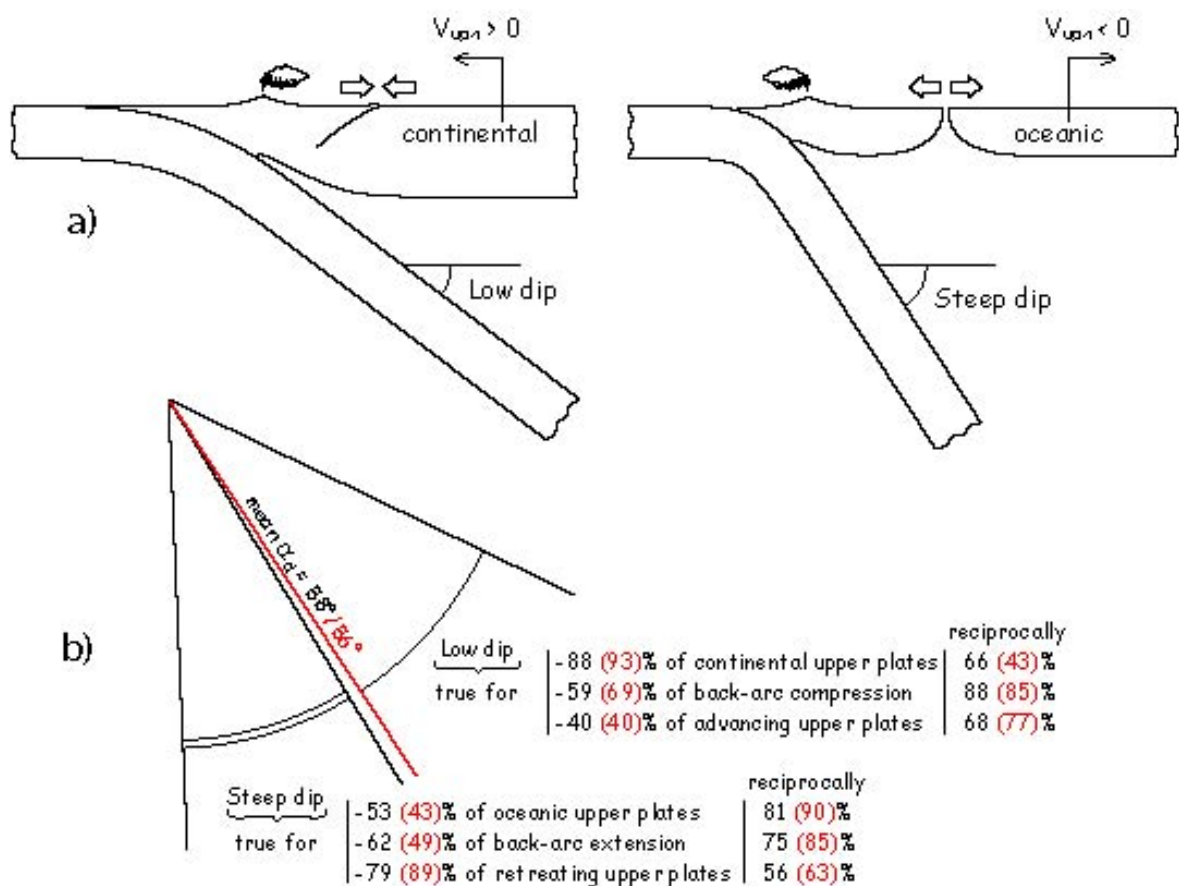


Figure AIV.12: (a) Schematic end-members of subduction zones with parameters associations satisfied by more than 60% of « non-perturbed oceanic » subduction zones. (b) Real percentages of satisfaction between three parameters : UPN, UPS, and V_{upn} and slab dips less or larger than a mean value. The choice of this mean value is discussed in the main text : for all slabs in black, and for transects far from slab edges in red.

Conclusions

We were able in this study to confirm some concepts and question some others:

- Mean shallow slab dip is 32° (between 0 and 125 km) and mean deep slab dip is 58° (deeper than 125 km), with positive variations near edges of the order of 10° .
- There is an excellent correlation between slab dip and upper plate strain. Back-arc

spreading is observed for deep dips larger than 51° whereas back-arc shortening occurs only for deep dips less than 31° .

- Slabs are steeper beneath oceanic upper plates ($70 \pm 20^\circ$) than beneath continental ones ($50 \pm 20^\circ$).
- There is a good correlation between slab dip and absolute motion of overriding plate, as well as – in a least measure – absolute motion of the arc/trench. The correlation is even better when the slab lies on, or furthermore penetrates through, the 670 km discontinuity.
- Slab dip correlates neither with the slab pull force, nor the age or the thermal parameter of the subducting plate.

These observations suggest that forces originating from mantle flow, mantle viscosity contrast, bending forces or plate-motions-derived forces may prevail to counter-balance the slab pull force in the control of the slab dip. The manner in which the nature, strain or absolute motion of the upper plate interacts with the slab dip is still a matter of debate and needs to be tested through experimental modelling. Nevertheless, we must admit that upper plate absolute motion correlates with slab dip, upper plate strain or nature, so that we can infer some primary control from this factor.

Acknowledgements: This research was supported by the CNRS-INSU DyETI program “Dynamics of subduction”. We thank all our colleagues who participated in this program for the numerous discussions and debates. We really appreciated the constructive comments by the two reviewers Clint Conrad and Jeroen van Hunen as well as the associate editor Peter van Keken. Marc-André Gutscher kindly reviewed the grammar and word usage from the earlier version. All of them greatly helped us in improving the manuscript.

