

**Thèse de l'Université de Bretagne
Occidentale**

*sous le sceau de l'Université européenne de Bretagne
pour obtenir le titre de*

**DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE
BRETAGNE OCCIDENTALE**
Mention : Géosciences Marines

École Doctorale Des Sciences de la Mer

présentée par

Vincent Brandon

Préparée à

**Unité Mixte de Recherche 6538
Domaines Océaniques**

Institut Universitaire Européen de la Mer

Thèse soutenue le 11 Octobre 2010

devant le jury composé de :

Joseph MARTINOD

Professeur, LMTG Université Paul Sabatier / *Rapporteur*

Carole PETIT

Professeur, GéoAzur / *Rapporteur*

Yves CANSI

Expert Sénior CEA, CEA / *Examineur*

Nicolas CHAMOT-ROOKE

Chargé de Recherche CNRS, ENS Paris / *Examineur*

Jacques DEVERCHERE

Professeur, UBO / *Examineur*

Jean-Yves ROYER

Directeur de Recherche CNRS, UBO / *Directeur de thèse*

Déformation de la
lithosphère océanique :
Approche numérique par
éléments finis, application à
la plaque Indo-Australienne.



Résumé

La tectonique des plaques repose sur le postulat que les plaques sont rigides et que l'essentiel des déformations se concentre sur leurs frontières, généralement étroites en domaine océanique. Plusieurs plaques océaniques semblent y déroger. La plaque Indo-Australienne montre par exemple une forte sismicité en dehors de ses frontières, qui traduit une déformation intraplaque intense. Les mécanismes au foyer expriment une déformation compressive dans la partie Est de la plaque, et une déformation extensive sur le flanc Est de la dorsale centrale Indienne et sur le flanc Nord de la dorsale sud-est Indienne. L'inversion de données cinématiques, qui supposent des plaques rigides, aboutit au concept de plaques composites composées d'éléments rigides séparés par des limites larges et diffuses. En utilisant l'exemple de la plaque Indo-Australienne, ce travail cherche à savoir comment se comporte la lithosphère océanique quand elle est soumise à des contraintes horizontales et le rôle joué par les structures préexistantes comme les plateaux sous-marins ou les zones de fracture fossiles sur la déformation.

La première partie de ce travail s'est intéressée à la sismicité de faible magnitude détectée par un réseau temporaire de 3 hydrophones déployés dans l'océan Indien Austral. L'objectif était de mieux identifier et localiser les structures actives des zones déformées. En raison de la géométrie du réseau, ces données apportent peu d'informations nouvelles mais confirment le rôle des zones de fracture fossiles dans la déformation des domaines en extension. Par ailleurs, la découverte, sur des zones de fracture actives des dorsales Est Pacifique et Juan de Fuca, de précurseurs sismiques nous a incités à en rechercher sur nos données. Un précurseur sismique est défini comme un événement se produisant dans un rayon de 100 km autour d'un événement majeur, quelques heures à quelques jours avant celui-ci. L'analyse d'une sélection d'événements détectés par le réseau permanent du traité international de non-prolifération nucléaire (OTICE), dont la localisation est très précise, n'a pas permis de reconnaître de tels précurseurs. En revanche, notre réseau temporaire détecte de nombreux événements qui pourraient y être assimilés, si leur localisation, basée sur seulement 3 hydrophones, pouvait être améliorée. La combinaison des données de ces 2 réseaux serait nécessaire pour progresser sur ces deux questions.

La seconde partie de ce mémoire est consacrée à la modélisation de la déformation de la plaque Indo-Australienne, afin notamment de préciser le rôle de structures préexistantes, reliefs ou zones de fracture fossiles remobilisées, comme en atteste la sismicité. Pour aborder cette question, nous avons testé deux outils « ADELI » (*Hassani et al., 1997*) et « SHELLS » (*Bird, 1989; Bird et Kong, 1994; Kong et Bird, 1995; Bird,*

1999). Le second code numérique s'est avéré le plus adapté. Ce modèle décompose les plaques en éléments finis triangulaires sur la sphère, tient compte de l'âge de la lithosphère considérée, et peut prendre en compte des zones de faiblesse (zones de fracture) et des reliefs. A partir de conditions aux limites en vitesse et d'hypothèses sur la rhéologie de la lithosphère, le modèle calcule l'état des contraintes et des déformations de la plaque considérée.

La plaque Indo-Australienne présentant des zones déformées disjointes, nous avons d'abord modélisé chacune d'elles séparément : la zone en extension, entre les plaques Inde et Capricorne est découpée par un réseau de zones de fracture oblique par rapport à l'orientation générale Nord-Sud de la dorsale Centrale Indienne et comprend le relief des Chagos ; la zone en extension entre les plaques Capricorne et Australie est découpée par un réseau de zones de fracture perpendiculaires à l'orientation générale Ouest-Nord-Ouest Est-Sud-Est de la dorsale Sud-Est Indienne et comprend le plateau océanique de Saint-Paul et Amsterdam ; enfin, la zone en compression entre les plaques Inde, Capricorne et Australie, est caractérisée par une lithosphère ancienne découpées par des zones de fracture Nord-Sud dans les bassins de Wharton et Indien Central et la ride du 90^{ème} Est. Les conditions aux limites de ces modèles sont issues d'une approche cinématique de plaque rigide. Pour intégrer les limites de plaques diffuses sur les bords des maillages, nous avons utilisé la notion de bord libre, cela nous a permis de reproduire les déformations dans ces trois régions sans imposer de limites particulières entre les plaques. Enfin, nous avons réuni les trois maillages afin de modéliser la plaque Indo-Australienne dans son ensemble.

Les modélisations effectuées ont mis en évidence l'importance des structures pré-existantes comme le banc des Chagos qui concentre la déformation au niveau de la limite diffuse entre les plaques Inde et Capricorne où des séismes de magnitude 8 se sont produits. Les zones de fracture jouent par leur réactivation un rôle essentiel, notamment à l'Est de la ride du 90^{ème} Est, où elles provoquent des comportements différents entre le bassin Indien Central où la déformation est marquée essentiellement par de la compression dans une direction Nord-Sud et le bassin de Wharton, où du décrochement sénestre se manifeste en plus de la compression. Nos modèles prédisent des taux d'extension et de raccourcissement proches d'études précédentes avec un éloignement de l'Inde par rapport à la plaque Capricorne d'environ 2 mm/an dans une direction Nord-Sud, et un raccourcissement de l'ordre de 11,5 mm/an entre l'Australie et l'Inde dans une direction Nord-Ouest Sud-Est. Au premier ordre, le concept de plaque composite semble valide pour la plaque Indo-Australienne, cependant la répartition des zones diffuses s'avère plus complexe que prévue.

Abstract

Plate tectonics postulate that plates are rigid and that deformations focus on their boundaries, generally narrow in oceanic areas. Some oceanic plates appear to derogate to these tenets. The Indo-Australian plate, for instance, displays a high level of intraplate seismicity expressing a high level of deformation of the oceanic lithosphere. Earthquake focal mechanisms express compressional deformation in the Eastern part of the plate and extensional deformation East of the Central Indian Ridge and North of the South-East Indian Ridge. Inversion of kinematic data, assuming rigid plates, lead to the concept of composite plates comprising rigid components separated by wide and diffuse boundaries. Using the example of the Indo-australian plate, this dissertation investigates how the oceanic lithosphere behaves when submitted to horizontal stresses and the role of preexisting features such as submarine plateaus or fossil fracture zones on the deformation pattern.

The first part of this work focuses on the distribution of the low magnitude seismic activity in the deformed areas using hydroacoustic records from 3 autonomous hydrophones in the Southern Indian Ocean. The objective was to identify and localize active structures in the deformed areas. Due the geometry of this temporary array, little new information could be obtained, however these data confirmed the reactivation of fossil fracture zones in the extensional areas. The discovery of seismic foreshocks preceding high magnitude earthquakes along active transforms of the East Pacific and Juan de Fuca ridges lead us to search for such precursors in our data. A foreshock is defined as an event occurring few hours before a major event within a 100 km radius around it. No such foreshocks were detected in our partial analysis of data from the Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty (CTBT) hydroacoustic array. From the data of our temporary array, 13 events were identified as foreshocks few hours before major events on fracture zones; however, with only three hydrophones, localization errors can not be estimated. Thus pursuing our investigations on these two issues would require to combine data from the two arrays, both to extend the data coverage and to improve the event localization.

The second and main part of this study is devoted to model the deformation within the Indo-Australian lithosphere, both to test the validity of the composite plate concept and to evaluate the importance of pre-existing structures, such as submarine plateaus and fossil fracture zones, in the deformation pattern. To address this problem, we tested two numerical codes ADELI (*Hassani et al., 1997*) and SHELLS (*Bird, 1989; Bird et Kong, 1994; Kong et Bird, 1995; Bird, 1999*). The latter proved to be better adapted to our purpose. The plate is partitioned into a mesh of spherical triangular

finite elements, and the numerical code calculates the deformation of each element. This code considers the age of the lithosphere and the presence of fracture zones or topography. Using the plate velocities as boundary conditions and some assumptions on the rheology of the lithosphere, SHELLS then calculates stress and strain on the lithosphere.

The Indo-australian plate comprising several disjoint areas of deformation, we chose to model them separately : the first extensional area, between the Indian and Capricorn plates, comprises the Chagos Bank and a series of fracture zones oblique to the general N-S trend of the Central Indian Ridge ; the second extensional area, between the Capricorn and Australian plates, comprises the Amsterdam and St Paul plateau and a series of fracture zone perpendicular to the general WNW-ESE trend of the Southeast Indian Ridge ; the third area is dominated by a compressional deformation between the Indian, Capricorn and Australian plates, is bounded to the NE by the Sunda Trench and comprises the Ninetyeast Ridge and N-S oriented fracture zones of Paleocene to Eocene age in the Wharton and Central Indian basins. The boundary conditions of the models are derived from kinematic models assuming rigid plates. However, to account for the diffuse plate boundaries, we let one side of our four-sided meshes free and by doing so, we were able to reproduce the observed deformation pattern in the three modeled areas. Finally, we combined the three meshes into a single one to model the whole Indo-australian plate, where each of its sides is constrained by plate velocities.

All our models predict deformation patterns consistent with the observed ones. Small discrepancies may occur and are discussed. All the models also emphasize the importance of preexisting structures of the lithosphere. For instance, the Chagos Bank focuses the deformation in the diffuse boundary between the Indian and Capricorn plates where magnitude-eight earthquakes occurred. Fossil fracture zones turn out to be weaknesses that accommodate a large fraction of the intraplate deformation. For instance, the Ninetyeast Ridge and the fracture zones immediately east of it explain the different behavior between the Central Indian Basin, where the deformation is essentially compressional in a N-S direction, and the Wharton Basin, where the deformation includes left-lateral shear and NW-SE compression. Our models also predicts rates of extension or shortening consistent with previous studies : east of the Central Indian Ridge, India moves away from Capricorn at ~ 2 mm/yr in a N-S direction ; west of the Sunda Trench, Australia moves towards India at ~ 11.5 mm/yr in a NW-SE direction. To the first order, the concept of composite plate thus seems valid for the Indo-australian plate, however the shape of the diffuse boundaries may be more complex than anticipated.

Remerciements

Ce manuscrit est l'aboutissement de plusieurs années d'études, commencées à l'Université Jules Vernes de Picardie à Amiens en 1999 avec une orientation vers les Sciences de la Matière, et poursuivies à l'Université de Brest en Mécanique des Milieux Continus appliquée à la géophysique. Le goût pour la géophysique et la mécanique m'a orienté vers ce sujet de thèse proposé par Jean-Yves Royer au laboratoire UMR6538 - Doamines Océaniques. Je souhaite donc remercier Jean-Yves et le laboratoire pour m'avoir fait confiance sur ce sujet et m'avoir encadré et accompagné dans mes recherches. Les difficultés ont été présentes à plusieurs reprises dans cette thèse et il n'a pas toujours été simple de trouver le chemin des résultats. Toutefois Jean-Yves, j'ai apprécié tes analyses et critiques, la liberté et l'autonomie que tu m'as laissé acquérir dans ce sujet. L'aboutissement de cette thèse est donc une grande étape dans ma vie professionnelle.

Mes études universitaires ont pu être menée à bien grâce au soutien de mes parents, qui ont fait des choix dans leur vie afin de me permettre de réussir toutes les étapes de mon parcours. Je souhaite remercier ma sœur et mes parents pour tout.

Je tiens évidemment à remercier les amis de toujours, Matthieu, Ophélie, Philippe et bien évidemment Emeric pour toutes les discussions, les soirées et le soutien qu'ils m'ont apporté. Je souhaite aussi remercier les nombreux amis et collègues qui ont été présent à différent moment de cette thèse au laboratoire : Abel, Cédric, Yassine, Ivo, Manu, Hassan, Mélanie et tous les autres... Je souhaite ici faire un clin d'œil à l'association des jeunes chercheurs Merscidoc et à ses membres et aux participants des Docoriales de Bretagne en 2008, qui m'ont permit de m'ouvrir aux autres disciplines et d'échanger. Je ne peux pas oublier dans ces remerciements mes amis représentants de doctorant à l'EDSM et à l'UBO : Aurore, Anthony, et Guillaume. Merci à vous pour tout, votre amitié m'est très précieuse. Merci également à tous les doctorants, post-doc, stagiaires, chercheurs et ingénieurs de l'IUEM que j'ai croisé et notamment Sébastien, Audrey, Claire, Virginie, Jennifer, Camille Kervazo, Christophe Martin, Jean Goslin, Claude Guennou, Chantal Tisseau et tous les autres...

Et enfin, je ne peux pas parler de cette thèse et de son accomplissement, sans évoquer Elise, ma compagne que j'ai rencontrée au début cette thèse, qui a toujours été présente dans les moments difficiles et également dans les moments de réussites. Ton soutien et ta présence infaillible ont été indispensable à l'accomplissement et à la réussite de cette thèse. Je tiens à te remercier infiniment pour tout ce que tu m'apportes

au quotidien.

J'espère que la lecture de ce manuscrit ne sera pas trop laborieuse et vous apportera quelque chose.

Bonne lecture.

Vincent

P.S. : Si vous souhaitez me contacter, voici mon adresse mail, vincent.brandon@laposte.net

Table des matières

Résumé	i
Abstract	v
Remerciements	ix
Introduction	1
1 Cadre de l'étude	5
1.1 Les plaques lithosphériques et leurs mouvements	5
1.1.1 La tectonique des plaques	5
1.1.2 Les modèles de plaques	13
1.2 La plaque Indo-Australienne	20
1.2.1 Description de la plaque actuelle	20
1.2.2 Evolution de la plaque Indo-Australienne du Jurassique au Paléogène	23
1.3 La déformation diffuse de la plaque Indo - Australienne	31
1.3.1 La sismicité observée	31
1.3.2 La déformation sédimentaire et crustale	33
1.3.3 Vers des limites de plaque diffuses	37
2 Sismicité hydroacoustique et précurseurs sismiques	43
2.1 Les ondes sismiques	43
2.1.1 Les différents types d'ondes sismiques	43
2.1.2 Le problème de l'atténuation des ondes en milieu océanique	44
2.2 Les ondes hydroacoustiques	44
2.2.1 La formation des ondes hydroacoustiques	44
2.2.2 Propagation des ondes dans le canal SOFAR	46
2.2.3 Enregistrement de l'onde hydroacoustique	52
2.2.4 Signal hydroacoustique d'origine sismique	53
2.3 Les réseaux hydroacoustiques	55
2.3.1 Le réseau hydroacoustique de l'OTICE	57
2.3.2 Les réseaux temporaires	58
2.4 Observation de précurseurs sismiques	59
2.4.1 Qu'est-ce qu'un précurseur sismique ?	59
2.4.2 Données et outils pour les observer	63
2.5 Analyse et Résultats	69
2.5.1 Dépouillement des données du CTBT	70
2.5.2 Recherche de précurseurs à partir des données De o-Hydro	80
2.6 Conclusion et Perspective	86

3	Approche Numérique de la déformation	89
3.1	Choix du modèle numérique	89
3.1.1	Le code ADELI	89
3.1.2	Le code SHELLS	90
3.1.3	Mise en œuvre du code SHELLS	92
3.2	Application aux plaques Inde et Capricorne	97
3.2.1	Le maillage de la zone	97
3.2.2	Influence des conditions aux limites sur la déformation	99
3.2.3	Influence des contraintes géophysiques sur la déformation	112
3.2.4	Rôle des zones de fracture dans la distribution de la déformation	122
3.2.5	Tests avec le modèle cinématique MORVEL (DeMets <i>et al.</i> , 2010)	133
3.3	Conclusion	139
4	Application aux autres zones de déformation	143
4.1	Modélisation de la zone frontière Capricorne - Australie	143
4.1.1	Maillage et conditions initiales	143
4.1.2	Modélisation sans zones de fracture.	144
4.1.3	Modélisation avec zones de fracture activées	149
4.2	Modélisation de la déformation dans les bassins de Wharton et Indien Central	155
4.2.1	Maillage et conditions initiales	155
4.2.2	Modèle sans zones de fracture	156
4.2.3	Modèles avec zones de fracture	159
4.2.4	Influence du coefficient de friction des zones de fracture sur la déformation	162
4.3	Application à la plaque Indo-Australienne	165
4.3.1	Cas du modèle sans zones de fracture	165
4.3.2	Modèle avec zones de fracture sur les dorsales	169
4.3.3	Modèle avec toutes les zones de fracture	173
4.4	Conclusion	177
5	Discussion	181
5.1	Comparaison avec le modèle de Kreemer <i>et al.</i> (2003).	181
5.2	Comparaison avec l'étude de Delescluse et Chamot-Rooke (2007).	184
5.3	Lien entre observations et déformation prédite	185
5.3.1	Sismicité de l'océan Indien	185
5.3.2	Déformation de grande longueur d'onde	187
5.4	Taux de raccourcissement et d'extension	187
	Conclusions et Perspectives	191
A	Annexe : Influence d'une anomalie du flux de chaleur dans le Bassin Central Indien.	199
	Bibliographie	213

Introduction

D'après la théorie de la tectonique des plaques, la lithosphère océanique est découpée en plusieurs plaques tectoniques qui se comportent comme des coques rigides en mouvement les unes par rapport aux autres. Très rapidement, les principales limites des plaques, où se concentrent les déformations, ont été localisées à partir des observations sismologiques. De nombreuses données bathymétriques, gravimétriques et magnétiques, puis ensuite des données géodésiques, ont été acquises et utilisées pour reconstituer leurs mouvements au cours des temps géologiques, décrits par des rotations eulériennes entre les plaques. Les modèles actuels comportent une trentaine de plaques rigides. Cependant, ce schéma n'est pas si simple, car certaines limites entre plaques océaniques ne sont pas toujours bien définies et étroites et certaines plaques océaniques semblent se déformer. Citons par exemple la frontière entre les plaques Amérique du Nord et Amérique du Sud qui s'étend de l'arc des Antilles à la dorsale médio-Atlantique sur quelques centaines de kilomètres de large. Le concept de limites de plaques diffuses a alors été introduit, à l'image des frontières entre plaques continentales. Ces limites sont caractérisées par une sismicité diffuse répartie sur des régions de grande dimension (e.g. 2000 x 3000 km). De telles limites diffuses ont été identifiées dans la zone équatoriale de la plaque Indo-Australienne et sépareraient deux ou trois sous-ensembles rigides : les plaques Inde, Australie, voire Capricorne dans la partie Ouest, mises en évidence par différents auteurs. La plaque Indo-Australienne, supposée rigide, est en effet le siège de nombreux séismes intraplaques de forte magnitude ($M_w > 6$). Ces zones sismiquement actives présentent de plus des déformations enregistrées par le socle et les séries sédimentaires qui le recouvrent. L'analyse de ces observations laisse penser que ces déformations sont la conséquence de l'orogène Himalayen et auraient débuté il y a moins de 20 Ma. Le premier chapitre de cette thèse reprendra les différents points évoqués ici afin de remettre dans son contexte géodynamique l'étude de la déformation de la plaque Indo-Australienne, qui représente un des exemples les plus spectaculaires de déformation de la lithosphère océanique.