Références

- Alvarez, W., 1982. Geological evidence for the geographical pattern of return flow and the driving mechanism of plate tectonics. *J. Geophys. Res.* 87, 6697-6710.
- Arcay, D., Tric, E., Doin, M.P., 2005. Numerical simulations of subduction zones; effect of the slab dehydration on the mantle wedge dynamics, *Phys. Earth Planet. Int.* 149, 133-153.
- Barazangi, M., Isacks, B.L., 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology* 4, 686-692.
- Barker, P.F., 2001. Scotia Sea regional tectonic evolution implications for mantle flow and paleocirculation. *Earth Sci. Rev.* 55, 1-39.
- Bautista, C.B., Bautista, M.L.P., Oike, K., Wu, F.T., Punongbayan, R.S., 2001. A new insight on the geometry of subducting slabs in northern Luzon, Philippine. *Tectonophysics* 339, 279-310.
- Becker, T.W., Faccenna, C., O'Connell, R.J., Giardini, D., 1999. The development of slabs in the upper mantle: Insights from numerical and laboratory experiments, *J. Geophys. Res. - Solid Earth* 104 (B7), 15207-15226.
- Becker, T.W., O'Connell, R.J., 2001. Predicting plate velocities with mantle circulation models, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 10.1029/2001GC001171.
- Bellahsen, N., Faccenna, C., Funiciello, F., 2005. Dynamics of subduction and plate motion in laboratory experiments: Insights into the "plate tectonics" behavior of the Earth., *J. Geophys. Res.* 110.
- Bijwaard H., 1999. Seismic travel-time tomography for detailed global mantle structure, PhD thesis, Utrecht University, 181, 178pp.
- Bird, P., 2003. An updated digital model of plate boundaries, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4(3), 1027, doi :10.1029/2001GC000252.
- Bodine, J.H., Steckler, M.S., Watts, A.B., 1981. Observations of flexure and the rheology of the oceanic lithosphere. *J. Geophys. Res.* 86, 3695-3707.
- Bokelmann, G.H.R., 2000. Thick shields and plate-mantle interaction. *EOS* 81 (n°48), 13.
- Bostock, M.G., VanDecar, J.C., 1995. Upper mantle structure of the northern Cascadia subduction zone. *Can. J. Earth Sci.* 32, 1-12.
- Bostrom, R.C., 1971. Westward displacement of the lithosphere. *Nature* 234, 536-538.
- Boutelier D., 2000. Relations entre certains paramètres déterminant la dynamique des zones de subductions : test à l'échelle du Pacifique, DEA SEL.
- Brace, W.F., Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithospheric stress imposed by laboratory experiments, *J. Geophys. Res.* 85, 6248-6252.
- Bunge, H.P., Richards, M.A., Engebretson, D.C., Baumgardner, J.R., 1997. A sensitivity study of three-dimensional spherical mantle convection at 108 Rayleigh number: effects of depth-dependent viscosity, heating mode, and endothermic phase change., *J. Geophys. Res.* 102, 11991-12007.
- Buttles, J., Olson, P., 1998. A laboratory model of subduction zone anisotropy, *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 245-262.

- Calmant, S., Lebellegard, P., Taylor, F., Bevis, M., Maillard, D., Récy, J., Bonneau, J., 1995. Geodetic measurements of convergence across the New Hebrides subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* 22, 2573-2576.
- Carlson, R.L., 1995. A plate cooling model relating rates of plate motion to the age of the lithosphere at trenches. *Geophys. Res. Lett.* 22, 1977-1980.
- Carlson, R.L., Hilde, T.W.C., and Uyeda, S., 1983. The driving mechanism of plate tectonics: Relation to age of the lithosphere at trench. *Geophys. Res. Lett.* 10, 297-300.
- Carlson, R.L., Melia, P.J., 1984. Subduction hinge migration. In: R.L., Carlson, K., Kobayashi (Eds.). *Tectonophysics* 102, 1-16.
- Carlson, R.L., Mortera-Gutiérrez, C.A., 1990. Subduction hinge migration along the Izu-Bonin-Mariana arc. *Tectonophysics* 181, 331-344.
- Chen, W.-P., Brudzinski, M.R., 2001. Evidence for a large-scale remnant of subducted lithosphere beneath Fiji. *Science* 292, 2475-2479.
- Cadek, O., Fleitout, L., 2003. Effect of lateral viscosity variations in the top 300 km on the geoid and dynamic topography. *Geophys. J. Int.* 152, 566-580.
- Chamot-Rooke, N., Vigny, C., Rangin, C., Walpersdorf, A., Le Pichon, X., Huchon, P., 1997. Sundaland motion detected from Geodyssea GPS measurement, part 1: implication for motion at Sunda trench. *Geodyssea (Geodynamics of the South and Southeast Asia) Concluding Symp.*, Penang, Malaysia, 14-18 April (abstract).
- Chapple, W.M., Tullis, T.E., 1977. Evaluation of the forces that drive the plates. *J. Geophys. Res.* 82, 1967-1984.
- Chase, C.G., 1978. Plate kinematics: The Americas, East Africa, and the rest of the world. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 37, 355-368.
- Christensen, U.R., Yuen, D., 1984. The interaction of the subducting lithospheric slab with a chemical or phase boundary, *J. Geophys. Res.* 89 (B6), 4389-4402.
- Christensen, U.R., 1996. The influence of trench migration on slab penetration into the lower mantle, *Earth Planet. Sci. Lett.* 140, 27-39.
- Cizkova, H., van Hunen, J., van den Berg, A.P., Vlaar, N.J., 2002. The influence of rheological weakening and yield stress on the interaction of slabs with the 670 km discontinuity. *Earth Planet. Sci. Lett.* 199, 447-457.
- Cloos, M., 1993. Lithospheric buoyancy and collisional orogenesis – subduction of oceanic plateaus, continental margins, island arcs, spreading ridges and seamounts, *Geol. Soc. Am. Bull.* 1056, 715-737.
- Conrad, C.P., Hager, B.H., 1999. Effects of plate bending and fault strength at subduction zones on plate dynamics. *J. Geophys. Res.* 104, 17551-17571.
- Conrad, C.P., Hager, B.H., 2001. Mantle convection with strong subduction zones. *Geophys. J. Int.* 144, 271-288.
- Conrad, C.P., Lithgow-Bertelloni, C., 2002. How mantle slabs drive plate tectonics. *Science* 298, 207-209.
- Conrad, C.P., Bilek, S., Lithgow-Bertelloni, C., 2004. Great earthquakes and slab pull: interaction between seismic coupling and plate-slab coupling. *Earth Planet. Sci. Lett.* 218, 109-122.
- Cross, T.A., Pilger, R.H., 1982. Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions, *Geol. Soc. Am. Bull.* 93, 545-562.
- Currie, C.A., Wang, K., Hyndman, R.D., He, J., 2004. The thermal effects of steady-state slab-driven mantle flow above a subducting plate: the Cascadia subduction zone and backarc, *Earth Phys. Sci. Lett.* 223, 35-48.
- Davies, G.F., 1995. Penetration of plates and plumes through the mantle transition zone, *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 507-516.

- Davis, E.E., Lister, C.R.B., 1974. Fundamentals of ridge crest topography, *Earth. Planet. Sci. Lett.* 21, 405-413.
- Davies, G.F., Richards, G.F., 1992. Mantle convection, *J. Geol.* 100, 151-206.
- Davies, J.H., 2002. Breaking plates. *Nature* 418, 736-737.
- DeMets C., Gordon R., Argus D., Stein S., 1990. Current plate motion, *Geophys. J. Intern.* 101, 425-470.
- DeMets, C., Gordon, R.G., Argus, D.F., Stein, S., 1994. Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motion. *Geophys. Res. Lett.* 21, 2191-2194.
- Dewey, J.F., 1980. Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries. In: D. Strangway (Eds.). *The Continental Crust and Its Mineral Deposits*. Geol. Assoc. Can., Spec. Pap. 20, 553-573.
- Doglioni, C., 1993. Geological evidence for a global tectonic polarity. *J. Geol. Soc. London* 150, 991-1002.
- Doglioni, C., Harabaglia, P., Merlini, S., Mongelli, F., Peccerillo, A., Piromallo, A., 1999. Orogens and slabs vs. their direction of subduction. *Earth Sci. Rev.* 45, 167-208.
- Doin, M.-P., Fleitout, L., 2000. Flattening of the oceanic topography and geoid: thermal versus dynamic origin. *Geophys. J. Int.* 143, 582-594.
- Dumoulin, C., Doin, M.-P., Fleitout, L., 2001. Numerical simulations of the cooling of an oceanic lithosphere above a convective mantle. *Phys. Earth Planet. Int.* 125, 45-64.
- Dziewonski A. M., Woodhouse J. H., 1981. Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *J. Geophys. Res.* 86, 2825-2852.
- Eberhart-Phillips, D., Reyners, M., 2001. A complex, young subduction zone imaged by three-dimensional seismic velocity, Fiordland, New Zealand. *Geophys. J. Int.* 146, 731-746.
- Ego, F., Ansan, V., 2002. Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt (102° - 99°W) in transtensive deformation? *Tectonophysics* 359, 189-208.
- Elsasser, W.M., 1971. Sea floor spreading as thermal convection, *J. Geophys. Res.* 76, 1101-1112.
- Engdhal R., Van Der Hilst R., Buland R., 1998. Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bull. Seism. Soc. Amer.* 88, 722-743.
- England, P., Engdahl R., Thatcher, W., 2004. Systematic variation in the depths of slabs beneath arc volcanoes. *Geophys. J. Int.* 156, 377-408.
- Faccenna, C., Giardini, D., Davy, P., Argentieri, A., 1999. Initiation of subduction at Atlantic-type margins ; insights from laboratory experiments, *J. Geophys. Res.* 104, 2749-2766.
- Faccenna, C., Funicello, F., Giardini, D., Lucente, P., 2001. Episodic back-arc extension during restricted mantle convection in the Central Mediterranean, *Earth Planet. Sci. Lett.* 187 (1-2), 105-116.
- Flower, M.F.J., Russo, R.M., Tamaki, K., Hoang, N., 2001. Mantle contamination and the Izu-Bonin-Mariana (IBM) 'high-tide mark': evidence for mantle extrusion caused by Tethyan closure. *Tectonophysics*, 333, 9-34.
- Freytmuller, J.T., Kellog, J.N., Vega, V., 1993. Plate motions in the North Andean region. *J. Geophys. Res.* 98, 21853-21863.
- Forsyth, D., Uyeda, S., 1975. On the relative importance of the driving forces of plate tectonics, *Geophys. J. R. Astr. Soc.* 43, 163-200.
- Forte, A.M., Mitrovica, J.X., 1996. New inferences of mantle viscosity from joint inversion of long-wavelength mantle convection and post glacial rebounds data, *Geophys. Res. Lett.* 23, 1147-1150.

- Fryer, P., Becker, N., Appelgate, B., Martinez, F., Edwards, M., Fryer, G., 2003. Why is the Challenger Deep so deep? *Earth Planet. Sci. Lett.* 211, 259-269.
- Fujiwara, T., Tamura, C., Nishizawa, A., Fujioka, K., Kobayashi, K., Iwabuchi, Y., 2000. Morphology and tectonics of the Yap trench. *Marine Geophys. Res.* 21, 69-86.
- Fukao, Y., Widiyantoro, S., Obayashi, M., 2001. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region. *Rev. Geophys.* 39, 291-323.
- Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., Regenauer-Lieb, K., 2003. Dynamics of retreating slabs : 2. Insights from three-dimensional laboratory experiments. *J. Geophys. Res.* 108, doi: 10.1029/2001JB000896.
- Funiciello, F., Faccenna, C., Giardini, D., 2004. Role of lateral mantle flow in the evolution of subduction systems: insights from laboratory experiments, *Geophys. J. Int.* 157, 1393-1406.
- Funiciello F., Moroni, M., Piromallo, C., Faccenna, C., Cenedese, A., Bui, H.A., 2006. Mapping the flow during retreating subduction: laboratory models analyzed by Feature Tracking, *J. Geophys. Res.* 111, B03402, doi:10.1029/2005JB003792, 2006.
- Furlong, K.P., Chapman, D.S., 1982. Thermal modelling of the geometry of subduction with implications for the tectonics of the overriding plate, *J. Geophys. Res.* 87, 1786-1802.
- Garfunkel, Z., 1975. Growth, shrinking, and long-term evolution of plates and their implication for the flow pattern in the mantle. *J. Geophys. Res.* 80, 7205-7223.
- Garfunkel, Z., Anderson, C.A., Schubert, G., 1986. Mantle circulation and the lateral migration of subducted slabs. *J. Geophys. Res.* 91, 4425-4432.
- Gorbatov A. et Kostoglodov V., 1997. Maximum depth of seismicity and thermal parameter of the subducting slab : general empirical relation and its application, *Tectonophysics* 277, 165-187.
- Gorbatov, A., Widiyantoro, S., Fukao, Y., Gordeev, E., 2000. Signature of remnant slabs in the North Pacific from P-wave tomography. *Geophys. J. Int.* 142, 27-36.
- Gordeev, E.I., Gusev, A.A., Levin, V.E., Bakhtiarov, V.F., Pavlov, V.M., Chebrov, V.N., Kasahara, M., 2001. Preliminary analysis of deformation at the Eurasia-Pacific-North America plate junction from GPS data. *Geophys. J. Int.* 147, 189-198.
- Gordon, R.G., Jurdy, D.M., 1986. Cenozoic global plate motions. *J. Geophys. Res.* 91, 12389-12406.
- Graindorge, D., 2002. Structure profonde des zones de subduction des Cascades et de l'Equateur: approche par les méthodes sismiques – Exemples du Déroit de Juan de Fuca et de la partie centrale de la marge équatorienne, Thèse de Doctorat de l'Université Piere et Marie Curie, Paris VI, 342pp.
- Green H. W., Young T. E., Walker D., Scholz C. H., 1990. Anticrack-associated faulting at very high pressure in natural olivine, *Nature* 348, 720-722.
- Griffiths, R.W., Turner, J.S., 1988. Folding of viscous plumes impinging on a density or viscosity interface, *Geophys. J.* 95, 397-419.
- Griffiths, R.W., Hackney, R.I., van der Hilst, R.D., 1995. A laboratory investigation of effects of trench migration on the descent of subducted slabs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 1-17.
- Gripp, A.E., Gordon, R.G., 1990. Current plate velocities relative to the hot spots incorporating the NUVEL-1 global plate motion model. *Geophys. Res. Lett.* 17, 1109-1112.
- Gripp, A.E., Gordon, R.G., 2002. Young tracks of hot spots and current plate velocities. *Geophys. J. Int.* 150, 321-361.
- Guillou-Frottier, L., Buttles, J., Olson, P., 1995. Laboratory experiments on the structure of subducted lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.* 133, 19-34.