La sismicité de la plaque Indo-Australienne est principalement connue par les séismes de forte magnitude (> 4.5), en raison des dimensions de cette plaque et de l'éloignement des bassins océaniques déformés par rapport aux réseaux sismologiques terrestres. Même si l'analyse de ces séismes a permis de caractériser les différents modes de déformations et les directions des contraintes principales, la distribution effective de la sismicité, d'après les seuls catalogues « terrestres », reste très imparfaitement connue. Depuis une quinzaine d'années, les hydrophones autonomes permettent d'enregistrer la sismicité de faible magnitude des domaines océaniques éloignés des terres.

Lorsqu'un séisme se produit, les ondes sismiques, qui se propagent dans la croûte océanique, se convertissent en ondes acoustiques lorsqu'elles atteignent le plancher océanique. Alors que les ondes sismiques s'atténuent très rapidement dans la croûte, les ondes acoustiques, grâce aux propriétés de la couche d'eau, peuvent se propager sur de très longues distances avec une faible atténuation. Un réseau de quelques hydrophones permet ainsi de surveiller de grandes régions océaniques et de localiser les séismes de faible magnitude avec précision ($< 2-3$ km). De telles expériences, menées autour des dorsales océaniques du Pacifique, ont par ailleurs démontré la présence de précurseurs sismiques quelques heures avant de forts séismes localisés sur les zones de fracture transformantes. Ces précurseurs sont très intéressants pour la compréhension des mécanismes de rupture de la lithosphère océanique. Dans le Chapitre 2, nous avons recherché de tels précurseurs sismiques sur les zones de fracture actives de l'Océan Indien. Notre étude s'est servi dans un premier temps des données des stations hydroacoustiques permanentes de l'OTICE (Organisation du Traité d'Interdiction Complète des Essais nucléaires), installées dans l'océan Indien pour détecter des explosions sous-marines éventuelles. Une collaboration avec le CEA (Commissariat à l'Energie Atomique) a permis d'accéder partiellement à ces données. Cette étude préliminaire a été complétée par l'analyse des données de la mission De o-Hydro durant laquelle trois hydrophones autonomes ont été mouillés au Sud de l'Océan Indien. Le positionnement de ce réseau hydroacoustique n'était cependant pas favorable pour préciser la sismicité intraplaque et identifier les structures les plus actives.

L'essentiel de ce mémoire s'est intéressé à la déformation de la plaque Indo-Australienne par une modélisation numérique des déformations. L'objectif était d'évaluer le rôle de structures préexistantes dans l'expression de la déformation, comme les reliefs sous-marins ou les zones de fracture fossiles qui découpent le plan des dorsales et les bassins océaniques ; l'objectif est en même temps de tester le concept de plaques rigides séparées par des frontières diffuses et le caractère prédictif des modèles cinématiques qui l'admettent. Nous avons d'abord tenté d'utiliser le code ADELI, mais celui-ci s'est révélé inadapté à l'étude que nous souhaitions faire. Nous avons donc choisi le code SHELLS. Ce code utilise des éléments finis triangulaires sphériques pour résoudre l'équation de la variation de la quantité de mouvement ce qui permet de déduire les déformations et les vecteurs vitesses au sein de plaques sphériques. Le Chapitre 3 présentera ce code et ses différents paramètres. Nous l'appliquerons ensuite à la modélisation de la limite diffuse extensive entre les plaques Inde et Capricorne. Cette étude nous permettra de tester l'influence de différents paramètres d'entrée de SHELLS et l'influence des caractéristiques structurales des bassins considérés sur les déformations. Nous testerons également l'influence des conditions aux limites sur la déformation. Celles-ci sont définies en termes de vitesses, calculées à partir des rotations eulériennes qui décrivent le mouvement des plaques rigides qui bordent le modèle. Nous montrerons que la prise en compte de bords libres dans les conditions aux limites permet de reproduire des déformations cohérentes avec les observations dans cette zone d'étude. Nous testerons également l'influence des zones de fracture fossiles, réactivées par les séismes de fortes magnitudes qui caractérisent ces frontières diffuses, et mettrons en

évidence leur rôle dans la déformation.

Nous modéliserons ensuite, dans le Chapitre 4, les autres limites de plaques diffuses supposées. Nous appliquerons les paramètres testés dans le Chapitre 3 à la limite entre les plaques Capricorne et Australie, qui présente une géométrie très proche de la limite de plaque Inde / Capricorne. Nous utiliserons comme conditions aux limites les vitesses prédites par le modèle cinématique MORVEL. Nous testerons à nouveau l'influence des zones de fracture sur la déformation de cette région. Nous modéliserons ensuite la limite diffuse entre l'Inde et l'Australie. Cette zone très large s'étend du front de subduction de Sumatra au bassin Indien Central, et inclut la ride du 90^{ème} Est. Les observations mettent en évidence un comportement général compressif orienté parallèlement au front de subduction, induisant des décrochements dans le bassin de Wharton et de la compression dans le bassin Indien Central. La modélisation de cette zone sera réalisée sans et avec les zones de fracture fossiles des bassins de Wharton et Indien Central, réactivées par la déformation. Et enfin, nous réaliserons un modèle global pour toute la partie déformée de la plaque Indo-Australienne avec et sans zones de fracture.

La dernière partie de ce mémoire discutera les résultats obtenus en les comparant aux études précédentes, avant de conclure et de mettre en avant des perspectives pour la poursuite de ce travail.

Cadre de l'étude

La couche superficielle de la Terre, appelée lithosphère, est découpée en plusieurs plaques tectoniques supposées rigides. Ces plaques se déplacent les unes par rapport aux autres. La découverte des mouvements de ces plaques a vite amené les géophysiciens et géologues à se poser de nombreuses questions. L'histoire de la théorie de la tectonique des plaques est rappelée succinctement dans la première partie de ce chapitre. Ces mouvements ont été étudiés et plusieurs modèles de plaques ont été élaborés depuis une quarantaine d'année, les plus pertinents étant regroupés dans la suite de ce chapitre.

En raison d'une histoire mouvementée rappelée dans la seconde partie de ce chapitre, la plaque tectonique Indo-Australienne est très complexe. Au lieu de se comporter comme une plaque rigide comme la plupart des plaques tectoniques, de la sismicité intraplaque y est observée. Celle-ci, bien qu'elle soit moindre par rapport à la sismicité enregistrée sur les bords d'une plaque tectonique, révèle un comportement particulier au sein de cette plaque. Une description précise des déformations observées sera faite dans la dernière partie de ce chapitre et présentera la notion de limites de plaques diffuses.

1.1 Les plaques lithosphériques et leurs mouvements

On sait aujourd'hui grâce à la théorie de la tectonique des plaques et à ses validations successives par des observations et des mesures géophysiques, que l'écorce de la Terre est constituée d'une mosaïque de plaques rigides en mouvement les unes par rapport aux autres. Ces plaques ont une épaisseur qui varie entre 20 km sous les dorsales océaniques et jusqu'à 200 km sous les continents. Même si au premier ordre, les plaques sont bien délimitées et se comportent de façon rigide, ce modèle simple semble démenti par l'accumulation d'observations cinématiques, sismologiques ou structurales qui montrent que certaines plaques se déforment en dehors de leurs frontières reconnues. C'est notamment le cas dans l'Océan Indien.

1.1.1 La tectonique des plaques

La tectonique des plaques, dont les bases ont été posées par *McKenzie et Parker (1967)* et *Morgan (1968)*, est la théorie qui explique l'évolution de la croûte terrestre. Elle inclut la notion de lithosphère et pour expliquer le moteur des mouvements, la convection dans le manteau et les points chauds principalement. L'idée principale est de

considérer la couche superficielle de la Terre comme un ensemble de plaques « flottant » sur l'asthénosphère. Cette théorie répondait à plusieurs questions que se posaient les scientifiques durant le XX^{ème} siècle.

1.1.1.1 Hypothèse de la dérive des continents

La tectonique des plaques succéda à l'hypothèse de la dérive des continents que *Wegener* (1929) formula à partir d'observations faites sur les continents. Par exemple, la similarité du trait de côte entre l'Amérique du sud et de l'Afrique intriguait bon nombre de scientifiques de l'époque, ainsi que la continuité de structures géologiques entre continents, ou la présence de fossiles terrestres de mêmes espèces sur plusieurs continents. Il était difficile de concevoir que ces espèces aient pu traverser les océans sur de grandes distances. Wegener proposa donc que les continents étaient par le passé regroupés en un unique grand continent qu'il nomma Pangée (Figure 1.1).

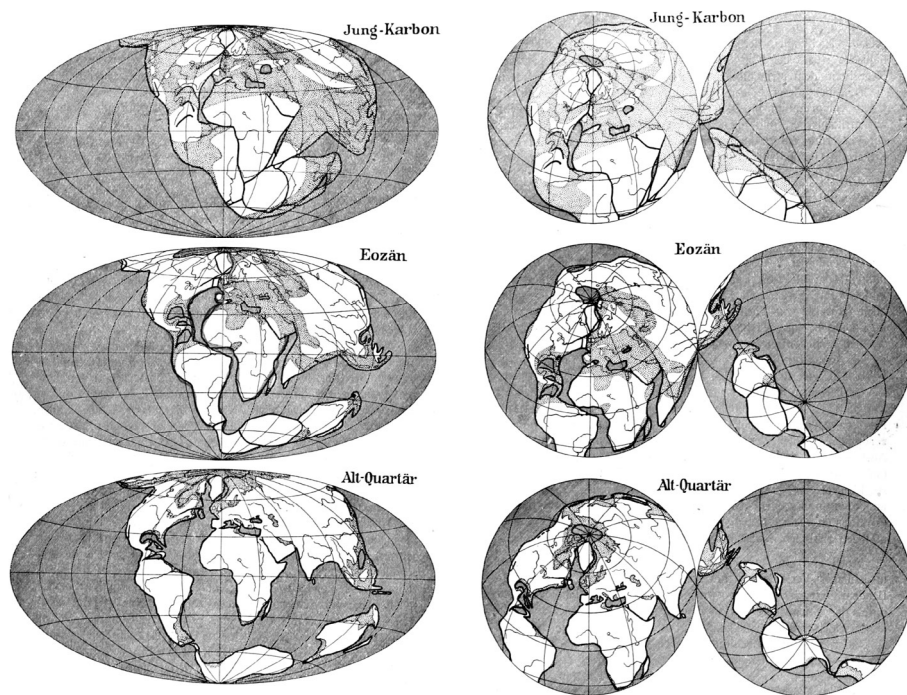


FIGURE 1.1 – La dérive des continents vue par *Wegener* (1929).

En l'absence d'informations sur la structure interne de la Terre, Wegener expliquait que les continents, essentiellement constitués de granite, glissaient sur du basalte fluide. Ce modèle fut critiqué, mais l'idée générale de grands déplacements des continents était évoquée. Il restait donc à trouver des preuves de cette hypothèse et tenter de reconstituer ces mouvements.

1.1.1.2 Hypothèse de l'expansion océanique – Sea-Floor Spreading

C'est en fait l'exploration des océans et notamment des fonds océaniques qui permit de développer la théorie de la tectonique des plaques. Grâce aux techniques de sondage Sonar développées lors de la seconde guerre mondiale, le relief sous-marin s'est

progressivement révélé. Les données bathymétriques montraient par exemple une ride centrale dans l'Océan Atlantique, des fosses très profondes autour de l'Océan Pacifique et des monts sous-marins dans les plaines abyssales.

Hess (1962), ancien membre de la marine américaine, proposa l'hypothèse de l'expansion des fonds océaniques (sea-floor spreading) (Figure 1.2). Il associa les cellules de convection du manteau à la topographie. Une quinzaine d'années plus tôt, en 1945, Arthur Holmes proposa que la remontée mantellique associée aux cellules de convection pourrait briser un continent en deux et provoquer l'éloignement de ses fragments, et que l'espace serait alors comblé par la cristallisation du manteau. Cette hypothèse, très avant-gardiste, ne reçut que peu de considération par manque de données pour la tester.

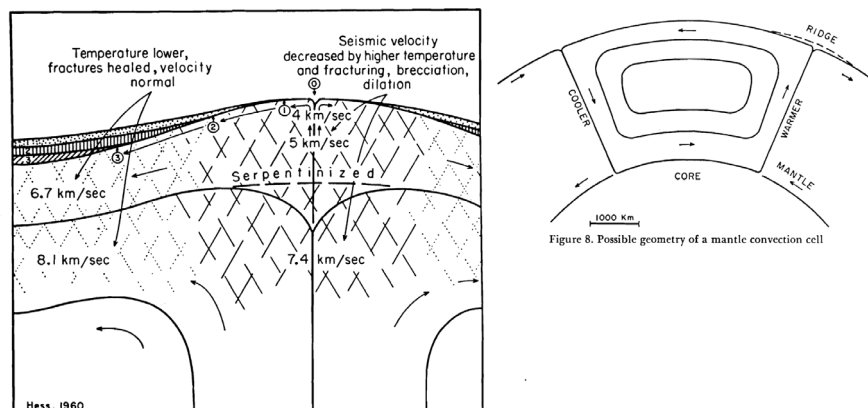


Figure 7. Diagram to represent (1) apparent progressive overlap of ocean sediments on a mid-ocean ridge which would actually be the effect of the mantle moving laterally away from ridge crest, and (2) the postulated fracturing where convective flow changes direction from vertical to horizontal. Fracturing and higher temperature could account for the lower seismic velocities on ridge crests, and cooling and healing of the fractures with time, the return to normal velocities on the flanks.

FIGURE 1.2 – Schémas décrivant l'hypothèse de l'expansion océanique selon *Hess* (1962). À gauche, la remontée du manteau à l'axe des dorsales, et à droite, un schéma de la convection du manteau.

Les dorsales médio-océaniques sont alors associées à une remontée du manteau et les fosses océaniques, à des zones de collision. Il a été constaté que les roches océaniques étaient de composition différente des roches continentales, et aucune roche océanique n'a pu être datée à plus de 200 Ma. Wilson partit de l'hypothèse de Hess pour expliquer que l'âge des îles océaniques augmentent en fonction de leur distance par rapport à l'axe des dorsales, avec pour exemple, les îles hawaïennes *Wilson* (1963a,b, 1965a) (Figure 1.3).

D'autres découvertes se sont jointes à ces hypothèses pour aboutir à la tectonique des plaques. Les premières séries de mesures des anomalies magnétiques par des navires de surface ont permis de répondre aux dernières interrogations. En 1906, *Brunhes* (1906) montre que les laves acquièrent une aimantation et que cette aimantation a la même direction que le champ magnétique terrestre ambiant, ou une direction opposée. *Matuyama* (1929) constate sur une succession de coulées que l'aimantation associée change au cours du temps, mais cette découverte resta dans l'anonymat.

Au début des années 60, plusieurs équipes de recherche travaillent sur des roches basaltiques et élaborent une première échelle temporelle des inversions du champ ma-

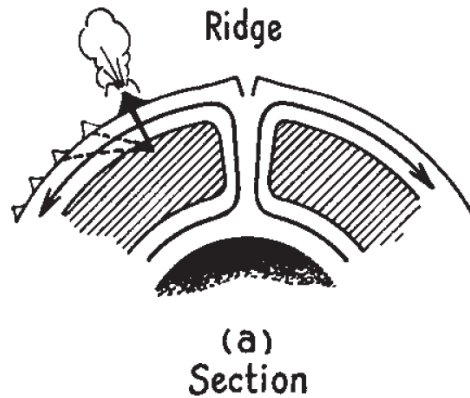


FIGURE 1.3 – Hypothèse de la formation des chaînes volcaniques telles que Hawaï. Extrait de *Wilson* (1963b)

gnétique terrestre, en associant les changements de direction des aimantations des roches à des âges radiométriques. Comme les matériaux ferromagnétiques, les laves acquièrent une aimantation lorsque leur température passe sous leur température de Curie. Cette aimantation dépend du champ magnétique dans lequel elles se refroidissent. Les roches conservent ainsi une aimantation associée au champ magnétique terrestre qui régnait lors de leur refroidissement. On peut donc retrouver dans les coulées de laves superposées l'historique des inversions du champ magnétique et donc dater ces inversions. Les changements du sens de l'aimantation rémanente provoquent des variations locales du champ magnétique total observé. Il est la résultante du champ induit dans les basaltes par le champ terrestre actuel et du champ dû à l'aimantation rémanente.

A partir de mesures du champ magnétique effectuées dans les océans Indien et Atlantique, *Vine et Matthews* (1963) proposèrent une modélisation en blocs successivement aimantés dans le sens direct (aimantation parallèle au champ magnétique actuel) et dans le sens opposé pour expliquer la succession d'anomalies de courtes longueurs d'ondes par rapport au champ magnétique terrestre (Figure 1.4). Dans une étude détaillée de quelques segments de dorsale (dans l'Est Pacifique et au sud de l'Islande), *Vine* (1966) met en évidence des bandes magnétiques d'aimantation successivement directe et inverse réparties symétriquement par rapport à l'axe des dorsales (Figure 1.5). A partir de l'échelle chronologique des inversions magnétiques, il calcule des taux d'ouverture des segments de dorsales et fait des hypothèses sur l'activité des dorsales et la nature des zones de fracture.

1.1.1.3 Les failles transformantes

Les zones de fractures observées provoquaient des décalages de plusieurs dizaines voire centaines de kilomètres entre les segments de dorsales, ces décalages se retrouvent également dans les anomalies magnétiques. *Wilson* (1965b) définit alors le concept de faille transformante comme une faille en décrochement qui forme une limite de plaque, qui n'est active qu'entre les segments de dorsales et qui permet aux blocs de croûte océanique adjacents de coulisser les uns par rapport aux autres. Il montra

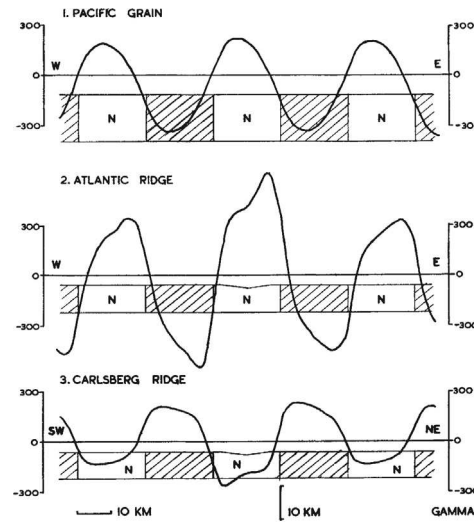


Fig. 4. Magnetic profiles computed for various crustal models. Crustal blocks marked N, normally magnetized; diagonally shaded blocks, reversely magnetized. Effective susceptibility of blocks, 0.0027, except for the block under the median valley in profiles 2 and 3, 0.0055.

(1) Pacific Grain. Total field strength, $T = 0.5$ oersted; inclination, $I = 60^\circ$; magnetic bearing of profile, $\theta = 073^\circ$. (2) Mid-Atlantic Ridge, $T = 0.48$ oersted; $I = 65^\circ$; $\theta = 120^\circ$. (3) Carlsberg Ridge, $T = 0.976$ oersted; $I = -5^\circ$; $\theta = 044^\circ$.