- Gurnis, M., Hager, B.H., 1988. Controls of the structure of subducted slabs, *Nature* 335, 317-321.
- Gutscher, M.-A., Spakman, W., Bijwaard, H., Engdahl, E.R., 2000. Geodynamics of flat subduction: seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics* 19, 814-833.
- Gutscher, M.-A., Peacock, S.M., 2003. Thermal models of flat subduction and the rupture zone of great subduction earthquakes, *J. Geophys. Res.* 108(B1), 2009, doi:1001029/2001JB000787.
- Hager, B.H., 1984. Subducted slab and the geoid: constraints on mantle rheology and flow, *J. Geophys. Res.* 89, 6003-6015.
- Hager, B.H., O'Connell, R.J., 1978. Subduction zones dip angles and flow driven by plate motion, *Tectonophysics* 50, 111-133.
- Hall, R., Spakman, W., 2002. Subducted slabs beneath the eastern Indonesia-Tonga region: insights from tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 201, 321-336.
- Hassani, R., Jongmans, D., Chéry, J., 1997. Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models. *J. Geophys. Res.* 102, 17951-17965.
- Hellfrich, G.R., Wood, B.J., 2001. The Earth's mantle, *Nature* 412, 501-507.
- Heki, K., Miyazaki, S., Takahashi, H., Kasahara, M., Kimata, F., Miura, S., Vasilenko, N.F., Ivashchenko, A., An, K.-D., 1999. The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia. *J. Geophys. Res.* 104, 29147-29155.
- Heuret, A., 2002. Relations entre paramètres caractéristiques de la dynamique des interactions entre plaques convergentes à l'échelle de toutes les zones de subduction océanique, DEA SEL.
- Heuret, A., S., Lallemand. Upper plate absolute motion and slab-anchor force control on back-arc deformation. EGS 2003, Nice.
- Heuret, A., S., Lallemand. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. AGU 2004, Hawaï.
- Heuret A., Lallemand, S., 2005. Plate motions, slab dynamics and back-arc deformation. *Physic. Earth Planet. Int.* 149, 31-51.
- Hilde, T.W.C., Uyeda, S., 1983. Trench depth: variation and significance; dans: *Geodynamics of the western Pacific – Indonesian region*, ed. by T.W.C. Hilde and S. Uyeda, *Geodynamics Series* 11, 75-89.
- Hindschberger, F., Malot, J.-A., Réhault, J.-P., Villeneuve, M., Royer, J.-Y., Burhanuddin, S., 2005. Late Cenozoic geodynamic evolution of eastern Indonesia, *Tectonophysics* 404, 91-118.
- Houseman, G.A., Gubbins, D., 1997. Deformation of subducted oceanic lithosphere. *Geophys. J. Int.* 131, 535-551.
- Humler, E., Langmuir, C., Daux, V., 1999. Depth versus age: new perspectives from the chemical compositions of ancient crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 7-23.
- Hyndman, R.D., 1972. Plate motions relative to the deep mantle and the development of subduction zones. *Nature* 238, 263-265.
- Intergueix-Filippi, D., Dupeyrat, L., Tric, E., Menvielle, M., 1999. The influence of plate kinematics, convection intensity, and, subduction geometry on the Earth's upper mantle dynamics in the vicinity of a subduction zone. *Geophys. J. Int.* 138, 275-284.
- Intergueix-Filippi, D., Tric, E., Batoul, A., Labrosse, G., 2000. Spectral modeling of mantle convection in a non orthogonal geometry: application to subduction zones. *Computers & Geosciences* 26, 763-777.