FIGURE 1.4 – Interprétation des anomalies magnétiques comme des blocs aimantés successivement suite à l'accrétion océanique. Extrait de *Vine et Matthews (1963)*.

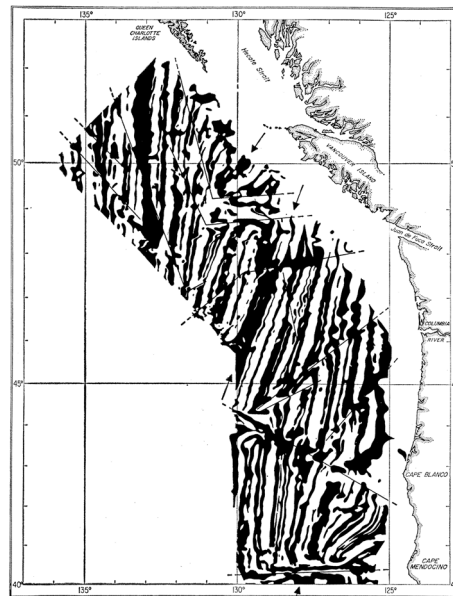


Fig. 1. Summary diagram of total magnetic-field anomalies southwest of Vancouver Island. Areas of positive anomaly are shown in black. Straight lines indicate faults offsetting the anomaly pattern; arrows, the axes of the three short ridge lengths within this area—from north to south, Explorer, Juan de Fuca, and Gorda ridges. See also Fig. 15. [Based on fig. 1 of Raff and Mason (27); courtesy Geol. Soc. Amer.]

FIGURE 1.5 – Carte des anomalies magnétiques au Nord-Ouest des Etats-Unis et marquage des failles visibles. Extrait de *Vine (1966)*.

que certaines failles transformantes reliaient des segments de dorsales. (Figure 1.6). Ces failles transformantes sont indispensables à la séparation de deux continents ou lors de l'élaboration de modèle de cinématique de plaque. Elle nous fournit donc une indication précise sur les trajectoires relatives suivies par les points d'une plaque par rapport à l'autre. Seules les failles transformantes peuvent nous donner la direction du mouvement.

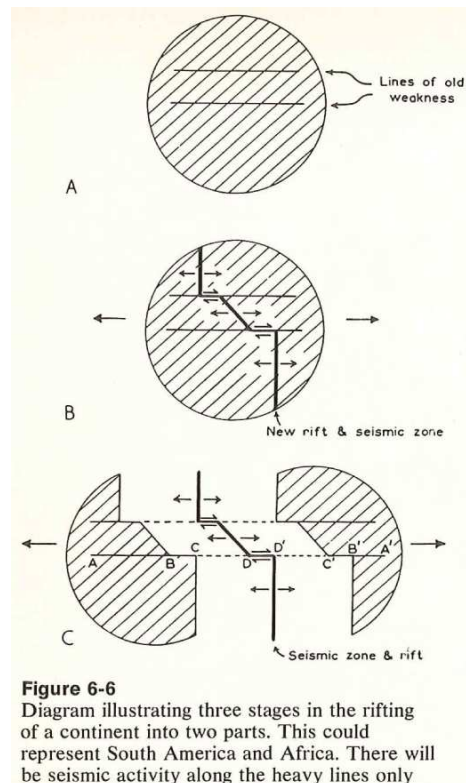


FIGURE 1.6 – Définition des failles transformantes par *Wilson* (1965b).

1.1.1.4 Compréhension de la mécanique des séismes

L'analyse des ondes sismiques a apporté des informations supplémentaires sur les mécanismes de rupture de la lithosphère. *Sykes* (1967), en déterminant les mécanismes au foyer de 17 séismes entre Mars 1962 et Mars 1966 à travers les océans du globe, montre que ces événements étaient soit en mouvement décrochant soit en faille normale avec un axe de tension perpendiculaire à la ride pour les événements situés sur les rides ; ces mécanismes sont cohérents et confirment les hypothèses de Wilson sur les failles transformantes. Pour les arcs volcaniques, les mécanismes montrent plutôt de la compression. Ces éléments supplémentaires permettent d'accréditer l'hypothèse de Hess.

1.1.1.5 Émergence de la cinématique des plaques

Bullard et al. (1965) reconstituent l'assemblage des continents autour de l'océan Atlantique à l'aide d'une méthode par moindres carrés et de rotations autour de pôles

de rotation eulériens. Cette approche fonctionna particulièrement bien et montra de manière mathématique que les continents se regroupaient bien et que l'on pouvait calculer les rotations correspondantes (Figure 1.7).

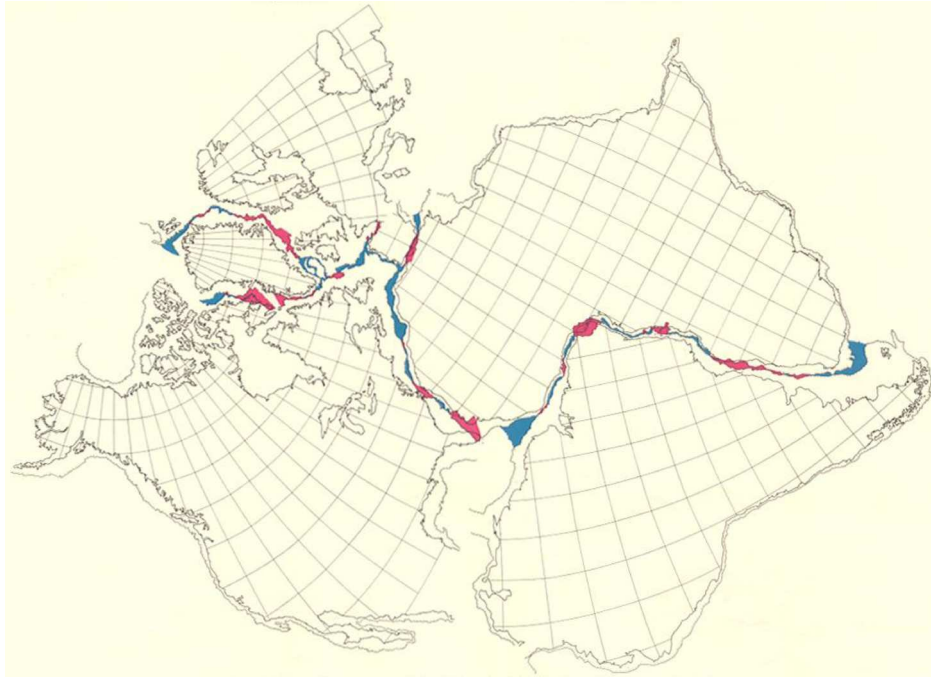


FIGURE 1.7 – Fermeture de l'Océan Atlantique calculée par *Bullard et al.* (1965).

McKenzie et Parker (1967) se basent sur les séismes pour comprendre les déplacements des blocs lithosphériques. A partir des plans de failles déterminés par les mécanismes au foyer, ils obtiennent la projection horizontale des vecteurs glissement. En associant cette direction aux vitesses d'ouverture déduites des anomalies magnétiques, ils calculent le vecteur rotation entre les blocs. Les vecteurs glissement sont en effet tangents aux cercles concentriques autour du pôle de rotation.

Le modèle de *Morgan* (1968) considère 20 plaques rigides sur la surface du globe, séparées par des frontières de trois types selon la tectonique observée (Figure 1.9) : le rift ou dorsale où la nouvelle croûte se forme, les fosses abyssales où la croûte est détruite, et enfin, des failles qui ne créent ni ne détruisent de croûte. Le mouvement entre deux blocs est comme pour McKenzie décrit par un vecteur rotation. Il montre alors que la rotation d'un bloc par rapport à l'autre est liée aux limites entre les plaques, notamment que les failles transformantes sont toujours situées sur des cercles concentriques centrés sur le pôle de rotation entre les deux plaques.

Isacks et al. (1968) expliquent l'origine des séismes profonds dans les subductions par la destruction de la surface, alors qu'on crée aux dorsales. Ceci explique que la diamètre de la Terre n'augmente pas.

Ces deux articles jettent les bases de la tectonique des plaques. Cette théorie pose que la lithosphère terrestre d'une centaine de kilomètres d'épaisseur est découpée en plusieurs plaques se déplaçant sur l'asthénosphère et dont le mouvement peut être décrit par des rotations sur la sphère. Et il est admis que le mouvement de ces blocs est lié à la convection du manteau terrestre.

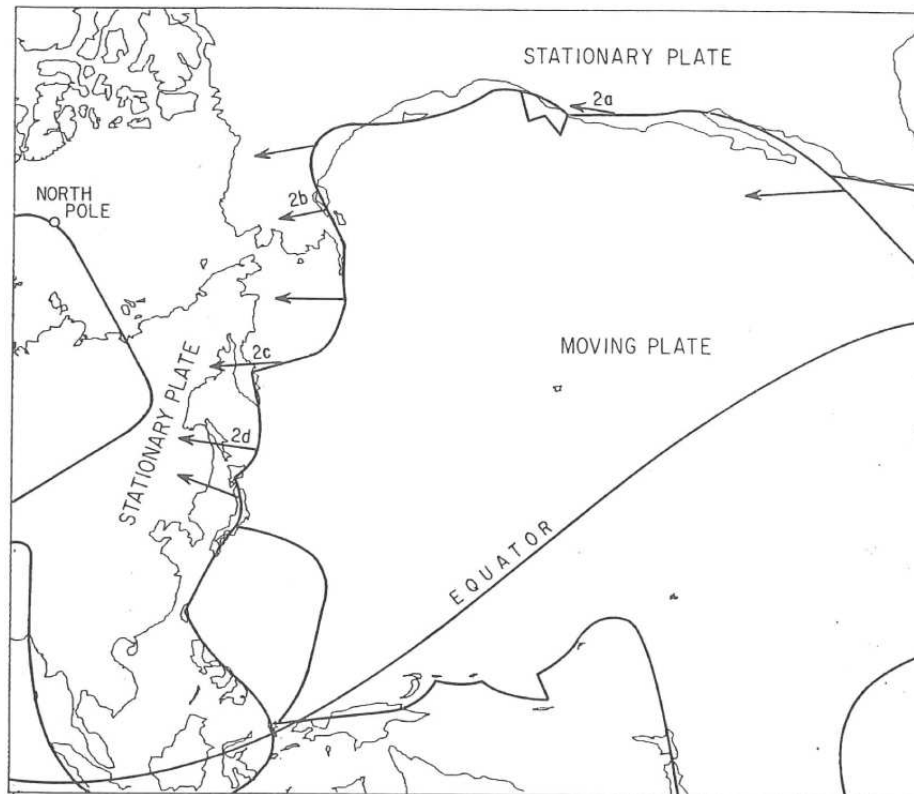


Fig. 3. A Mercator projection of the Pacific with a pole at 50° N., 85° W. The arrows show the direction of motion of the Pacific plate relative to that containing North America and Kamchatka. If both plates are rigid all slip vectors must be parallel with each other and with the upper and lower boundaries of the figure. Possible boundaries of other plates are sketched.

FIGURE 1.8 – Calcul du mouvement de la plaque Pacifique par rapport à l'Amérique du Nord par *McKenzie et Parker* (1967), cet exemple sert à illustrer la théorie de la tectonique des plaques.

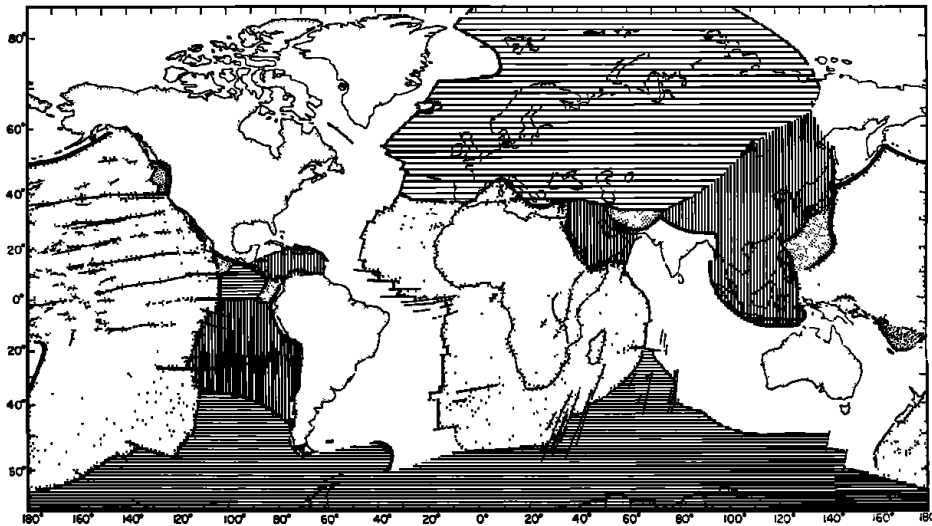


Fig. 1. The crust is divided into units that move as rigid blocks. The boundaries between blocks are rises, trenches (or young fold mountains), and faults. The boundaries drawn in Asia are tentative, and additional sub-blocks may be required. (Figure is based on Sykes's [1968b] map of the ridge system with additional features from Heezen and Tharp's [1965] tectonic map.)

FIGURE 1.9 – Modèle réalisé par *Morgan* (1968) composé de 20 plaques séparées par des dorsales, des rifts, des subductions ou des failles transformantes.

1.1.2 Les modèles de plaques

1.1.2.1 Les premiers modèles

Le Pichon propose en 1968 le premier modèle de plaques tectoniques (*Le Pichon*, 1968) se fondant sur les hypothèses de l'expansion océanique de Hess (*Hess*, 1962) et de Dietz (*Dietz*, 1961) et sur la théorie de la tectonique des plaques (*Morgan*, 1968). Ce modèle considère six plaques pour la période Cénozoïque avec comme hypothèse forte que les blocs sont rigides et ne se déforment que sur leurs frontières. Les mouvements entre plaques sont définis par des rotations dont les axes passent par le centre de la Terre. La vitesse angulaire est donc constante le long de la frontière entre les 2 plaques, la vitesse linéaire locale varie comme la co-latitude par rapport au pôle de rotation. Les mouvements le long des failles transformantes suivent des petits cercles centrés sur le pôle de rotation. Ce modèle, géométrique, donna une image simplifiée mais globale des mouvements de surface. Il montra également que les mouvements sont liés les uns aux autres et nuls pour tout trajet fermé, quel que soit le nombre et la nature des frontières traversées le long du trajet.

Chase (1972), à l'aide d'une méthode par moindres carrés, détermine les mouvements relatifs de toutes les plaques simultanément dans un modèle à 8 plaques. Cette méthode qui assure la cohérence des mouvements sera utilisée ensuite pour améliorer les modèles au fur et à mesure de l'accumulation des données.

Minster et al. (1974) proposent un nouveau modèle numérique de mouvement des plaques (Relative Motion 1 ou RM1) à l'aide d'un algorithme d'inversion basé sur l'estimation du maximum de vraisemblance. Leur modèle est constitué de dix plaques et s'appuie sur les données recueillies aux limites de plaques (zones de fractures, taux

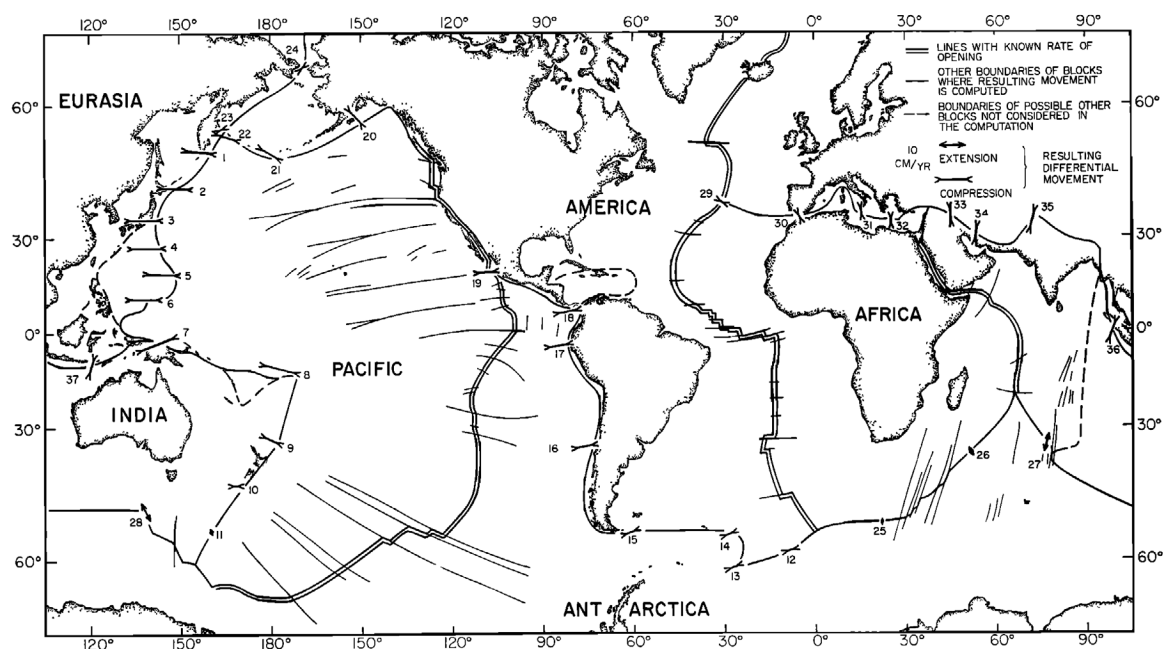


Fig. 6. The locations of the boundaries of the six blocks used in the computations. The numbers next to the vectors of differential movement refer to Table 5. Note that the boundaries where the rate of shortening or slippage exceeds about 2 cm/yr account for most of the world earthquake activity.

FIGURE 1.10 – Premier modèle de plaques calculé par *Le Pichon (1968)*. Les noms des plaques sont indiquées, ainsi que les taux d'extensions calculés et les types de limites.

d'expansion estimés à partir des anomalies magnétiques entre 5 et 10 Ma, et vecteurs de glissement des séismes). L'inversion aboutit à un modèle cohérent et satisfaisant les données. Par composition des mouvements, le mouvement lent entre l'Amérique du Nord et du Sud a pu être résolu (Figure 1.11). L'hypothèse de la stationnarité des points chauds de Wilson (*Wilson, 1963a,b, 1965a*) et de Morgan (*Morgan, 1972*) est vérifié dans ce modèle pour au moins les 10 derniers millions d'années.

En 1978, *Chase (1978)* propose le modèle P071, à douze plaques, valide pour l'époque post-miocène. Dans ce modèle, les plaques de l'Amérique du Nord et du Sud ont un mouvement convergent lent dont le pôle de rotation est situé à l'Est des Antilles. Il montre également un mouvement extensif Est-Ouest entre les plaques Africaine et Somalienne.

La même année, *Minster et Jordan (1978)* remettent à jour leur modèle (RM2) avec un jeu de données plus important qu'en 1972. Ce modèle confirme les résultats de RM1, mais il met en évidence des problèmes en zone intra-continentale et dans l'océan Indien. Il ne semble en effet pas possible de concilier simultanément les observations sur les trois dorsales de l'océan Indien (fermeture du point triple) et les auteurs en déduisent, les premiers, que la plaque indo-australienne n'est probablement pas rigide.

1.1.2.2 Les modèles de reconstruction géologiques

Le modèle NUVEL-1 établi par *DeMets et al. (1990)* décrit le mouvement de 12 plaques rigides (Pacifique, Amérique du Nord, Amérique du Sud, Afrique, Coco, Nasca,

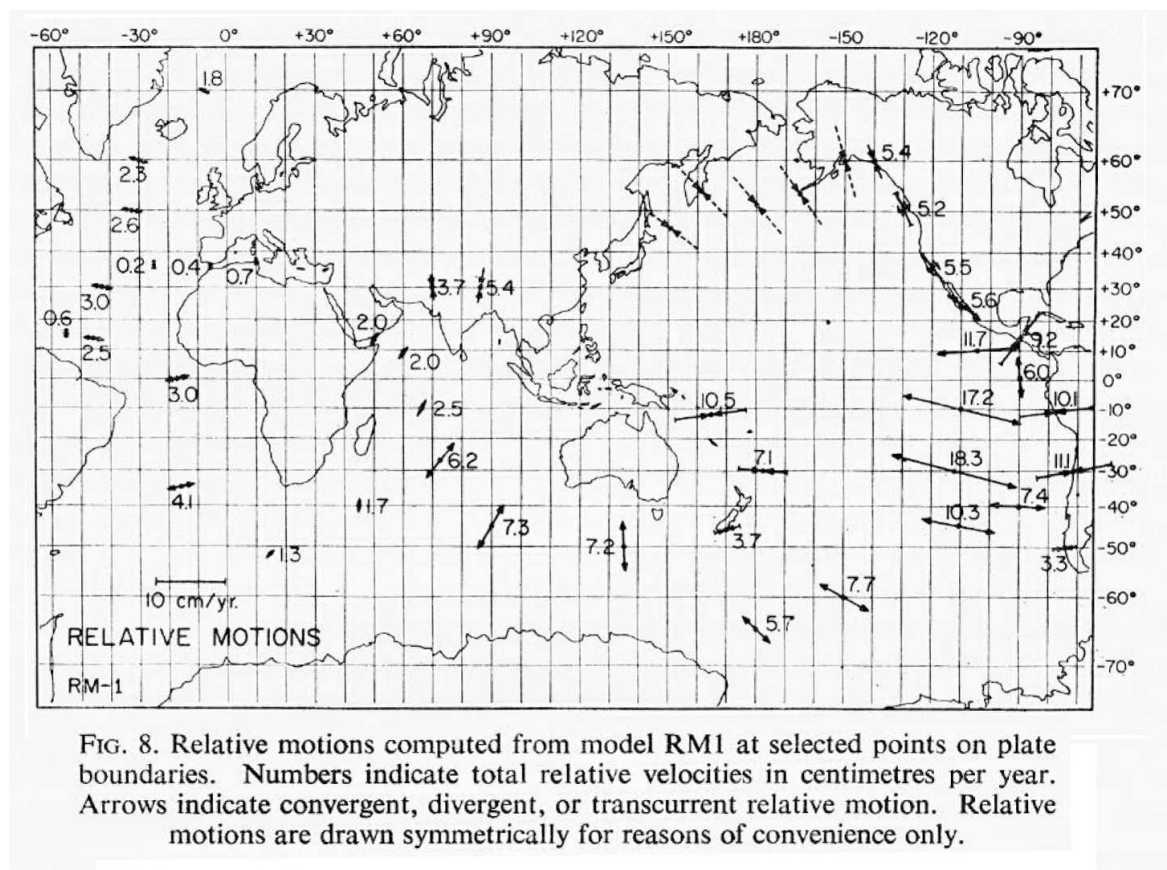


FIG. 8. Relative motions computed from model RM1 at selected points on plate boundaries. Numbers indicate total relative velocities in centimetres per year. Arrows indicate convergent, divergent, or transcurrent relative motion. Relative motions are drawn symmetrically for reasons of convenience only.

FIGURE 1.11 – Mouvements relatifs aux frontières de plaques dans le modèle RM1 de *Minster et al.* (1974).

Eurasie, Antarctique, Arabie, Inde, Australie, et Caraïbes). Pour cela, 277 taux d'expansion ont été calculés, 121 azimuts de failles transformantes ont été mesurés et 724 vecteurs glissement ont été extraits de catalogues de séismes. Ces contraintes (1122 données) améliorent significativement les modèles antérieurs comme P071 (*Chase, 1978*) et RM2 (*Minster et Jordan, 1978*). Nuvel-1 est un modèle moyenné sur les 3 derniers Ma puisque basé sur des taux d'expansion moyens depuis l'anomalie 2A datée par l'échelle des temps de *Harland (1982)*. Ce modèle global est décrit par 33 paramètres dont 3 spécifiant les vecteurs eulériens. Les données magnétiques et bathymétriques servent de base aux calculs des taux d'expansion ou à la mesure des azimuts des failles transformantes et des erreurs associées. Les différences les plus importantes de ce modèle par rapport aux précédents sont observées dans l'Océan Indien. Les taux de NUVEL-1 sont systématiquement de 5 à 20 mm/ans plus lents que dans les autres modèles (Figure 1.12).

Ce modèle a été corrigé en 1994 pour tenir compte de la nouvelle calibration de l'échelle chronologique des inversions du champ magnétique terrestre (*Shackleton et al., 1990; Hilgen, 1991a,b*). Dans le modèle corrigé NUVEL-1A, *DeMets et al. (1994a)* introduisent un facteur de calibration moyen sur les angles de rotation. Le modèle corrigé NUVEL-1A reste une référence pour les modèles suivants. (Figure 1.12).

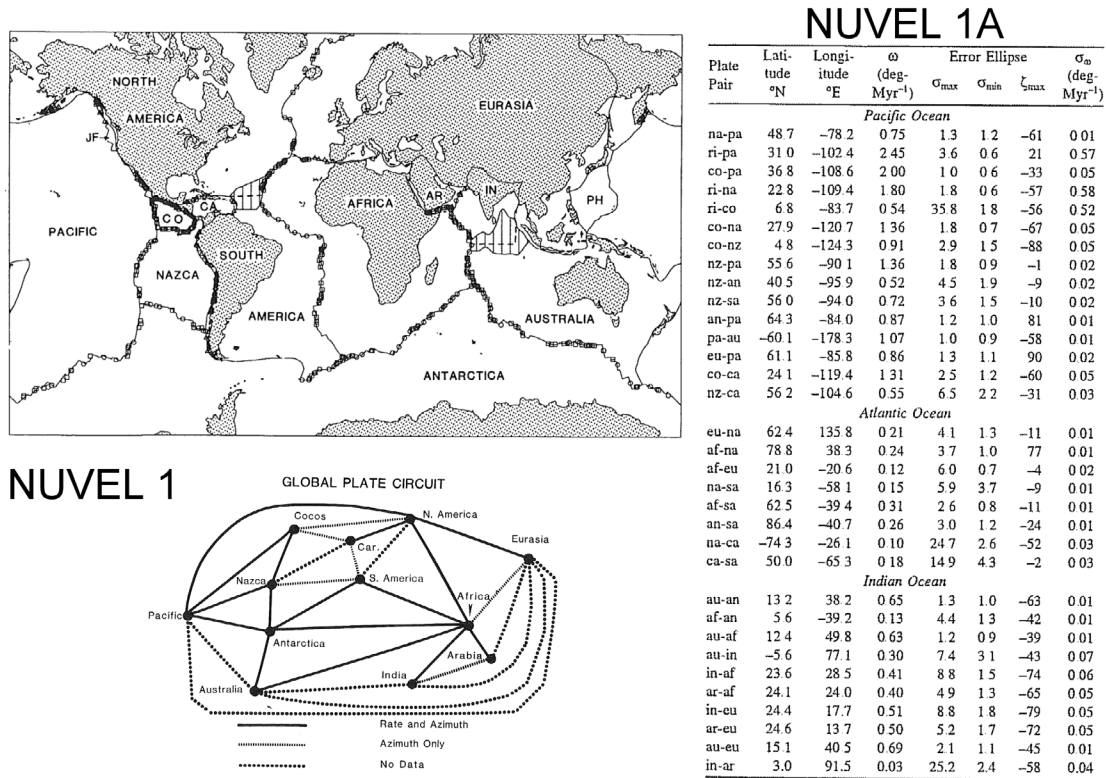


FIGURE 1.12 – À gauche, géométrie des plaques du modèle NUVEL 1 et NUVEL 1A et circuit d'inversion des données. À droite, rotations corrigées du modèle NUVEL 1A. *DeMets et al. (1990, 1994a)*.

Le modèle MORVEL (*DeMets et al., 2010*) met à jour et ajoute 6 plaques au modèle NUVEL-1A. On y retrouve les 19 plaques principales ayant pour limites une

ou plusieurs dorsales océaniques, et six plaques plus petites sans dorsales, pour lesquelles les vecteurs vitesses sont mesurés par géodésie GPS ou leurs directions déduites des vecteurs de glissement des séismes. Les plaques Nubie, Lwandle, Somalie, Capricorne, Australie, Macquarie, Sur, Sud Américaine, Yantze, Amur, Mer des Philippines, Sundaland sont nouvelles ou modifiées par rapport au modèle NUVEL-1A. Les taux d'accrétion considérés sont établis sur 0,78 Ma pour les dorsales les plus rapides et sur 3,16 Ma pour les plus lentes. Ce nouveau modèle met en évidence des différences importantes par rapport à NUVEL-1A dans des zones de déformations lentes. Ses prédictions se rapprochent des modèles géodésiques, même si des différences persistent. La fermeture globale n'est pas vérifiée et cette anomalie est attribuée aux déformations intraplaques non prises en compte dans l'approximation des plaques rigides. Les rotations déterminées par ce modèle serviront par la suite pour la modélisation de la déformation de la plaque Indo-Australienne (Figure 1.13).

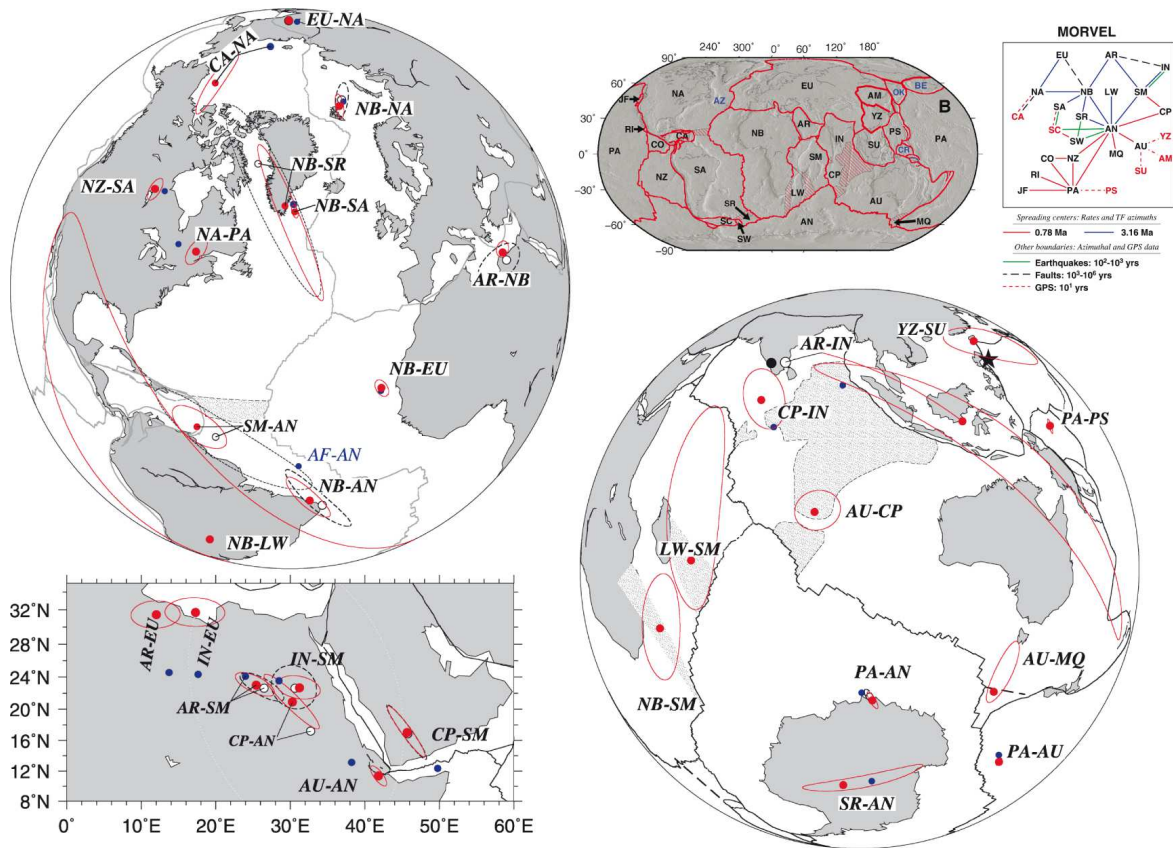


FIGURE 1.13 – Définition des plaques du modèle Morvel et positions des pôles de rotation calculés dans Morvel. *DeMets et al. (2010)*.

1.1.2.3 Apport des techniques spatiales

Les satellites ont trouvé des applications dans quasiment tous les domaines de la science. Ils sont utilisés depuis une quarantaine d'années en géodésie pour obtenir les coordonnées géographiques les plus précises possible. Plusieurs technologies ont vu le jour au cours du temps. Une des techniques, dite SLR (Satellite Laser Ranging), consiste à viser un satellite à l'aide d'un laser et à mesurer le temps de parcours entre

l'émission et la réception du rayon réfléchi par le satellite ; on en déduit les positions relatives entre la station laser et le satellite. Les précisions obtenues sont de l'ordre du centimètre.

Christodoulidis et al. (1985) présentent l'observation des mouvements et des déformations des plaques tectoniques à partir de mesures laser obtenues grâce au satellite LAGEOS (Laser Geodynamics Satellite) envoyé en 1976. Grâce aux données recueillies entre 1979 à 1982 pour 12 stations, et après un traitement tenant compte des mouvements du satellite et de la Terre, ils obtiennent le mouvement résiduel entre les stations. Ils retrouvent des directions et des magnitudes de vecteurs vitesse proches de celles du modèle de Minster et Jordan (1978) avec une corrélation de 0.78 (Figure 1.14 A).

Smith et al. (1990) complètent cette étude à partir de 22 stations réparties sur sept plaques tectoniques et dix ans de mesures (1978 à 1988). L'accord avec le modèle géologique NUVEL-1 est encore meilleur avec une corrélation de 0.989 (Figure 1.14 B).

Plus récemment, le modèle ITRF2000, basé sur une méthode SLR, a été proposé *Altamimi et al. (2002)*. Ces modèles ont été comparés à Nuvel-1A et montrent des différences extrêmement faibles sauf pour les plaques Eurasie et Nord-Américaine dont le mouvement est plus rapide.

L'interférométrie à très longue base (VLBI) est une autre technique pour mesurer des distances entre stations éloignées. Elle consiste à enregistrer simultanément à l'aide de plusieurs radiotélescopes une même source radio, en l'occurrence un quasar ou plusieurs quasars. En corrélant les signaux, il est possible de mesurer les différences de temps d'arrivée du signal sur les différentes stations et d'en déduire les distances qui les séparent ; répétées sur plusieurs années, ces mesures permettent de calculer la vitesse de déplacement des stations les unes par rapport aux autres. *Argus et Gordon (1990)* obtiennent ainsi un vecteur eulérien entre les plaques Pacifique et Nord-Américaine très proche de celui de Nuvel-1 (*DeMets et al., 1990*). L'accord entre ces deux méthodes est remarquable.

L'avènement du GPS (Global Positioning System) au début des années 90 a révolutionné les méthodes de positionnement sur la Terre et donc de mesure des mouvements relatifs entre différentes stations terrestres. Le système GPS permet d'obtenir des mesures très précises de l'ordre de quelques millimètres sans l'aide de canon laser ou de radiotélescope.

Larson et al. (1997) proposent un modèle cinématique basé sur l'inversion de données de 38 stations GPS globales couvrant 204 jours entre 1991 et 1996. Hormis des écarts avec le modèle Nuvel-1A pour les plaques Pacifique et Nazca, le reste du modèle est compatible à 95% avec NUVEL-1A.

Dans le même esprit, *Sella (2002)* mesurent les déplacements de 19 plaques et blocs continentaux, à partir de données GPS entre 1993 et 2000. La comparaison avec le modèle Nuvel-1A montre une très bonne cohérence générale (sur 2/3 des taux prédits) avec des différences suggérant des accélérations ou des ralentissements par rapport aux taux moyens calculés depuis 3 Ma par Nuvel-1A. (Figure 1.14 C)

Le modèle (GSRM-1) de *Kreemer et al. (2003)* combine des données de plusieurs

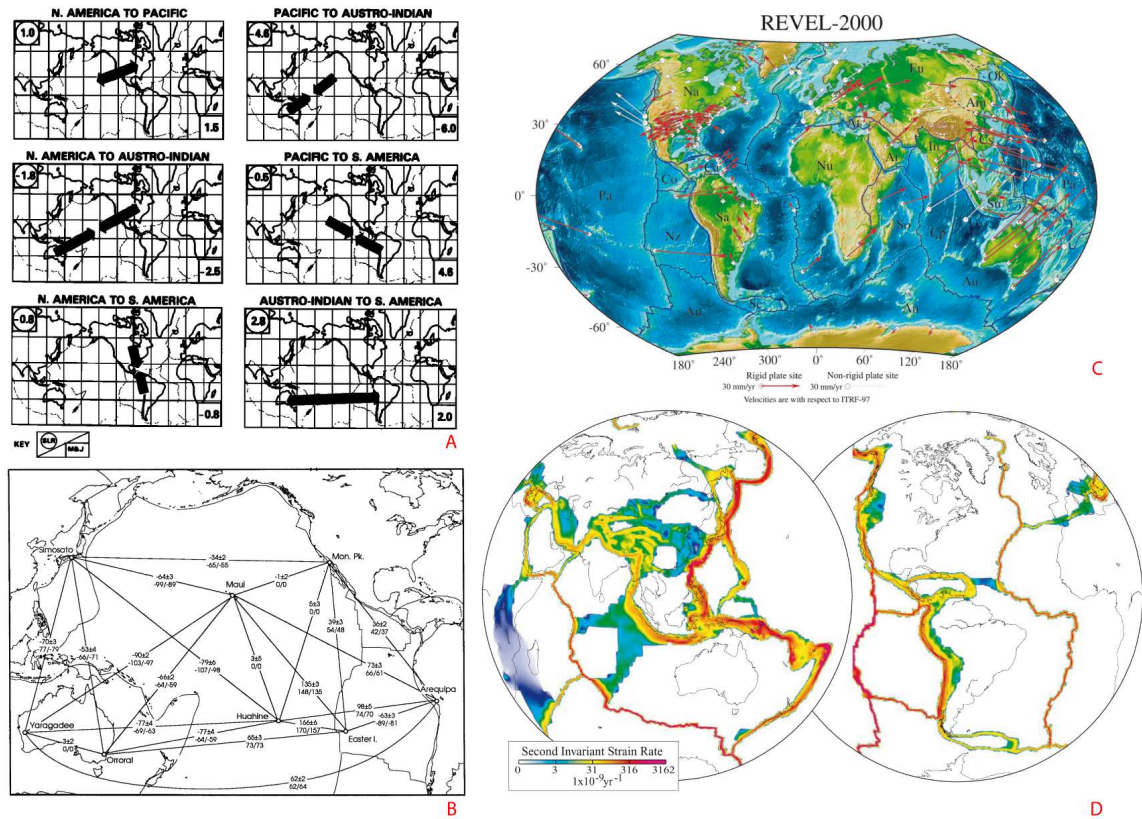


FIGURE 1.14 – Modèles cinématiques déduits de mesures spatiales. A : Modèle SLR de *Christodoulidis et al.* (1985). B : Modèle de *Smith et al.* (1990). C : Modèle REVEL utilisant des données GPS de *Sella* (2002). D : Modèle de taux de déformation calculé par *Kreemer et al.* (2003) à partir de diverses données.

types : des vecteurs vitesses déduits de mesures GPS, VLBI, et DORIS (Doppler Orbitography and Radiopositionning Integrated by Satellite). Cette dernière technique proposée par le CNES est basée sur des mesures de dérive Doppler d'un signal radio émis par un réseau mondial de balises vers des satellites embarquant les récepteurs <http://www.aviso.oceanobs.com/en/doris/index.html>. Le modèle intègre également des taux de glissement mesurés sur des failles du Quaternaire en Asie *Kreemer et al.* (2000). Ces données sont interpolées sur la surface de la Terre pour aboutir à un modèle global du second invariant du tenseur des déformations et des rotations entre les plaques. Le second invariant du taux de déformation mesure les phénomènes de déformation pure. Ils obtiennent des taux de rotation beaucoup plus faibles que NUVEL-1A pour les plaques Inde, Arabique et Nubie par rapport à la plaque Eurasie, et pour la plaque Nazca par rapport à l'Amérique du Sud. Ce modèle des taux de déformation nous sera utile pour comparer les modélisations qui seront réalisées par la suite (Figure 1.14 D).