- Irifune, T., 1993. Phase transformations in the Earth's mantle and subducting slabs: Implications for their compositions, seismic velocity and density structures and dynamics, *Isl. Arcs* 2, 55-71.
- Isacks, B.L., Molnar, P., 1969. Mantle earthquakes mechanisms and the sinking of the lithosphere, *Nature* 223, 1121-1124.
- Isacks, B.L., Molnar, P., 1971. Distribution of stresses in the descending lithosphere from a global survey of focal mechanism solutions of mantle earthquakes, *Rev. Geophys.* 9, 103-174.
- Isacks, B.L., Barazangi, M., 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. In: *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*, M., Talwani, W.C., Pitman (Eds.), 99-114.
- Jansma, P., Mattioli, G., Lopez, A., DeMets, C., Dixon, T., Mann, P., Calais, E., 2000. Neotectonics of Puerto-Rico and the Virgin Islands northeastern Caribbean, from GPS Geodesy, *Tectonics* 19 n°6, 1021-1037.
- Jarrard, R.D., 1986. Relations among subduction parameters. *Rev. Geophys.* 24, 217-284.
- Jolivet, L., 1995. *La déformation des continents: exemples régionaux*. Hermann, Editeurs des Sciences et des Arts. Collection Enseignement des Sciences.
- Jordan, T. E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J., 1983. Andean tectonics related to the geometry of subducted Nazca plate, *Geol. Soc. Am. Bull.* 94, 341-361.
- Karato, S.-I., Riedel, M.R., Yuen, D.A., 2001. Rheological structure and deformation of subducted slabs in the mantle transition zone: implication for mantle circulation and deep earthquakes. *Phys. Earth Planet. Int.* 127, 83-108.
- Kato, T., Beavan, J., Matsushima, T., Kotake, Y., Camacho, J., Nakao, S., 2003. Geodetic evidence of back-arc spreading in the Mariana trough, *Geophys. Res. Lett.* 30 n°12, 4pp.
- Kelemen, P.B., Rilling, J.L., Parmentier, E.M., Mehl, L., Hacker, B.L., 2003. Thermal structure due to solid-state flow in the mantle wedge beneath arcs, In: *"Inside the Subduction factory"*, AGU, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 138, John Eiler (Edt), Washington D.C., pp 293-311.
- Kellogg, L.H., Hager, B.H., van der Hilst, R.D., 1999. Compositionnal stratification in the Deep Mantle, *Science* 283, 1881-1884.
- Kincaid, C., Olson, P., 1987. An experimental study of subduction and slab migration. *J. Geophys. Res.* 92, 13832-13840.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2003. Laboratory models of the thermal evolution of the mantle during subduction rollback, *Nature* 495-n°6953, 58-62.
- Kincaid, C., Griffiths, R.W., 2004. Variability in flow and temperatures within mantle subduction zones, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems (G³)* 5-n°6, 20pp.
- King, S.D., Masters, G., 1992. An inversion for radial viscosity structure using seismic tomography, *Geophys. Res. Lett.* 19, 1551-1554.
- Kirby, S.H., Stein, S., Okal, E.A., Rubie, D.B., 1996. Metastable mantle phase transformations and deep earthquakes in subducting oceanic lithosphere, *Rev. Geophys.* 34, 261-306.
- Klotz, J., Khazaradze, G., Angermann, D., Reigber, C., Perdomo, R., Cifuentes, O., 2001. Earthquake cycles dominates contemporary crustal deformation in Central and Southern Andes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 193, 437-446.
- Kubo, A., Fukuyama, E., 2003. Stress field along the Ryukyu Arc and the Okinawa Trough inferred from moment tensors of shallow earthquakes. *Earth Planet. Sci. Lett.* 210, 305-316.

- Lagabrielle, Y., Goslin, J., Martin, H., Thiriot, J.-L., Auzende, J.-M., 1997. Multiple active spreading centers in the hot North Fiji Basin (Southwest Pacific): a possible model for Archean seafloor dynamics? *Earth Planet. Sci. Lett.* 149, 1-13.
- Lallemand, S., 1995. High rates of arc consumption by subduction processes; some consequences. *Geology* 23, 551-554.
- Lallemand, S., 1998. Possible interaction between mantle dynamics and high rates of consumption by subduction process in circum-Pacific area. *Geodynamics* 27, 1-9.
- Lallemand, S., 1999. *La Subductin Océanique*, Gordon and Breach, Newark, N.J., 194pp.
- Lallemand, S., Font, Y., Bijwaard, H., Kao, H., 2001. New insights on 3-D plates interaction near Taiwan from tomography and tectonic implications. *Tectonophysics* 335, 229-253.
- Lallemand, S., A., Heuret, D., Boutelier, 2003. Control of slab dip on upper plate strain regime. EGS 2003, Nice.
- Lallemand, S., A., Heuret, D., Boutelier, 2005a. Control from upper plate absolute motion on slab dip and upper plate tectonique regime. EGU 2005, Vienne.
- Lallemand, S., Heuret, A., Boutelier, D., 2005b. On the relationships between slab dip, back-arc stress, upper plate absolute motion and crustal nature in subduction zones. *Gcubed*.
- Levin, V., Shapiro, N., Park, J., Ritzwoller, M., 2002. Seismic evidence for catastrophic slab loss beneath Kamchatka. *Nature* 418, 763-767.
- Levitt, D.A., Sandwell, D.T., 1995. Lithospheric bending at subduction zones based on depth soundings and satellite gravity. *J. Geophys. Res.* 100, 379-400.
- Lithgow-Bertelloni, C., Richards, M.A., 1998. The dynamics of Cenozoic and Mesozoic plate motions, *Review of geophysics* 36, 27-78.
- Luyendyk, B.P., 1970. Dips of downgoing lithospheric plates beneath island arcs, *Geol. Soc. Am. Bull.* 81, 3411-3416.
- McNutt, M.K., 1984. Lithospheric flexure and thermal anomalies. *J. Geophys. Res.* 89, 11180-11194.
- McNutt, M.K., Menard, H.W., 1982. Constraints on yield strength in the oceanic lithosphere derived from observations of flexure, *Geophys. J. Royal Astron. Soc.* 71, 363-394.
- Mantovani, E., Viti, M., Babbucci, D., Tamburelli, C., Albarello, D., 2001. Back arc extension : which driving mechanism? *J. Virtual Explorer* 3, 17-45.
- Martinez, F., Becker, N., Freyer, P., 2000. Geophysical characteristics of the southern Mariana trough, 11°59'N-13°40'N. *J. Geophys. Res.* 105, 16591-16607.
- Mazzotti, S., 1999. L'arc insulaire japonais : déformation transitoire et permanente liée à la subduction et à la collision. Ph.D. thesis, Université Paris-Sud, Orsay-Paris XI.
- Mazzotti, S., Henry, P., Le Pichon, X., 2001. Transient and permanent deformation of central Japan estimated by GPS; 2. Strain partitioning and arc-arc collision. *Earth Planet. Sci. Lett.* 184, 455-469.
- Mazzotti, S., Dragert, H., Hyndman, R.D., Miller, M.M., Henton, J.A., 2002. GPS deformation in a region of high crustal seismicity: N. Cascadia forearc. *Earth Planet. Sci. Lett.* 198, 41-48.
- Meade, C., Jeanloz, R., 1991. Deep-focus earthquakes and recycling of water into the Earth's mantle, *Science* 252, 68-72.
- Miller, M.S., Kennett, B.L.N., Lister, G.S., 2004. Imaging changes in morphology, geometry, and physical properties of the subducting Pacific plate along the Izu-Bonin-Mariana arc, *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 363-370.
- Milsom, J., 2001. Subduction in eastern Indonesia: how many slabs? *Tectonophysics* 338, 167-178.
- Minster, J.B., Jordan, T.H., 1978. Present-day plate motions. *J. Geophys. Res.* 83, 5331-5354.

- Mitrovica, J.X., Forte, A.M., 1997. Radial profile of mantle viscosity : results from the joint inversion of convection and postglacial rebound observables, *J. Geophys. Res.* 102, 2751-2769.
- Miyazaki, S., Heki, K., 2001. Crustal velocity field of southwest Japan: subduction and arc-arc collision. *J. Geophys. Res.* 106, 4305-4326.
- Molnar, P., Atwater, T., 1978. Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 41, 330-340.
- Müller R., Roest W., Royer J.-Y., Gahagan L., Sclater J., 1997. Digital isochrons of the world's ocean floor, *J. Geophys. Res.* 104, 3211-3214.
- Munoz, M., 2005. No flat Wadati-Benioff Zone in the central and southern central Andes, *Tectonophysics* 395, 41-65.
- Nakamura, K., Shimazaki, K., Yonekura, N., 1984. Subduction, bending and education. Present and Quaternary tectonics of the northern border of the Philippine Sea plate, *Bull. Soc. Géol. Fr.* XXVI, n°2, 221-243.
- Nakamura, M., 2004. Crustal deformation in the central and southern Ryukyu Arc estimated from GPS data. *Earth Planet. Sci. Lett.* 217, 389-398.
- Nakanishi, I., Kinoshita, Y., Miura, K., 2002. Subduction of young plates: a case of the Philippine Sea plate beneath the Chugoku region, Japan. *Earth Planets Space* 54, 3-8.
- Nelson, T.H., Temple, P.G., 1972. Mainstream mantle convection: a geologic analysis of plate motion. *Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull.* 56, 226-246.
- Northrup, C.J., Royden, L.H., Burchfiel, B.C., 1995. Motion of the Pacific Plate relative to Eurasia and its potential relation to Cenozoic extension along the Eastern margin of Eurasia, *Geology* 23, 719-722.
- Ogawa, M., 1987. Shear instability in a viscoelastic material as the cause for deep focus earthquakes. *J. Geophys. Res.* 92, 13081-13810.
- Okal, E.A., 2001. "Detached" deep earthquakes: are they really? *Phys. Earth Planet. Int.* 127, 109-143.
- Olbertz, D., Wortel, M.J.R., Hansen, U., 1997. Trench migration and subduction zone geometry. *Geophys. Res. Lett.* 24, 221-224.
- O'Neill, B., Jeanloz, R., 1994. MgSiO₃-FeSiO₃-Al₂O₃ in the Earth's lower mantle: perovskite and garnet at 1200 km depth, *J. Geophys. Res.* 99, 19901-19915.
- Otsuki, K., 1989. Empirical relationships among the convergence rate of plates, rollback rate of trench axis and island-arc tectonics: "laws of convergence rates of plates". *Tectonophysics* 159, 73-94.
- Oxburgh, R., Turcotte, D., 1974. Origin of paired metamorphic belts and crustal dilatation in island arc regions. *J. Geophys. Res.* 76, 1325-1327.
- Pacheco, J., Sykes, L., 1992. Seismic moment catalog for large shallow earthquakes from 1900 to 1989, *Bull. Seism. Soc.* 82, 1306-1349.
- Pankow, K.L., Lay, T., 1999. Constraints on the Kurile slab from shear wave residual sphere analysis. *J. Geophys. Res.* 104, 7255-7278.
- Pardo, M., Suarez, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.* 100, 12357-12373.
- Parson, L.M., Wright, I.C., 1996. The Lau-Havre-Taupo back-arc basin: a southward-propagating, multi-stage evolution from rifting to spreading. *Tectonophysics* 263, 1-22.
- Parsons, B., McKenzie, D., 1978. Mantle convection and the thermal structure of the plates, *J. Geophys. Res.* 83, 4485-4496.
- Parsons, T., Trehu, A.M., Luetgert, J.H., Miller, K., Kilbride, F., Wells, R.E., Fisher, M.A., Flueh, E., Brink, U.S., Christensen, N.I., 1998. A new view into the Cascadia