Toutes ces techniques donnent une image des mouvements moyennés sur une période courte récente à la surface du globe et n'informent pas sur les mouvements passés des plaques, caractérisés par les rotations finies.

1.2 La plaque Indo-Australienne

Dans ce travail de thèse, nous nous sommes concentrés sur la plaque Indo-Australienne. Nous allons donc nous pencher sur l'évolution géodynamique de cette plaque très complexe. De nombreuses structures géologiques y sont présentes. Elle est actuellement limitée par trois dorsales, une zone de collision continentale, et plusieurs zones de subduction. De plus, on y trouve plusieurs points chauds ayant bien souvent interagi avec les dorsales et modelé le relief. Nous verrons ensuite les grandes étapes au cours desquelles la plaque Indo-Australienne actuelle s'est construite.

1.2.1 Description de la plaque actuelle

Outre de larges bassins océaniques, la plaque Indo-Australienne est constituée de deux plaques continentales : la plaque Inde au Nord, qui a provoqué, par sa collision avec l'Eurasie, la formation de la chaîne Himalayenne ; et la plaque continentale Australie sur la partie Est de la plaque qui remonte vers le nord, où a débuté sa collision avec l'Indonésie. La Figure 1.15 localise toutes les structures décrites dans ce qui suit, sur un fond bathymétrique.

1.2.1.1 Les dorsales océaniques

La plaque Indo-Australienne est séparée des plaques Antarctique et Somalie par trois dorsales océaniques. Au nord ouest, la dorsale de Carlsberg s'étend de 10°N à 2°S et s'oriente selon la direction Nord-Ouest Sud-Est. Le taux moyen d'ouverture de cette dorsale varie de 24 mm/an à 26 mm/an du nord au sud depuis 10 Ma (*Merkouriev et Sotchevanova*, 2003). Cette dorsale est assez régulière et seulement deux longues

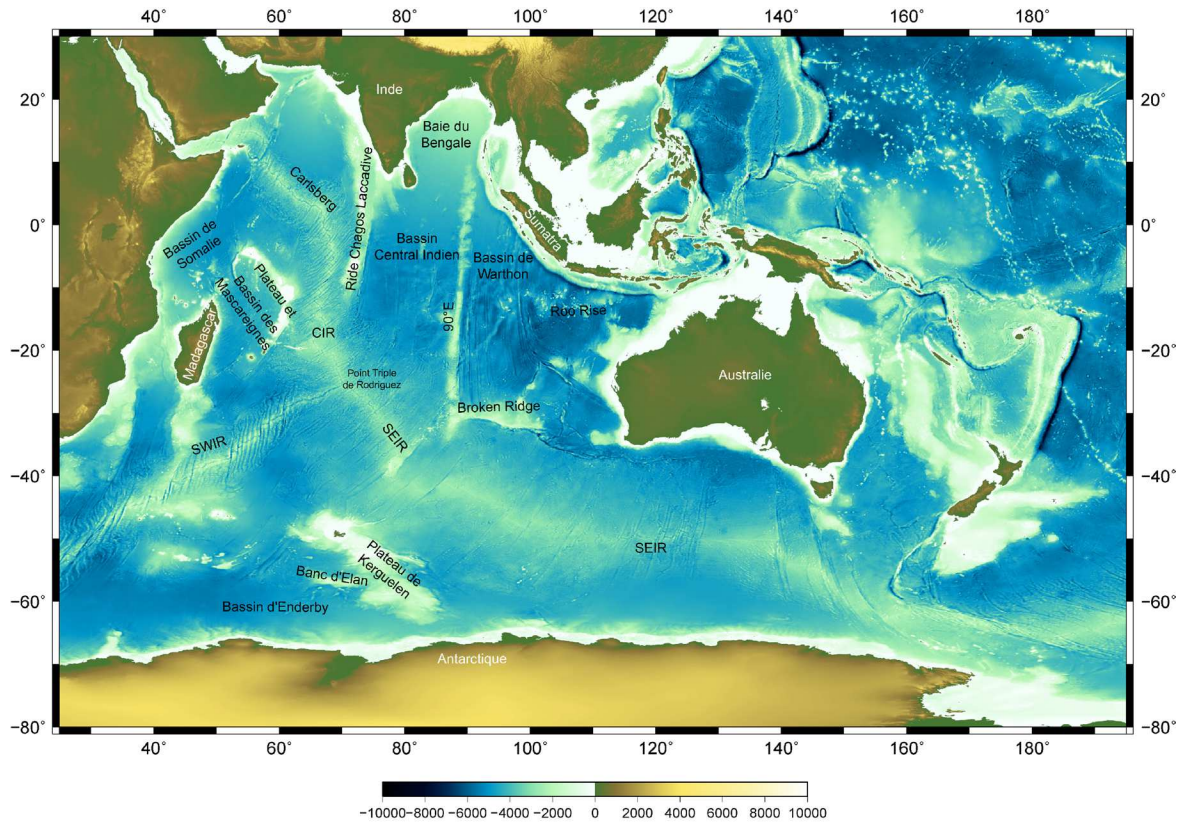


FIGURE 1.15 – Carte de situation de l’Océan Indien et des structures remarquables. Projection cylindrique équidistante. Bathymétrie ETOPO1 (*Amante et Eakins, 2009*).

failles transformantes de plus de 100 km et situées à ses extrémités viennent perturber cette régularité.

Au centre de l’Océan Indien, la dorsale Centrale Indienne (CIR sur la figure) qui s’étend de 2°S à 26°S jusqu’au point triple a une direction globale Nord-Sud. Cette dorsale est découpée par une série de longues failles transformantes. L’ouverture se fait selon une direction Nord-Est Sud-Ouest avec un taux variant de 34 mm/an à 4,4°S jusqu’à 43 mm/an à 18,45°S (*DeMets et al., 1994b*) depuis 5 Ma. *Merkouriev et DeMets (2006)* constatent une augmentation de vitesse d’ouverture de la partie sud depuis 10 Ma.

La très longue dorsale Sud-Est Indienne (SEIR sur la figure) s’étend du point triple jusqu’au Sud-Est de l’Australie. Le taux d’ouverture moyen est de 69 mm/an depuis 5 Ma (*Krijgsman et al., 1999*). L’ouverture s’opère selon une direction Nord-Sud à l’Est et selon une direction Nord-Est Sud-Ouest entre le plateau de Saint-Paul et Amsterdam et le point triple.

Le point triple, dit de Rodrigues, situé à 25,30°S 70°E (*Mitchell, 1991*) est le point de jonction, de type RRR (Ridge-Ridge-Ridge), des deux dorsales décrites précédemment et de la dorsale Sud-Ouest Indienne (SWIR sur la figure). Cette dorsale très lente, voire ultra-lente (*Dick et al., 2003*), s’ouvre selon une direction Nord-Sud sur sa partie Est et selon une direction NE-SO au Sud de l’Afrique avec un taux d’environ 13 mm/an.

1.2.1.2 La subduction de Sumatra

A l'Est, la subduction de Sumatra fait progressivement disparaître la lithosphère du bassin de Wharton. Cette zone de subduction a été le théâtre d'un des plus importants séismes enregistrés jusqu'à présent, le 26 Décembre 2004 ($M_w > 9$) (*Ammon et al.*, 2005; *Lay et al.*, 2005; *Vigny et al.*, 2005; *Chlieh et al.*, 2007). La déformation associée de la zone a également été étudiée (*Subarya et al.*, 2006). Historiquement, des séismes de fortes magnitudes (> 7) s'y produisent régulièrement. Cette zone de subduction marque le plongement de la plaque Indo-Australienne sous la plaque Asie avec des directions variant du Nord au Sud. Au Sud-Est, le mouvement s'effectue orthogonalement à la subduction avec une vitesse d'environ 65 mm/an (*Michel et al.*, 2001; *Bock et al.*, 2003). Au Nord-Est de Sumatra, le mouvement se fait de manière oblique avec des vitesses de l'ordre de 37 à 40 mm/an selon une direction Nord-Nord-Est, avec un maximum de 40 mm/an perpendiculairement à la faille de Sumatra (*Subarya et al.*, 2006). Cette faille, située à l'Est du front de subduction, emmagasine le raccourcissement, et rompt régulièrement. L'angle de pendage de la subduction varie également de 12° au Sud de Sumatra à $17,5^\circ$ au Nord Est de Sumatra (*Ammon et al.*, 2005; *Subarya et al.*, 2006).

1.2.1.3 Les autres structures

Le relief sous-marin révélé par les cartes bathymétriques déduites des mesures satellitales montre de grands bassins séparés par de grandes structures linéaires ou des plateaux d'origine volcanique. Ces reliefs sont pour la plupart l'expression de panaches mantelliques ou points chauds dont la position est relativement fixe au cours du temps. Les vitesses des mouvements des points chauds sont très inférieures à celles des mouvements relatifs entre les plaques. Les points chauds et les dorsales interagissent, ils provoquent parfois des sauts de dorsales comme l'explique *Mittelstaedt et al.* (2008). L'océan Indien est marqué par la présence de plusieurs points chauds, qui ont modelé la bathymétrie indienne.

L'étude du mouvement des plaques par rapport aux points chauds et des points chauds eux-mêmes a permis de comprendre l'origine d'une partie du relief. Par exemple, la ride du 90^{ème} Est qui tient son nom de sa longitude et qui sépare les bassins de Wharton et Indien Central, est le résultat de la migration vers le nord de la plaque indienne au-dessus du point chaud de Kerguelen pendant plusieurs dizaines de millions d'années (*Royer et Sandwell*, 1989; *Con et al.*, 2002). Cette ride est longue d'environ 4000 km de long pour une largeur d'une centaine de km. Le point chaud des Kerguelen est actuellement au niveau des îles Kerguelen sur la plaque Antarctique.

« Broken Ridge », la structure qui sépare le bassin de Wharton du bassin australo-antarctique, est en fait une partie du plateau des Kerguelen qui s'est séparée lorsque l'accrétion a cessé dans le bassin de Wharton vers -45 Ma.

A l'Ouest de l'océan Indien, on trouve la ride des Chagos-Laquédives qui prend naissance au sud des Trapps du Deccan. Elle traduit la migration de la plaque indienne au dessus du point chaud, maintenant à l'aplomb de l'île de la Réunion, laissant une trace du Nord au Sud sur environ 3000 km. Ce point chaud est aussi à l'origine de

la formation d'une partie du plateau des Mascareignes situé entre Madagascar et la dorsale de Carlsberg.

La reconstruction des mouvements des plaques au dessus des points chauds n'est pas complètement compatible avec l'hypothèse de point chauds fixes. *O'Neill et al. (2003)* proposent un modèle de déplacement des points chauds de la Réunion et de Kerguelen pour satisfaire aux différentes observations, dont la présence des trapps de Rahjmalahal dans l'Est de l'Inde.

D'autres structures volcaniques comme les îles Coco et Christmas liées à la chaîne « Roo Rise » qui s'étend d'Est en Ouest dans le bassin de Wharton ne semblent pas être liées à un point chaud et leur origine est encore énigmatique.

1.2.2 Evolution de la plaque Indo-Australienne du Jurassique au Paléogène

Les grandes étapes de l'ouverture de l'Océan Indien depuis les deux cent derniers millions d'années vont être résumées ci-dessous. A cette période, la Pangée commence à se fracturer par un rift et il se forme alors deux plaques principales, la plaque constituée de l'actuelle Amérique du Nord et l'Eurasie appelé Laurasia, et l'autre plaque, composée de l'Amérique du sud, de l'Afrique, de l'Antarctique, de l'Inde et de l'Australie, appelée le Gondwana.

L'Océan Indien résulte de l'éclatement du Gondwana et commence à s'ouvrir entre l'Afrique et un bloc Madagascar/Inde/Antarctique vers -156 Ma. L'anomalie M25 est la plus vieille anomalie magnétique identifiée dans l'Océan Indien (*Rabinowitz et al., 1983*). Madagascar, encore collée à l'Antarctique, l'Inde et l'Australie, va donc s'écarter de l'Afrique vers le Sud-Est. Cette nouvelle dorsale va rester active et écarter l'Afrique de Madagascar jusqu'à -121 Ma. (Figure 1.16).

L'étape suivante de la dislocation du Gondwana est la séparation entre l'Inde et la plaque Antarctique/Australie qui a été progressivement reconstituée par *McKenzie et Sclater (1971)*, *Patriat et Segou n (1988)* et *Royer et al. (1992)*. L'ouverture initiale entre l'Inde et l'Antarctique reste toutefois un sujet débattu (Figure 1.17). Supposée intervenir entre l'anomalie M17 (-144 Ma) et M0 (-118 Ma), elle débiterait en fait plus tard à l'anomalie M9 (-130 Ma), d'après l'analyse de profils magnétiques entre le plateau de Kerguelen et l'Antarctique, dans le bassin d'Enderby (*Gaina et al., 2003, 2007*). Cet âge correspond à celui des anomalies magnétiques observées au Sud du Sri-Lanka dans l'étude de *Desa et al. (2006)*.

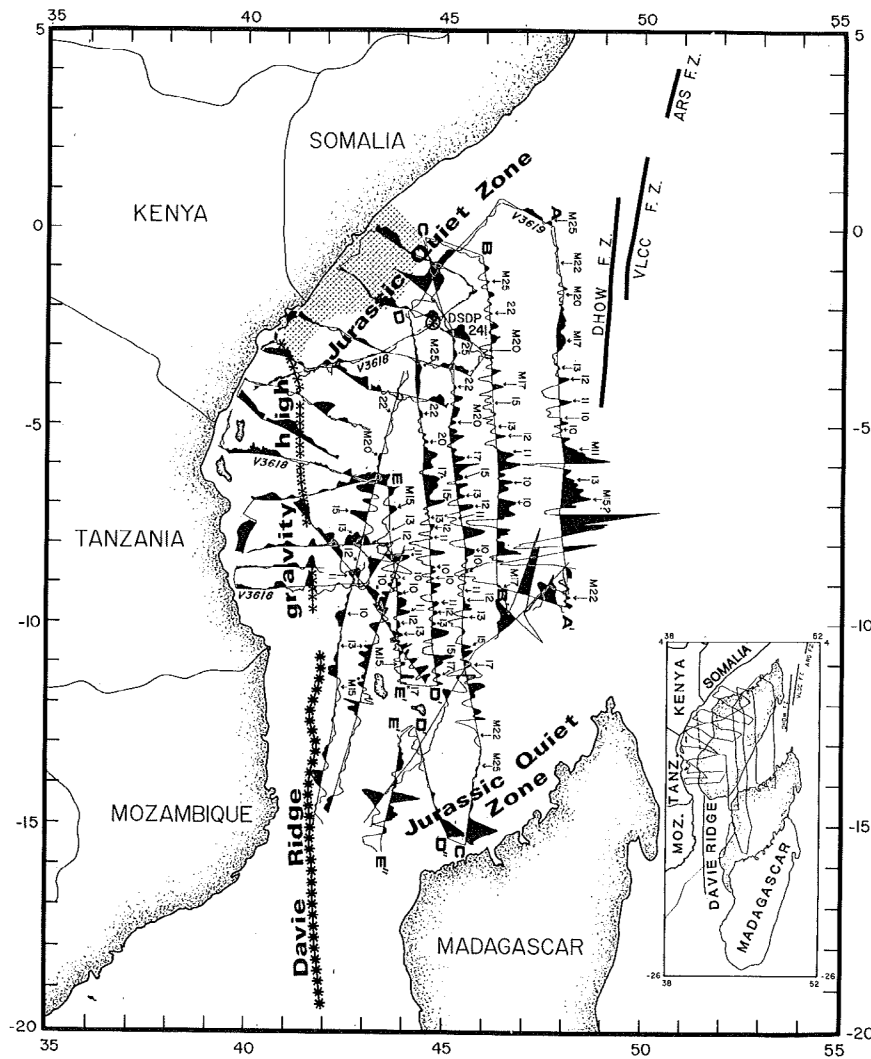


FIGURE 1.16 – Plus vieilles anomalies magnétiques de l’océan Indien dans le bassin de Somalie. Première étapes de la séparation du Gondwana (*Rabinowitz et al., 1983*).

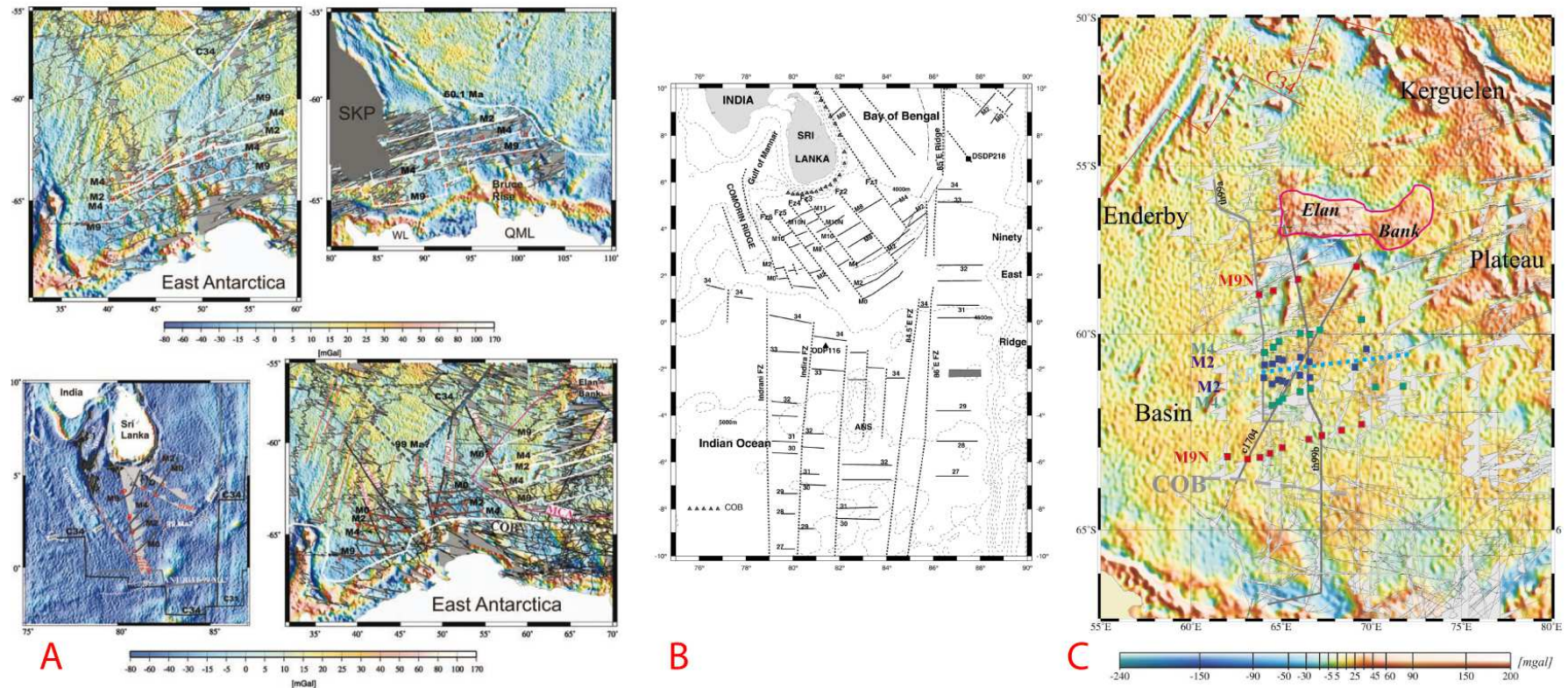


FIGURE 1.17 – Datation de la séparation de l’Inde de l’Antarctique et de l’Australie. A : Séparation Inde Australie (*Gaina et al., 2007*), B : Identification des anomalies dans le Nord du bassin Indien Central (*Desa et al., 2006*) à rapprocher de celles au Nord-Est de l’Australie. C : Datation de la séparation entre l’Inde et l’Antarctique (*Gaina et al., 2003*).