- subduction zone and volcanic arc: implications for earthquake hazards along the Washington margin. *Geology* 26, 199-202.
- Peacock, S.M., 1996. Thermal and petrologic structure of subduction; dans *Subduction: Top to bottom*, éd. par G.E. Debout, D.W., Scholl, S.H. Kirby et J. Platt, *Geophysical Monograph* 96, AGU, Washington, D.C., 119-133.
- Pearce, J.A., Leat, P.T., Barker, P.F., Millar, I.L., 2001. Geochemical tracing of Pacific-to-Atlantic upper-mantle flow through the Drake passage. *Nature* 410, 457-461.
- Pelletier, B., Calmant, S., Pillet, R., 1998. Current tectonics of the Tonga-New Hebrides region. *Earth Planet. Sci. Lett.* 164, 263-276.
- Protti, M., Guendel, F., McNally, K., 1995. Correlation between the age of the subducting Cocos plate and the geometry of the Wadati-Benioff zone under Nicaragua and Costa-Rica, *Special Paper of the Geol. Soc. Amer* 295, 309-326.
- Pysklywec, R.N., Mitrovica, J.X., 1998. Mantle flow mechanisms for the large-scale subsidence of continental interiors, *Geology* 26 (8), 687-690.
- Rangin, C., Spa kman, W., Pubellier, M., Bijwaard, H., 1999a. Tomographic and geological constraints on subduction along the eastern Sundaland continental margin (South-East Asia). *Bull. Soc. Géol. France* 170, 775-788.
- Rangin, C., Le Pichon, X., Mazotti, S., Pubellier, M., Chamot-Rooke, N., Aurelio, M., Walpersdorf, A., Quebral, R., 1999b. Plate convergence measured by GPS across the Sundaland/Philippine Sea Plate deformed boundary: the Philippines and eastern Indonesia. *Geophys. J. Int.* 139, 296-316.
- Ratchkovski, N.A., Hansen, R.A., 2002a. New evidence for segmentation of the Alaska subduction zone, *Bull. Seism. Soc. America* 5, 1754-1765.
- Ratchkovski, N.A., Hansen, R.A., 2002b. New constraints on tectonics of interior Alaska: Earthquake location, source mechanism and stress regime, *Bull. Seism. Soc. America* 3, 998-1014.
- Replumaz, A., Karason, H., van der Hilst, R.D., Besse, J., Tapponnier, P., 2004. 4-D evolution of SE Asia's mantle from geological reconstructions and seismic tomography. *Earth Planet. Sci. Lett.* 221, 103-115.
- Ricard, Y., Doglioni, C., Sabadini, R., 1991. Differential rotation between lithosphere and mantle: a consequence of lateral viscosity variations. *J. Geophys. Res.* 96, 8407-8415.
- Ringwood, A.E., Irifune, T., 1988. Nature of the 650 km seismic discontinuity, *Nature* 331, 131-136.
- Ritzwoller, M.H., Shapiro, N.M., Zhong, S.J., 2004. Cooling history of the Pacific lithosphere, *Earth Planet. Sci. Lett.* 226, 69-84.
- Ruellan, E., Delteil, J., Wright, I., Matsumoto, T., 2003. From rifting to active spreading in the Lau Basin – Havre Trough backarc system (SW Pacific): locking/unlocking induced by seamount chain subduction, *Geochem. Geophys. Geosyst.* 4 n°5, doi:10.1029/2001GC000261.
- Ruff, L., Kanamori, H., 1980. Seismicity and the subduction process, *Phys. Earth Planet. Int.* 23, 240-252.
- Russo, R.M., Silver, P.G., 1994. Trench-parallel flow beneath the Nazca plate from seismic anisotropy. *Science* 263, 1105-1111.
- Sacks, S., Suyehiro, K., 2003. 1. Leg 186 synthesis: drilling the forearc of the northeast Japan arc – Causes and effects of subduction plate coupling over 20My; dans *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results 186*, éd. par K. Suyehiro, I.S. Sacks, G.D. Acton et M. Oda.
- Sandwell D., Smith W., 1997. Marine gravity anomaly from Geosat and ERS-1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research* 102, 10039-10054.

- Sandwell D., Smith W., 1999. Bathymetric estimation, « Satellite and Altimetry and Earth Sciences », Academic Press.
- Schellart, W.P., Lister, G.S., Jessell, M.W., 2002. Analogue modelling of asymmetrical back-arc extension. *J. Virtual Explorer* 7, 25-42.
- Schellart, W.P., 2004. Quantifying the net slab pull force as a driving mechanism for plate tectonics, *Geophys. Res. Lett.* 31, L07611.
- Schellart, W.P., 2005. Influence of the subducting plate velocity on the geometry of the slab and migration of the subduction hinge, *Earth Planet. Sci. Lett.* 231 (3-4), 197-219.
- Schmeling, H., Monz, R., Rubie, D.C., 1999. The influence of olivine metastability on the dynamics of subduction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 165, 55-66.
- Scholz, C.H., Campos, J., 1995. On the mechanism of seismic decoupling and back-arc spreading at subduction zones. *J. Geophys. Res.* 100, 22103-22115.
- Shemenda, A.I., 1992. Horizontal lithosphere compression and subduction ; constraints provided by physical modelling, *J. Geophys. Res.* 97, 11097-11116.
- Shemenda, A.I., 1994. *Subduction: Insights from Physical Modeling*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 215pp.
- Sleep, N., Toksöz, M., 1971. Evolution of marginal basins. *Nature* 33, 548-550.
- Smith, G.P., Wiens, D.A., Fischer, K.M., Dorman, L.M., Webb, S.C., Hildebrand, J.A., 2001. A complex pattern of mantle flow in the Lau back-arc. *Science* 292, 713-716.
- Stein, C.A., Stein, S., 1992. A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, *Nature* 359, 123-129.
- Stein, S., Stein, C.A., 1996. Thermo-mechanical evolution of oceanic lithosphere: Implications for the subduction process and deep earthquakes; dans *Subduction: Top to bottom*, éd. par G.E. Debout, D.W., Scholl, S.H. Kirby et J. Platt, *Geophysical Monograph* 96, AGU, Washington, D.C., 1-17.
- Stern, R.J., 2002. Subduction zones, *Rev. Geophys.* 40, 1012, doi:10.1029/2001RG000108.
- Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: subductions and intracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19, 787-813.
- Tackley, P.J., Stevenson, D.J., Glatzmaier, G.A., Shubert, G., 1993. Effects of an endothermic phase-transition at 670 km depth in a spherical model of convection in the Earth's mantle, *Nature* 361, 699-704.
- Tamaki, K., 1995. Upper mantle extrusion tectonics of southeast Asia and formation of western Pacific back-arc basins. In: *International Workshop: Cenozoic Evolution of the Indochina Peninsula*, Hanoi/Do Son, April 1995, Abstract with programs, 89 pp.
- Tao, W.C., O'Connell, R.J., 1993. Deformation of a weak subducted slab and variation of seismicity with depth, *Nature*, 361, 626-628.
- Tatsumi, Y., 1986. Formation of volcanic front in subduction zones, *Geophys. Res. Lett.* 13, 717-720.
- Taylor, F.W., Bevis, M., Schutz, B., Kuang, D., Recy, J., Calmant, S., Charley, D., Regnier, M., Perin, B., Jackson, M., Reichenfeld, C., 1995. Geodetic measurements of convergence at the New Hebrides island arc indicate arc fragmentation caused by an impinging aseismic ridge, *Geology* 23, 1011-1014.
- Tetzlaff, M., Schmeling, H., 2000. The influence of olivine metastability on deep subduction of oceanic lithosphere, *Phys. Earth Planet. Int.* 120 (1-2), 29-38.
- Tregoning, P., 2002. Plate kinematics in the western Pacific derived from geodetic observations. *J. Geophys. Res.* 107, ECV7:1-8.
- Tregoning, P., Lambeck, K., Stolz, A., Morgan, P., McClusky, S.C., van der Beck, P., McQueen, H., Jackson, R.J., Little, R.P., Laing, A., Murphy, B., 1998. Estimation of