Les bassins marginaux à l'ouest de l'Australie, reliée à l'Inde avant la séparation Inde-Australie, sont constitués de croûte océanique mésozoïque, datées par les anomalies M10 (-130 Ma) à M0 (-120 Ma) (Veevers, 1986; Powell *et al.*, 1988; Robb *et al.*, 2005). L'ouverture initiale de la dorsale s'effectue alors selon une direction nord-ouest sud-est. La marge symétrique, coté Inde, est maintenant enfouie sous l'Himalaya. De la croûte encore plus ancienne est identifiée au nord de l'Australie, dans la plaine Argo Sager *et al.* (1992), mais il n'est pas possible d'en identifier les bassins conjugués, disparus dans la subduction sous l'Indonésie.

Le point chaud de Kerguelen est actif à partir de -130 Ma (Conrath *et al.*, 2002). Gaina *et al.* (2007) montrent que le point chaud de Kerguelen semble avoir provoqué le saut de dorsale vers le nord. Conrath *et al.* (2002) présentent des données sur l'âge du plateau, on peut constater que cet âge diminue du sud-est vers le nord-ouest. (Figure 1.18).

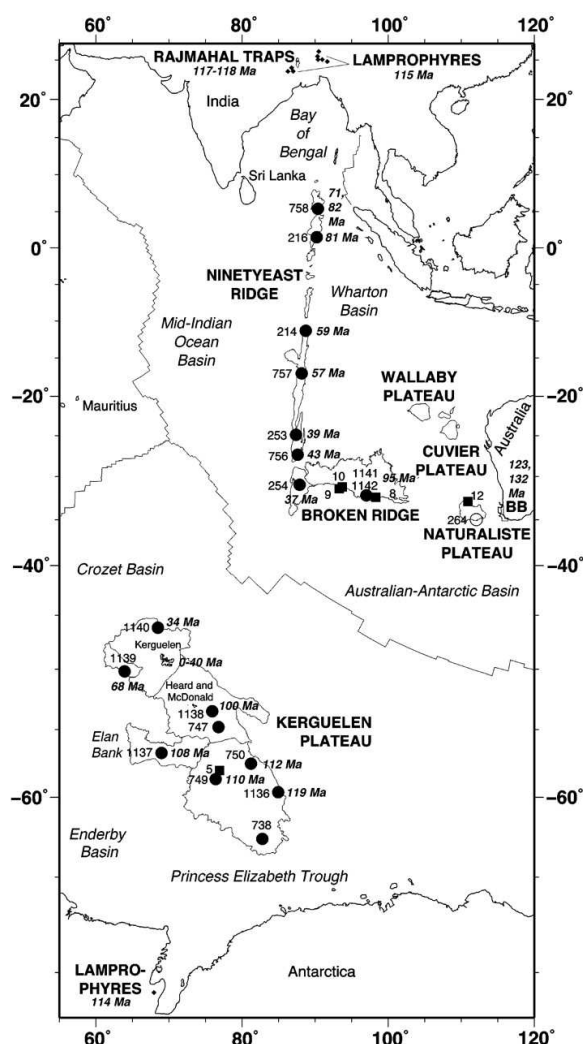


FIGURE 1.18 – Age du plateau de Kerguelen (Conrath *et al.*, 2002).

L'âge du début du rifting entre l'Australie et l'Antarctique est difficile à dater précisément. En effet, il n'y a pas eu d'inversion magnétique entre -118 Ma et -84 Ma. C'est la période calme du Crétacé, et il est difficile d'obtenir des informations sur l'ouverture des océans durant cette période. Cependant, on peut tout de même obtenir

des informations en analysant les orientations de l'isochrone de l'anomalie 34, datée à -83 Ma. Cette anomalie a été observée au sud du Sri-Lanka au début d'une phase d'ouverture Nord-Nord-Est Sud-Sud-Ouest, dans la baie du Bengale (*Royer et al.*, 1991) et dans le bassin de Wharton (*Liu et al.*, 1983) avec une ouverture d'orientation Nord-Sud. (Figure 1.19). Cette nouvelle orientation montre qu'il y a eu durant la période calme du Crétacé un changement majeur de direction d'ouverture entre les plaques Antarctique-Australie et Inde. D'après les reconstructions cinématiques (*Patriat et Segou n.*, 1988; *Royer et Sandwell*, 1989; *Müller et al.*, 1993, 1997) l'isochrone 34 est localisée entre le bassin de Crozet et le nord du bassin d'Enderby, à l'ouest du plateau de Kerguelen. *Dyment* (1991), dans sa thèse, présente les structures d'anomalies magnétiques du bassin de Crozet entre l'anomalie 23 et 34. L'ouverture s'est effectuée dans cette région selon une direction Nord-Est Sud-Ouest. Cette direction d'ouverture correspond à celle au sud du Sri-Lanka. Globalement, la séparation entre l'Inde et l'Antarctique s'est opérée ensuite selon la direction Nord-Sud entre -84 Ma et -44 Ma (anomalie 20) pour former les bassins de Wharton et Indien Central. Une dorsale fossile a pu être mise en évidence dans le bassin de Wharton (*Liu et al.*, 1983; *Hébert*, 1998), elle a cessé de fonctionner à -45 Ma.



FIGURE 1.19 – Schéma des anomalies magnétiques dans les bassins de Wharton et Indien Central. (*Royer et al.*, 1991).

L'anomalie 34 (-84 Ma) est aussi identifiée au Sud-Est de Madagascar et au Sud-Ouest du plateau des Mascareignes (*Schlich*, 1982; *Dyment*, 1991). *Storey et al.* (1995)

associent le point chaud de Marion au processus d'initiation du rifting entre l'Inde et Madagascar et datent celui-ci à -88 Ma. La direction d'ouverture de la dorsale des Mascareignes est Nord-Est Sud-Ouest et l'accrétion se poursuit jusqu'à l'anomalie 27 (61,6 Ma) dans le bassin des Mascareignes (*Merkouriev et DeMets, 2006; Collier et al., 2008*) (Figure 1.20 A).

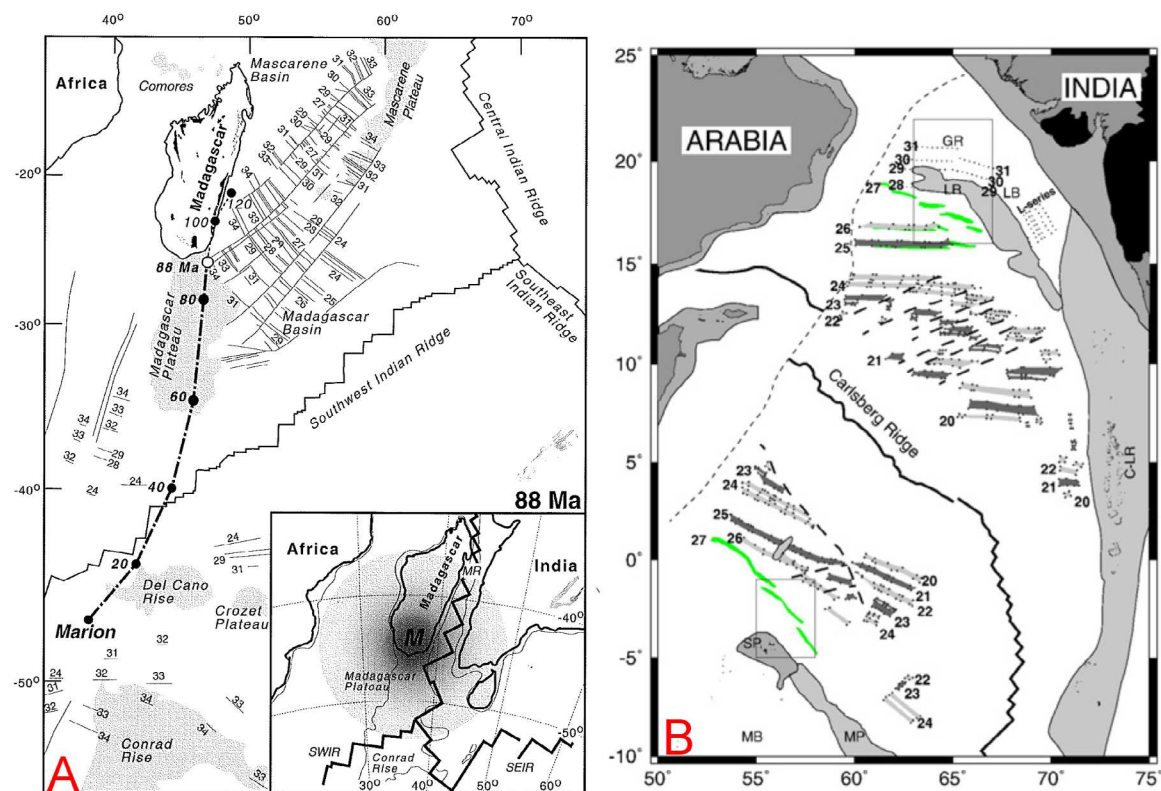


FIGURE 1.20 – A : Formation du bassin des Mascareignes (*Storey et al., 1995*). L'encart représente la reconstruction des plaques à 88 Ma avec la position du point chaud Marion. B : Initiation de la séparation de l'Inde et du plateau des Mascareignes (*Collier et al., 2008*).

L'Australie et l'Antarctique commencent à se séparer vers 95 Ma (*Veevers, 1986*), selon une direction Nord-Sud très lentement. L'anomalie 34 est la plus ancienne anomalie magnétique identifiée entre les marges Antarctique et Australie (*Cande et Mutter, 1982*) (Figure 1.21).

La dorsale des Mascareignes cesse son activité vers l'anomalie 27 (-61,6 Ma) pour reprendre au Nord du plateau des Seychelles où cette anomalie 27 est clairement identifiée ; on la retrouve également au sud de la ride Laxmi, côté plaque Inde (*Merkouriev et DeMets, 2006; Collier et al., 2008*) (Figure 1.20 B).

La dorsale de Carlsberg s'est donc activée en deux temps, pour la partie Nord-Ouest vers -62 Ma et pour la partie Sud-Est, à partir de l'anomalie 24 (-53 Ma). Ce saut de dorsale suit la mise en place des Trapps du Deccan vers l'anomalie 29 (65 Ma) (*Jaeger et al., 1989*). La trace du point chaud peut être suivie jusqu'à l'île de la Réunion (*Mahoney et al., 2002; O'Neill et al., 2003*) (Figure 1.22).

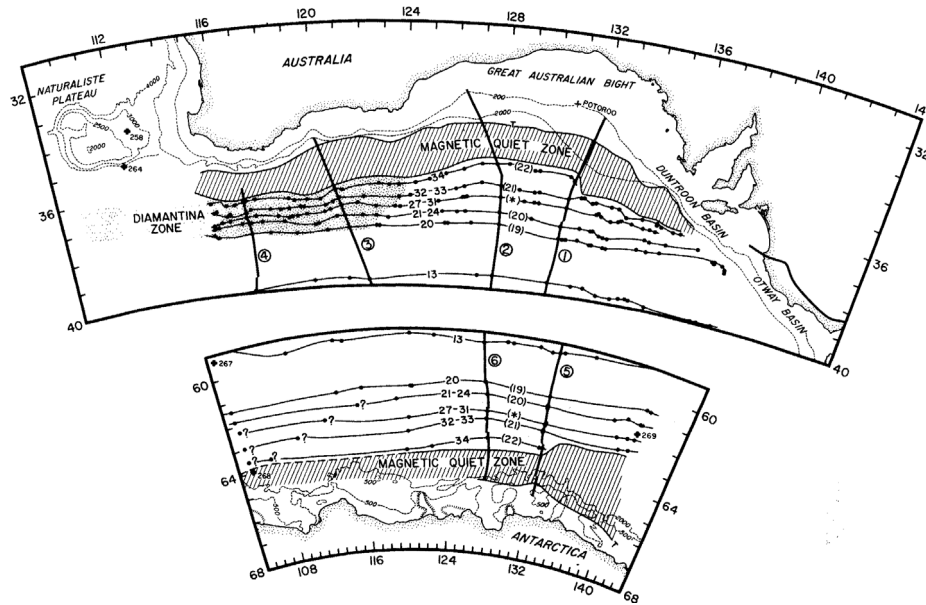


FIGURE 1.21 – Identification des anomalies magnétiques sur les marges Antarctique et Australie, indice de l'initiation de la séparation des deux plaques (*Cande et Mutter, 1982*).

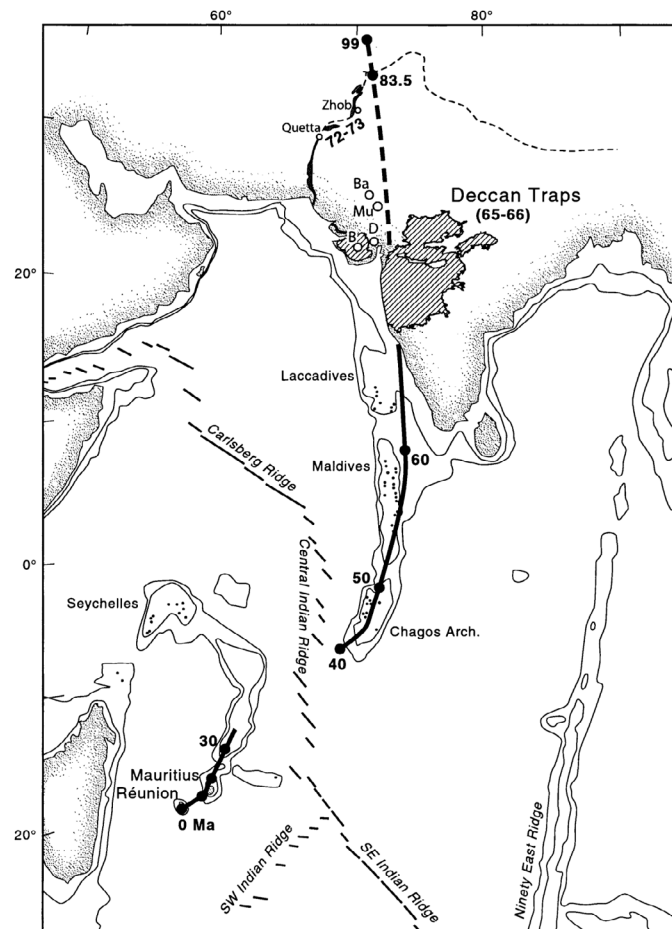


FIGURE 1.22 – Trace du point chaud de la Réunion sur la plaque Indo-Australienne et interaction avec les trapps du Deccan (*Mahoney et al., 2002*).

L'initiation de la collision entre l'Inde et l'Eurasie est estimée à environ -51 Ma (*Zhu et al.*, 2005; *Green et al.*, 2008). Cette collision est précédée par un fort ralentissement de l'expansion dans les bassins de Wharton et Indien Central, les demi-taux passant d'environ 70 mm/a à 30 mm/a après l'anomalie 21 (*Patriat et Segou n.*, 1988). La collision himalayenne entraîne un changement de géométrie majeur des frontières de plaques : la direction d'expansion change de 45° entre l'Inde et l'Afrique et entre l'Inde et l'Antarctique, la dorsale du bassin de Wharton s'arrête et la dorsale sud-est indienne se propage entre Broken Ridge et Kerguelen et s'accélère entre l'Australie et l'Antarctique (*Patriat et Segou n.*, 1988; *Royer et Sandwell*, 1989).

La dorsale Sud-Ouest Indienne a également subi des réarrangements. Elle s'initie au Crétacé inférieur dans le canal du Mozambique et au sud de l'Afrique. Sa propagation vers l'Est démarre après l'anomalie 34 (-84 Ma). La direction d'ouverture reste globalement nord-sud, comme en témoignent les grandes zones de fracture qui la découpent, avec un double changement de direction entre les anomalies 28 et 24 (63-53 Ma) (*Royer et al.*, 1988) (Figure 1.23).

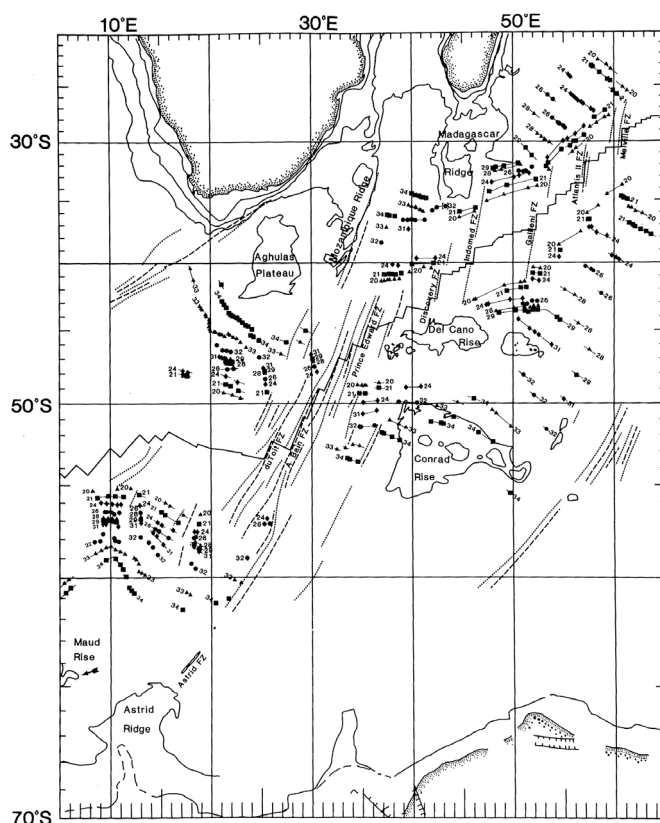


FIGURE 1.23 – Identification des anomalies magnétiques pour la dorsale Sud-Ouest Indienne (*Royer et al.*, 1988).

Nous avons listé ici les changements majeurs survenus sur la plaque Indo-Australienne. Depuis l'anomalie 18 (-45 Ma), la géométrie des frontières correspond à la configuration actuelle. Les déformations observées à l'intérieur de cette plaque sont donc postérieures à cet âge.

1.3 La déformation diffuse de la plaque Indo - Australienne

La plaque Indo-Australienne s'est construite en plusieurs étapes comme on vient de le voir. Les reconstructions cinématiques instantanées mentionnées (modèles géologiques ou géodésiques) montrent qu'elle déroge maintenant au postulat de rigidité. Cette déformation « intraplaque » s'exprime par une sismicité anormalement élevée pour des bassins océaniques a priori inactifs et stables. L'analyse de séismes historiques va montrer que cette sismicité est organisée. L'observation d'un plissement du socle et des séries sédimentaires et du embage de la lithosphère montrera que cette déformation n'est pas récente. Enfin, les modèles cinématiques montreront qu'il est malgré tout possible de concilier ces déformations avec le postulat de rigidité, par l'introduction du concept de frontière diffuse.

1.3.1 La sismicité observée

La sismicité de la plaque Indo-Australienne est principalement localisée sur les dorsales et la zone de subduction (*Eittreim et Ewing, 1972*). Mais on trouve également des séismes dans les bassins de Wharton et Indien Central, en domaine intraplaque. Cette sismicité a été remarquée dès 1954 (*Rothé, 1954*). Après l'avènement de la tectonique des plaques, *Sykes (1970)* l'interprète comme la naissance d'un nouvel arc de subduction, parallèle à la fosse de Java-Sumatra. *Stein et Okal (1978)* étudie 14 séismes de magnitude supérieure à 6 sur la ride du 90^{ème} Est et déduisent des mécanismes de ces séismes que cette ride est une zone complexe subissant des déformations intenses. Ils constatent aussi que la partie nord de la ride est plus active que la partie sud. Les mouvements en décrochement observés sont sénestres. Ils émettent l'hypothèse que cette déformation est à l'origine des problèmes d'inversion cinématique rencontrés par *Minster et Jordan (1978)* et *Chase (1978)* pour refermer le point triple de l'océan Indien.

Stein (1978) identifie un essaim de seize séismes localisés à 6°S, 71°N sur la partie ouest du banc des Chagos entre 1965 et 1970. L'étude des mécanismes au foyer des trois principaux séismes montrent que ces séismes sont dus au jeu de failles normales Est-Ouest.

Bergman et Solomon (1980) réalisent un catalogue global de 159 événements intraplaques, les mécanismes pour 83 de ces événements étaient disponibles. Pour les événements recensés dans le bassin Indien Central, ils constatent une compression orientée Nord-Ouest Sud-Est qu'ils associent à la réactivation de failles au niveau de la ride du 90^{ème} Est.

Bergman et al. (1984) calculent les mécanismes de 9 séismes situés hors axe de la dorsale Sud-Est Indienne qui sont tous en failles normales parallèles à l'axe de la dorsale. Ils proposent une zone d'extension et émettent l'hypothèse que les déformations intraplaques de la plaque indo-australienne sont liées à la collision continentale entre l'Inde et l'Eurasie. *Wiens et Stein (1984)* élargissent cette analyse à la sismicité

intraplaque dans une lithosphère jeune pour la zone indienne et confirment le travail de Bergman *et al.* Ils proposent une relation entre la profondeur des séismes et le type de mécanismes au foyer, constatant que les séismes intraplaques en failles normales sont plus profonds (Figure 1.24 B).

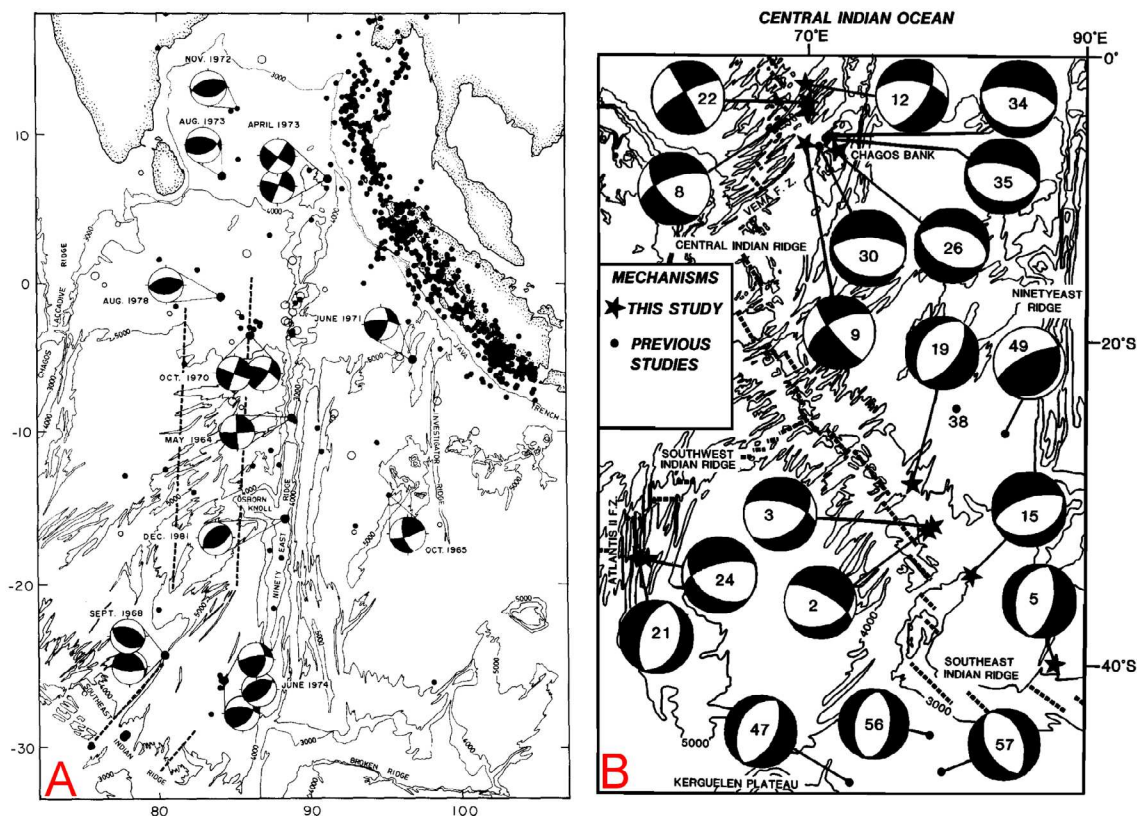


FIGURE 1.24 – A : Sismicité intraplaque et mécanisme au foyer autour de la ride du 90^{ème} Est. (Bergman *et Solomon*, 1985). B : Sismicité intraplaque et mécanisme au foyer à l'Ouest du banc des Chagos, et à proximité du plateau de Saint-Paul Amsterdam (Wiens *et Stein*, 1984).

Bergman *et Solomon* (1985) analysent d'autres séismes à proximité de la ride du 90^{ème} Est et montrent que dans la baie du Bengale, les séismes ont un mécanisme en failles inverses orientées Est-Ouest, et qu'à proximité de la ride, il s'agit de décrochements sénestres Nord-Sud, avec parfois une légère composante en faille inverse (Figure 1.24 A).

Plusieurs autres études compléteront ces observations où, à l'Ouest du bassin Indien Central les mécanismes au foyer sont principalement en faille normale orientée Est Ouest, et où dans le bassin lui-même et à l'Est les mécanismes sont soit en faille inverse E-W soit en décrochement sénestre (Wiens *et al.*, 1985; Wiens, 1986; Petroy *et Wiens*, 1989; Levchenko, 1989; Levchenko *et Ostrovsky*, 1992). Pour expliquer cette distribution, Wiens *et al.* (1985) proposent l'existence d'une limite diffuse équatoriale entre l'Australie et l'Inde, en extension dans sa partie occidentale et en compression dans sa partie orientale. Dans le bassin de Wharton, Petroy *et Wiens* (1989) remarquent

que les linéations gravimétriques sont perpendiculaires aux contraintes compressives maximales déduites des séismes. *Levchenko* (1989) propose quant à lui que cette sismicité intraplaque annonce un déplacement vers le sud de la collision entre la plaque Indo-australienne et l'Eurasie.

Les catalogues mondiaux des séismes, qui localisent en continu et quasi en temps-réel les séismes et déterminent les mécanismes au foyer associés, vont confirmer l'image apportée par les séismes historiques. Le National Earthquake Information Center, dont l'existence date de 1925, fournit le catalogue PDE (Preliminary Determination of Epicenters) dont est extraite la sismicité (1973-2010) présentée dans la Figure 1.25. Le laboratoire de sismologie d'Harvard fournit les Centroid Moment Tensor (CMT) basés sur la méthode de *Dziewonski et al.* (1981) et *Dziewonski et Woodhouse* (1983). Ce calcul du tenseur des moments caractérise complètement les sources sismiques et sont donc très utiles pour estimer la direction des contraintes. La Figure 1.25 présente une sélection de mécanismes au foyer des séismes intraplaques entre 1976 et 2009 extraits du catalogue Harvard.

Sur ces cartes, nous retrouvons évidemment la sismicité des dorsales et de la subduction de Sumatra. Nous observons également de nombreux séismes intraplaques entre la dorsale centrale indienne et le banc des Chagos, qui présentent des mécanismes en extension Nord-Sud. Des séismes en décrochement sont présents dans le prolongement des failles transformantes au nord du banc des Chagos et plus au Sud. On trouve également une sismicité localisée au Nord de Saint-Paul et Amsterdam, montrant de l'extension selon une direction Nord-Ouest Sud-Est, mais aussi de la compression parallèlement à la dorsale Sud-Est Indienne au Sud-Est du point triple. Le bassin de Wharton présente à la fois des séismes en décrochement sénestre et des séismes en faille inverse qui caractérisent la compression Nord-Ouest Sud-Est. À l'Ouest de la ride du 90^{ème} Est, la sismicité est dominée par des séismes en faille inverse orientés Nord-Nord-Est Sud-Sud-Ouest. Au Nord de la ride du 90^{ème} Est, il y a quasiment que des séismes en décrochement sénestre.

1.3.2 La déformation sédimentaire et crustale

D'autres observations mettent en évidence des contraintes compressives dans le bassin de Wharton et le bassin Indien Central. Les effets de la compression sont visibles sur les anomalies gravimétriques à l'air libre et les profils sismiques établis dans ces bassins. Les couches sédimentaires très épaisses et la croûte océanique présentent des plissements importants.

Dès 1972, des profils sismiques acquis au Nord-Est de l'Océan Indien mettent en évidence des failles et des plissements. *Eittreim et Ewing* (1972) évaluent une direction de raccourcissement de 10° Sud-Est, qu'ils rapprochent à la direction de collision de l'Himalaya dans le modèle de *Le Pichon* (1968) (Figure 1.26 B).

Weissel et al. (1980) montrent qu'il existe une déformation interne significative dans la partie Nord-Est de la plaque Indo-Australienne. Cette déformation est visible par la sismicité intraplaque, la croûte océanique déformée, les sédiments plissés et les valeurs de flux de chaleur anormales associées. Cette déformation semble similaire

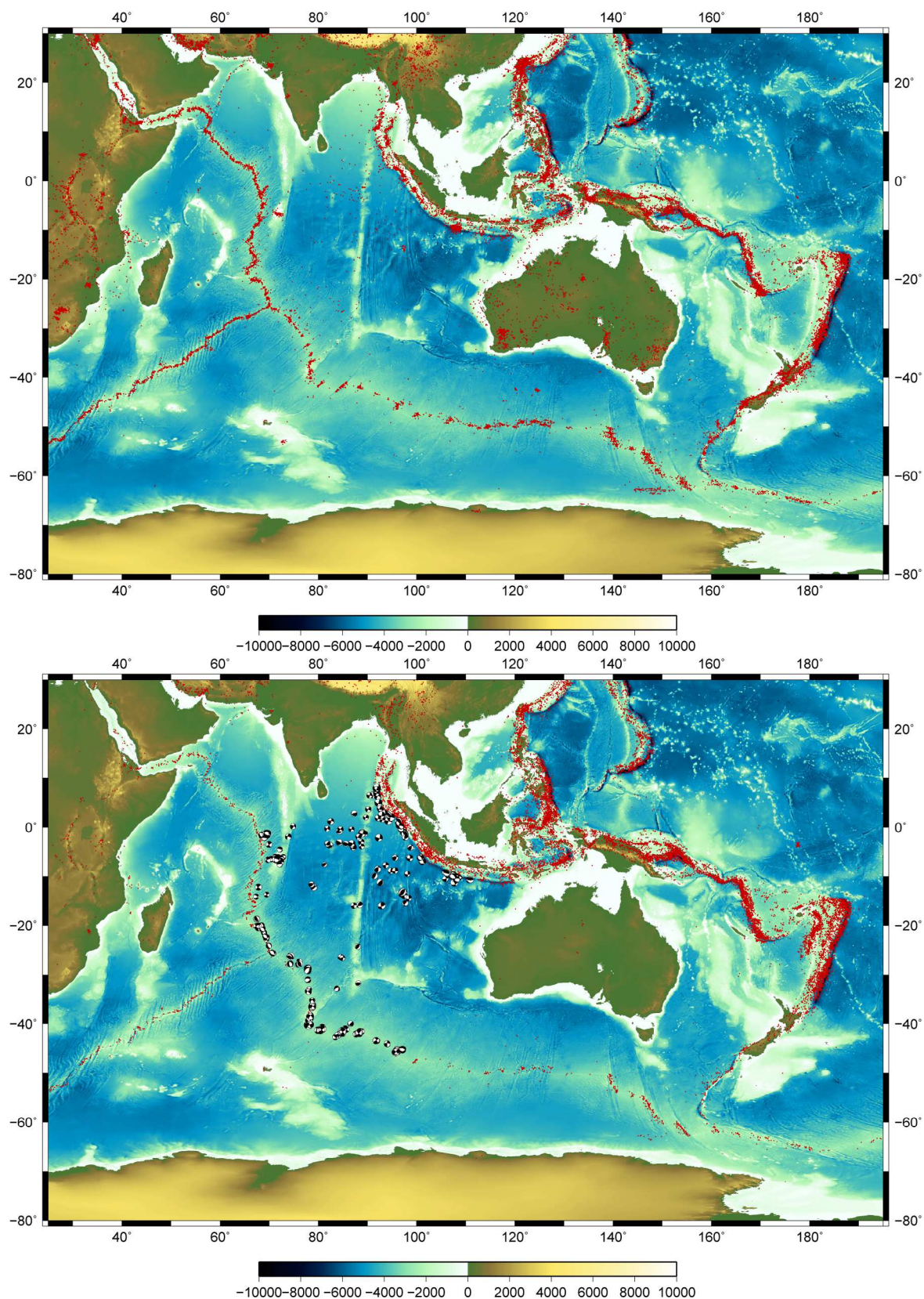


FIGURE 1.25 – En haut : Sismicité du catalogue NEIC de Janvier 1973 à Juin 2010. En bas : Sélection de mécanismes au foyer du catalogue Harvard entre Janvier 1976 et Décembre 2009.

au chevauchement d'une plaque élastique qui se fracturerait à la surface (*Bull et al.*, 1992; *Martinod et Davy*, 1992; *Gerbault et al.*, 1999). La déformation intraplaque est datée par des discontinuités sédimentaires de la fin Miocène et semble être liée à une étape de l'orogénèse Himalayenne.

L'analyse de profils sismiques acquis au sud de la baie du Bengale montre une déformation conjointe des couches sédimentaires (*Geller et al.*, 1983). La longueur d'onde des déformations est de l'ordre de 100 à 300 km, avec des failles espacées de 3 à 10 km au sein de la croûte océanique. Ces longueurs d'ondes ne peuvent être obtenus que si la lithosphère océanique a un comportement visco-élastique (*Martinod et Molnar*, 1995; *Gerbault*, 2000). La présence de failles suggère que les forces à l'origine de la déformation ont réactivé des escarpements de failles. Plusieurs profils sismiques acquis au centre du bassin Indien Central ont mis en évidence des chevauchements affectant toute la croûte océanique et venant s'enraciner dans le manteau supérieur; le décalage des horizons sédimentaires les plus récents témoignent de l'activité récente de ces failles (*Curry et Munasinghe*, 1989; *Bull et Scrutton*, 1990; *Chamot-Rooke et al.*, 1993; *Delescluse et al.*, 2008).

L'analyse de données stratigraphiques sismiques et des forages DSDP (Deep Sea Drilling Program) au nord-est du bassin Indien Central met en évidence deux hiatus de sédimentation : le premier au début de l'Éocène (50 Ma) sans doute lié à l'initiation de la collision Inde-Eurasie, et le second, à la fin du Miocène qui serait lié au commencement de la compression Nord-Sud du bassin Indien central (*Curry et Munasinghe*, 1989). Cette discordance a été datée par forage ODP (Ocean Drilling Project) à 7.5 Ma (*Cochran et al.*, 1990).

La déformation serait une conséquence de l'orogénèse de la chaîne Himalayenne. L'orogénèse et la déformation du bassin Indien Central sont intimement liés (*Molnar et al.*, 1993). La lithosphère est déformée sur une longueur d'onde de 100 à 300 km (*Cochran et al.*, 1987).

Les données du satellite altimétrique SeaSat reproduisent les plissements du socle de 130 à 250 km de longueur d'onde. D'après le modèle de *McAdoo et Sandwell* (1985), un comportement élasto-plastique de la lithosphère océanique requiert une contrainte compressive importante de 600 MPa pour plisser la lithosphère.

La sommation des rejets horizontaux des failles sur le très long profil sismique multi-traces (2100 km), acquis le long du méridien 80°E de 14°S à la côte du Sri-Lanka par *Chamot-Rooke et al.* (1993), permet de calculer un raccourcissement global entre 22 et 37 km, soit de 2,5 à 4,3 %. Ce raccourcissement est plus important que les estimations antérieures basées sur des profils plus courts (Figure 1.26 A). *Van Orman et al.* (1995) mesurent sur un profil sismique monотреace à la longitude 78,8°E un raccourcissement d'environ 11 km en 7,5 Ma. Ce résultat est cohérent avec celui de *Chamot-Rooke et al.* (1993), sachant qu'une augmentation du raccourcissement d'Ouest en Est est prédite par les rotations décrivant le mouvement des plaques Inde et Australie. *Krishna et al.* (2001) analysent la déformation à partir de la sédimentation sur trois profils sismiques Nord-Sud et proposent trois étapes de plissements : la première au Miocène (-8,0 à -7,5 Ma), déjà identifiée, et deux autres au Pliocène (-5,0 à -4,0 Ma) et la plus récente

au Pléistocène (0.8 Ma).