- current plate motions in Papua New Guinea from Global Positioning System observations. *J. Geophys. Res.* 103, 12181-12203.
- Tregoning, P., Jackson, J.J., McQueen, H., Lambeck, K., Stevens, C., Little, R.P., Curley, R., Rosa, R., 1999. Motion of the South Bismarck Plate, Papua New Guinea. *Geophys. Res. Lett.* 26, 3517-3520.
- Turcotte D.L., Oxburgh, E.R., 1967. Finite amplitude convective cells and continental drifts, *J. Fluid Mech.* 28, 29-42.
- Turcotte D.L., Schubert, G., 1982. *Geodynamics: Application of continuum physics to geological problems*; John Wiley and Sons, New York, 450pp.
- Turner, S., Hawkesworth, C., 1998. Using geochemistry to map mantle flow beneath the Lau basin. *Geology* 26, 175-183.
- Uyeda, S., 1982. Subduction zones: An introduction to comparative subductology. *Tectonophysics* 81, 133-159.
- Uyeda, S., Kanamori, H., 1979. Back-arc opening and the mode of subduction. *J. Geophys. Res.* 84, 1049-1061.
- van der Hilst, R., Seno, T., 1993. Effects of relative plate motion on the deep structure and penetration depth of slabs below the Izu-Bonin and Mariana island arcs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 120, 395-407.
- Vanneste, L.E., Larther, R.D., Smythe, D.K., 2002. A slice of intra-oceanic arc : insight from the first multichannel seismic reflexion profile across the South Sandwich Island arc. *Geology* 30, 819-822.
- Vigny, C., Socquet, A., Rangin, C., Chamot-Rooke, N., Pubellier, M., Bouin, M.-N., Bertrand, G., Becker, M., 2003. Present-day crustal deformation around the Sagaing Fault, *J. Geophys. Res.* 108, n°11, 10 pp.
- Vlaar, N.J., Wortel, M.J.R., 1976. Lithosphere aging, instability and subduction, *Tectonophysics* 32, 331-351.
- Weijermars, R., Schmeling, H., 1986. Scaling of newtonian and non newtonian fluid dynamics without inertia for quantitative modelling of rock flow due to gravity (including the concept of rheological similarity), *Phys. Earth Planet. Int.* 43, 316-330.
- Widiyantoro, S., Kennett, B.L.N., van der Hilst, R.D., 1999. Seismic tomography with P and S data reveals lateral variations in the rigidity of deep slabs. *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 91-100.
- Wortel, R., 1982. Seismicity and rheology of subducted slabs, *Nature* 296, 553-556.
- Xu, J., Kono, Y., 2002. Geometry of slab, intraslab stress field and its tectonic implication in the Nankai trough, Japan. *Earth Planets Space* 54, 733-742.
- Yang, T.F., Lee, T., Chen, C.-H., Cheng, S.-N., Knittel, U., Punongbayan, R.-S., Rasdas, A.R., 1996. A double island arc between Taiwan and Luzon: consequence of ridge subduction, *Tectonophysics* 258, 85-101.
- Yogodzinski, G.M., Lees, J.M., Churikova, T.G., Dorendorf, F., Woerner, G., Volynets, O.N., 2001. Geochemical evidence for the melting of subducting oceanic lithosphere at plate edges. *Nature* 409, 500-504.
- Zang, S.X., Chen, Q.Y., Ning, J.Y., Shen, Z.K., Liu, Y.G., 2002. Motion of the Philippine Sea plate consistent with the NUVEL-1A model. *Geophys. J. Int.* 150, 809-819.
- Zellmer, K.E., Taylor, B., 2001. A three plate kinematic model for Lau Basin opening. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, paper no 2

RESUME :

Comparer les zones de subductions les unes aux autres permet d'éclairer les raisons de leur diversité et de remonter aux forces qui gouvernent leur fonctionnement. Pour permettre cette comparaison statistique, une base de données globale originale, SubductionZones, qui décrit l'ensemble des zones de subduction océaniques du globe a été construite à partir de bases de données globales préexistantes. Les observations qui découlent de l'analyse statistique globale des zones de subduction, souvent inédites et infirmant parfois les résultats d'études antérieures, impliquent une réévaluation des modèles de subduction en vigueur. Des trois « acteurs » mis en jeu dans le processus de subduction (i.e., la plaque subduite, la plaque supérieure et le manteau), la plupart des observations mettent en avant l'influence de la plaque supérieure et de la direction de son mouvement sur la dynamique de la subduction. Les caractéristiques de la plaque subduite et de son panneau plongeant, en revanche, si elles semblent contrôler le mouvement des plaques, ont vraisemblablement une influence limitée sur le mouvement des fosses, le régime tectonique de la plaque supérieure et le pendage du slab. L'influence du manteau et des flux qui l'animent a par ailleurs été mise en évidence dans quelques cas, notamment à proximité des bordures de slabs.

Les modèles physiques (analytiques, numériques ou analogiques), pour leur part, complètent la vision instantanée du processus de subduction que donne l'approche statistique en offrant un cadre théorique et dynamique à l'interprétation des observations. L'approche analogique nous a ainsi permis de tester les modalités de l'influence du mouvement de la plaque supérieure dans le contrôle du mouvement de la fosse, de la géométrie du panneau plongeant et de la déformation de la plaque supérieure.

MOTS-CLES : zones de subduction, géodynamique, statistiques, modélisation analogique

TITLE :

Subduction Zones Dynamics : Global Statistical Study and Experimental Modelling

ABSTRACT:

Statistical comparison of subduction zones helps to understand their variability and the respective influences of the acting forces. To allow such a statistical analysis, we have built SubductionZones, a global database which describes all the current oceanic subduction zones around the world.

Most of the observations argue for a strong influence of overriding plate and of its motion direction on subduction dynamics. Subducting plate and slab characteristics seem to control plate motions, but their influence on trench motion, overriding plate deformation and slab geometry are likely to be negligible. Some evidences of mantle flows influences have also been enlightened.

As it provides the theoretical and dynamical framework for statistical observations interpretation, physical modelling (experimental and numerical) is complementary with statistical approach. Experimental models have thus allowed us to test how overriding plate motion could influence trench motion, slab geometry and overriding plate deformation.

KEYWORDS : subduction zones, geodynamics, statistical study, experimental modelling

Discipline : Sciences de la Terre : Géodynamique

INTITULE ET ADRESSE DE L'U.F.R. OU DU LABORATOIRE :

Laboratoire de la Dynamique de la Lithosphère, Université Montpellier II, Place Eugène Bataillon, 34095 Montpellier Cedex 5, France.