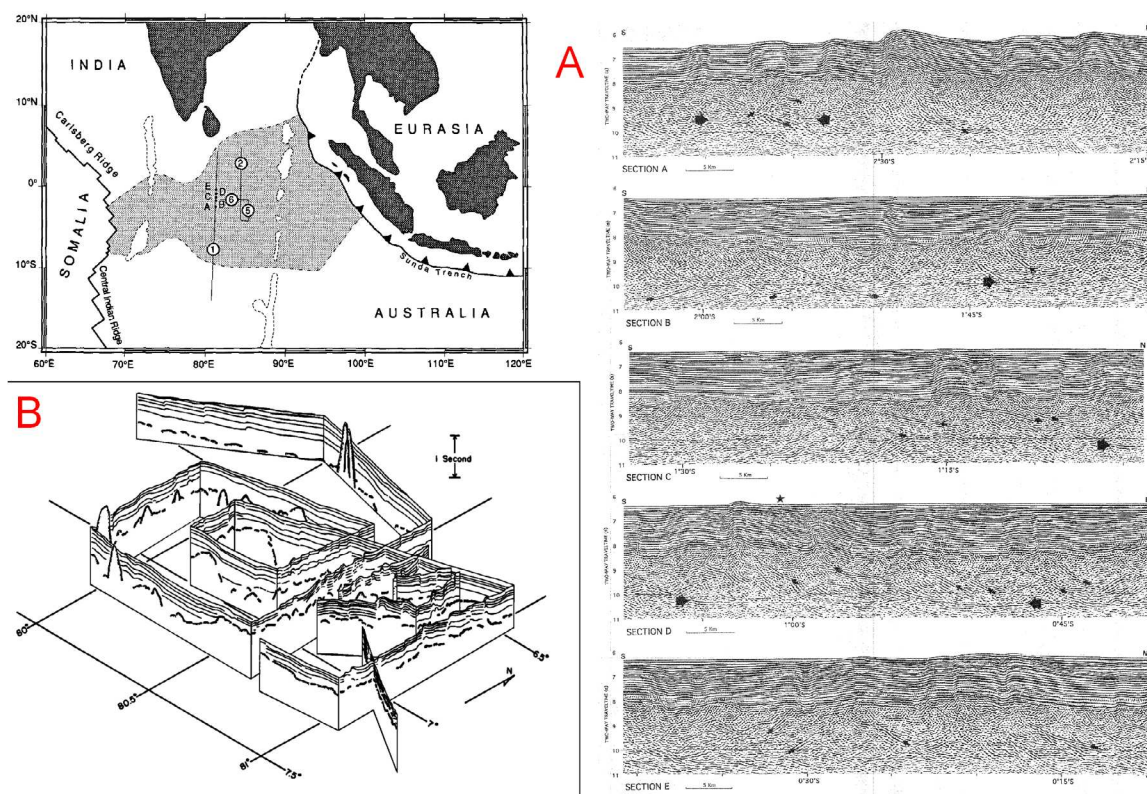


FIGURE 1.26 – A : Profils multi-traces et leur localisation montrant des structures compressives dans le bassin Indien Central. (*Chamot-Rooke et al.*, 1993). B : Représentation 3D de profils sismiques réalisé par *Eittreim et Ewing* (1972) dans le bassin Indien Central.

La ride du 90^{ème} Est semble être une limite majeure entre deux zones de déformations distinctes. *Tinnon et al.* (1995) proposent un modèle de taux de déformation calculé en inversant les moments sismiques. Ce modèle couvre le bassin Indien Central, la ride du 90^{ème} Est et le Nord du bassin de Wharton, et montre un changement de comportement au niveau de la ride. L'étude de *Deplus et al.* (1998) montre une compression Nord-Sud à l'Ouest de celle-ci et une compression associée à du décrochement dans la direction Sud-Est Nord-Ouest à l'Est de la ride. Ces études avancent une réactivation des failles transformantes fossiles présentes dans le bassin de Wharton pour expliquer le comportement décrochant.

Delescluse et Chamot-Rooke (2007) reprennent le principe du modèle de *Tinnon et al.* (1995) en incorporant des données de vitesse GPS. Ils incorporent en plus des données de flux de chaleur et montrent que les zones les plus déformées correspondent aux flux de chaleur les plus élevés. Les raccourcissements à l'Est prédis par leur modèle à partir du calcul des rotations instantanées sont équivalents à ceux obtenus dans les études précédentes. Ils confirment le changement de style de déformation au passage de la ride du 90^{ème} Est et proposent que la déformation intraplaque n'incombe pas uniquement à la collision Inde-Eurasie, mais aussi au décrochement le long de la ride

du 90^{ème} Est qui apparaît comme une zone de faiblesse.

1.3.3 Vers des limites de plaque diffuses

La déformation maintenant avérée de la plaque indo-australienne et les difficultés d'inverser simultanément les données cinématiques des trois dorsales de l'océan Indien ont amené les géophysiciens à considérer la plaque Indo-Australienne comme un ensemble constitué de plusieurs sous-plaques rigides séparées par des frontières de plaques diffuses.

La déformation observée n'a pu commencer qu'après l'anomalie 18, âge auquel les plaques Inde et Australie deviennent solidaires. Partant de la géométrie proposée par *Wiens et al.* (1985), dans laquelle les plaques Inde et Australie sont séparées par une frontière équatoriale s'étendant de la dorsale centrale Indienne à la fosse de Sumatra, la reconstruction des isochrones magnétiques récentes devrait permettre de détecter et quantifier les mouvements relatifs à l'origine de la déformation intraplaque observée. S'agissant de petits mouvements, cette approche a nécessité la mise au point préalable de techniques d'analyse statistique des erreurs sur les reconstructions cinématiques (*Chang, 1988; Chang et al., 1990; Kirkwood et al., 1999; Chang et al., 2000*). *Royer et Chang* (1991) appliquent ces méthodes à la reconstruction du mouvement entre l'Inde et l'Australie depuis l'anomalie 18 et en déduisent que ces mouvements ont débuté vers 17 Ma, bien avant l'âge présumé de la déformation ($\simeq 8$ Ma).

Royer et al. (1997) complètent l'étude précédente à partir de levés aéromagnétiques et navals complémentaires, et de données gravimétriques dérivées de satellites altimétriques afin de mieux contraindre les mouvements des plaques depuis l'anomalie 5 (11 Ma). L'intersection de la limite entre l'Inde et l'Australie avec la dorsale centrale Indienne est précisée et fait plus de 100 km de large. Les pôles de rotation déterminés pour l'anomalie 5 sont proches de ceux déterminés pour l'anomalie 2A (*DeMets et al., 1994b*). Ils constatent néanmoins une légère accélération du mouvement de l'Inde par rapport à l'Australie entre 11 Ma et 3 Ma.

Royer et Gordon (1997) introduisent une plaque supplémentaire au sein de la plaque Indo-Australienne afin de répondre au problème de fermeture du point triple. Cette plaque supplémentaire, appelée Capricorne, se situe dans la partie Ouest de la plaque Indo-Australienne, ses limites sont les dorsales Centrale Indienne et Sud-Est Indienne avec les plaques Somalie et Antarctique. Deux zones d'extensions diffuses séparent la plaque Capricorne des plaques Inde et Australie : la zone d'extension Nord Sud à l'est du banc des Chagos déjà identifiée, et une zone d'extension Nord-Ouest Sud-Est dont les limites sont moins bien connues. Toute la partie Est englobant la ride du 90^{ème} Est, le bassin Indien Central et le bassin de Wharton est considérée comme une frontière de plaque diffuse entre les trois plaques, subissant des déformations compressives. Les rotations entre ces trois plaques ont été déterminées et les pôles eulériens se situent au sein du système de plaques Inde-Capricorne-Australie. (Figure 1.27).

Gordon et al. (1998) confirment l'initiation des mouvements Inde par rapport à Capricorne dès 18 Ma ou 20 Ma et une accélération progressive des taux de raccourcissement dans le bassin Indien Central : de 1 mm/a entre 20 et 11 Ma à 4 mm/a entre

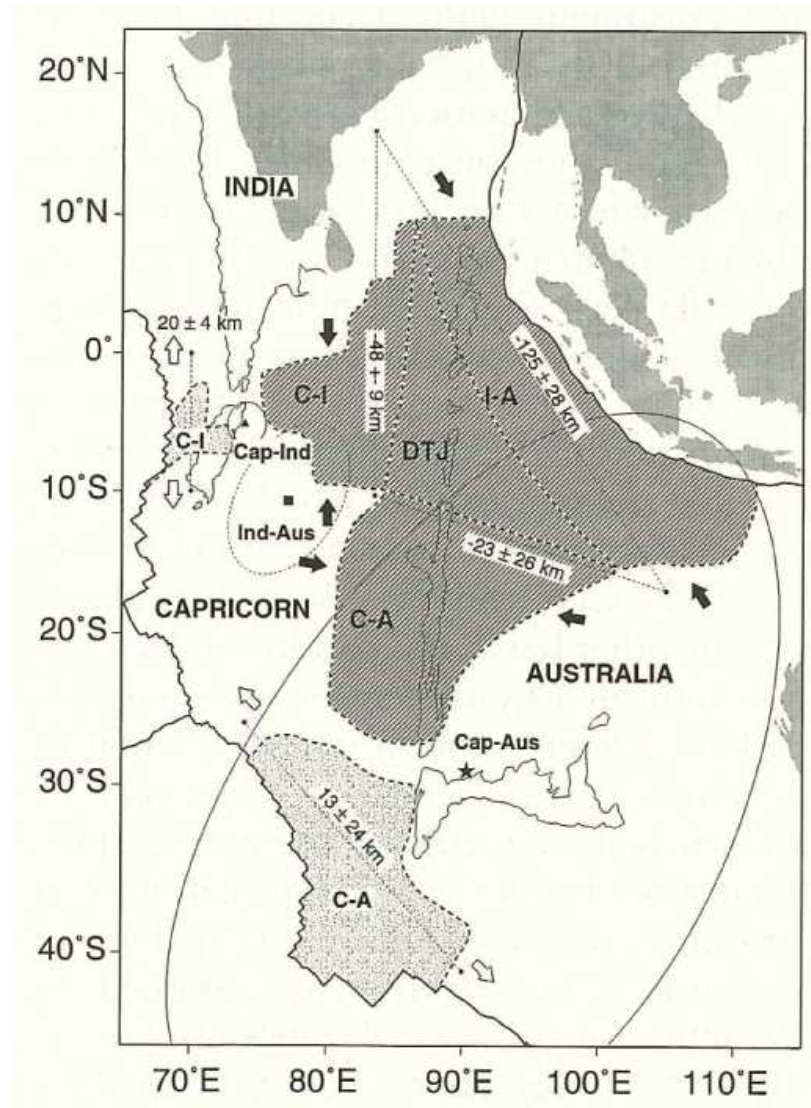


FIGURE 1.27 – Plaque Capricorne et les pôles de rotation entre les plaques Inde, Capricorne et Australie par *Royer et Gordon* (1997) ainsi que les taux d'extension et de raccourcissement prédits pour les derniers 11 Ma.

11 et 3 Ma, et enfin 6 mm/a depuis 3 Ma.

DeMets et Royer (2003) et *DeMets et al. (2005)* complètent ces analyses à partir d'un jeu de données plus complet sur les dorsales de Carlsberg et Centrale Indienne pour mesurer l'évolution du mouvement Inde/Capricorne tous les 1 Ma. Ils confirment un mouvement de 1 à 2 mm/a entre 20 et 17,4 Ma, puis de 1 mm/a jusqu'à 8 Ma où le mouvement s'accélère. Cette accélération résulte principalement d'un changement dans le mouvement Capricorne/Somalie entre 10 et 8 Ma qui n'affecte pas le mouvement Somalie/Inde (Figure 1.28).

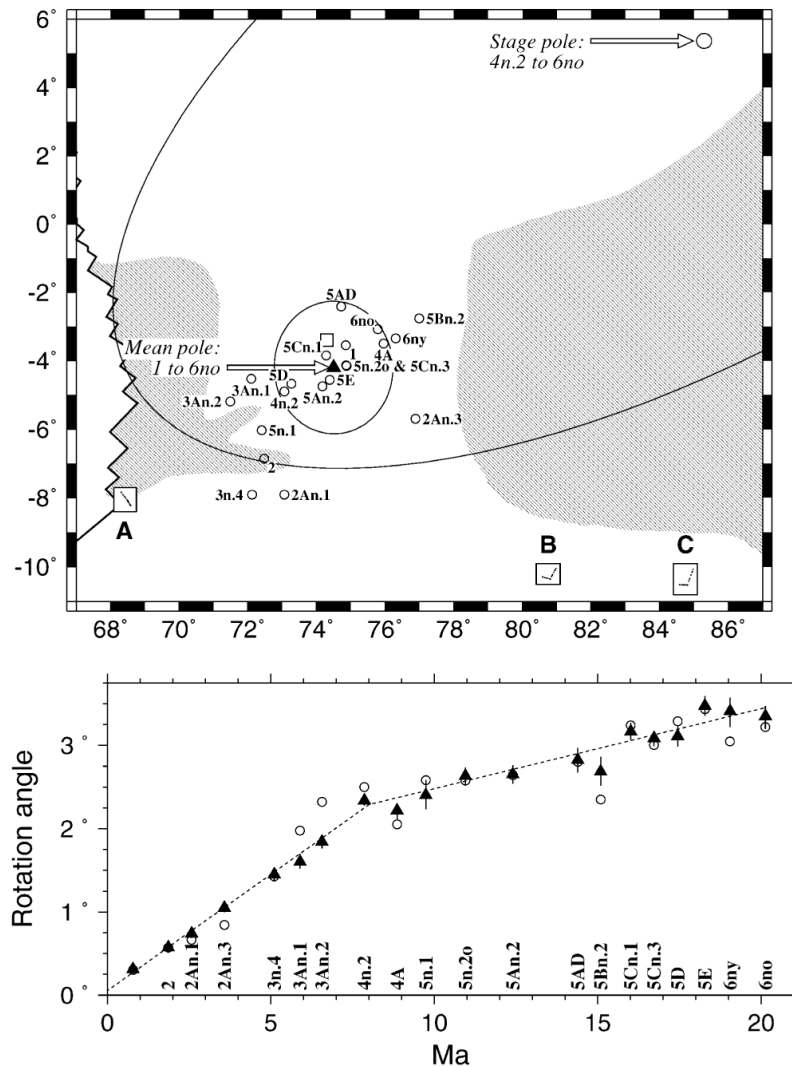


FIGURE 1.28 – En haut : Positions des rotations Inde-Capricorne depuis 20 Ma. En bas : Variations de l'angle de rotation avec le temps. (*DeMets et al., 2005*).

Merkouriev et DeMets (2006) s'appuient sur une très grande quantité de données Russes inédites pour reconstruire les dorsales de Carlsberg et Centrale Indienne depuis 20 Ma. Le taux d'ouverture Somalie/Inde diminue de 30 % entre 20 Ma et 10 Ma, tout en conservant une direction d'expansion très stable. *Molnar et Stock (2009)* confirment le ralentissement de 40 % de la convergence entre l'Inde et l'Eurasie entre 20 et 10 Ma. Ce ralentissement serait lié à l'élévation rapide du Plateau Tibétain (Figure 1.29).

Ces approches cinématiques aboutissent malgré tout à un modèle de plaques rigides,

de taille plus réduite, séparées par des frontières diffuses d'un nouveau type en domaine océanique en raison de leur très grande dimension (jusqu'à 3000 x 3000 km) et des taux de déformation très lents qui les caractérisent (quelques mm/an). Une autre caractéristique de ces frontières est que la rotation qui décrit le mouvement des plaques qu'elles séparent se situe sur leur frontière (ex. pôles Capricorne / Inde ou Capricorne / Australie).

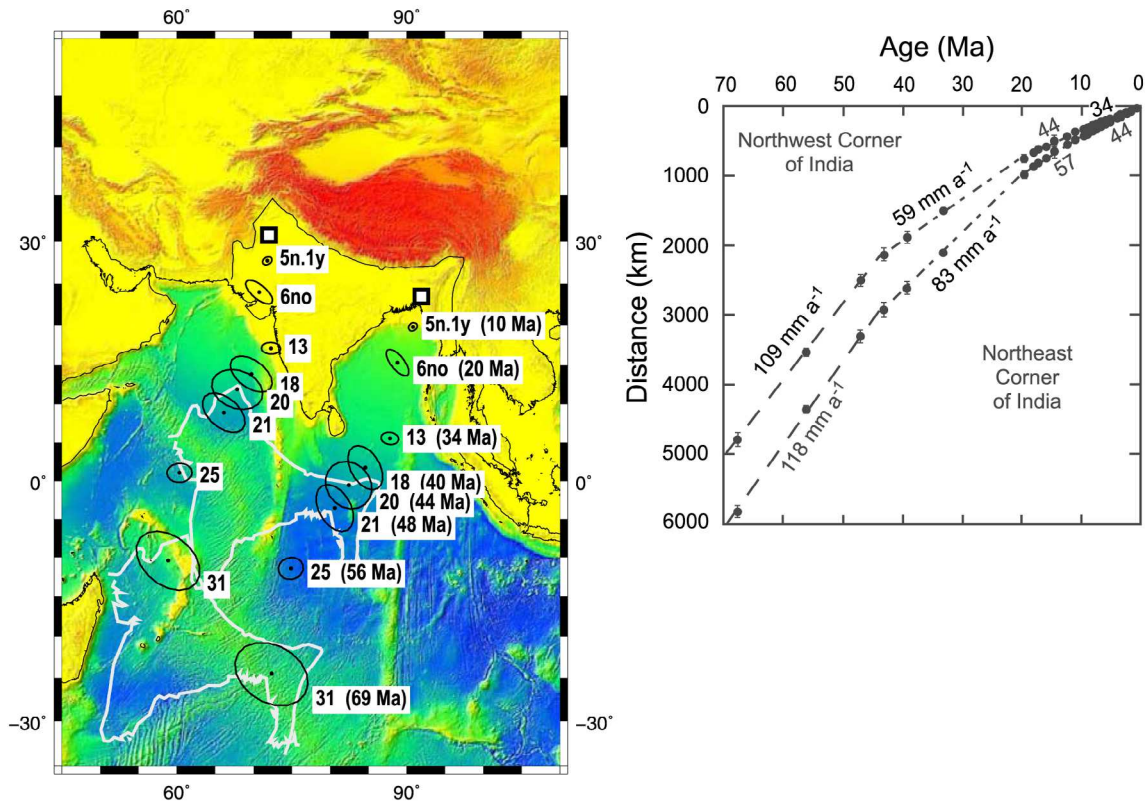


FIGURE 1.29 – Ralentissement de la convergence de l'Inde vers l'Eurasie depuis 70 Ma. (*Molnar et Stock, 2009*).

Sismicité « hydroacoustique » et précurseurs sismiques

Comme nous l'avons vu dans le chapitre 1, la plaque Indo-Australienne subit des déformations intraplaques qui provoquent de la sismicité. Cette sismicité est difficile à observer avec des stations terrestres à cause de l'atténuation des ondes sismiques due aux distances très longues parcourues dans la croûte océanique. Les ondes hydroacoustiques formées sur le plancher océanique et se propageant dans la couche d'eau, permettent de contourner ce problème et d'observer la sismicité à faible magnitude. Cette problématique et les propriétés de ces ondes hydroacoustiques, ainsi que les réseaux existants sont présentés dans les trois premières parties de ce chapitre.

Le reste de ce chapitre est consacré à la recherche de précurseurs sismiques à partir de données hydroacoustiques récoltées dans l'Océan Indien. La détection et l'étude des précurseurs sismiques en milieu océanique sont très importantes dans la compréhension de la nucléation des séismes de forte magnitude et des mouvements autour des zones de fractures. L'étude préliminaire présentée ici a permis de détecter 13 précurseurs dans l'Océan Indien.

2.1 Les ondes sismiques

2.1.1 Les différents types d'ondes sismiques

Un séisme est le résultat d'une libération d'énergie élastique accumulée dans de la croûte terrestre. Cette énergie va se propager dans toutes les directions sous forme d'ondes mécaniques. On peut en distinguer quatre familles :

- Les ondes de compression, ou les ondes premières (P). Le déplacement des particules est celui du déplacement de l'onde. Elles se déplacent dans les différentes couches du globe sur de grandes distances à une vitesse de l'ordre de 5 km/s dans le basalte.
- Les ondes de cisaillement, les ondes secondes (S), ne se propagent que dans les milieux solides, le déplacement des particules est perpendiculaire au déplacement du front d'onde. Leur vitesse, plus faible que les ondes P, est d'environ 4 km/s dans le basalte.
- Les ondes de Rayleigh (R) et de Love (L) sont des ondes de surface. Elles suivent la surface de la Terre, elles ont des vitesses plus faibles que les ondes de volume,

mais ont de plus grandes amplitudes. Les ondes de Love se propagent à une vitesse légèrement inférieure aux ondes S et sont des ondes de cisaillement polarisées horizontalement. Les ondes de Rayleigh ont un mouvement complexe à la fois horizontal et vertical, à la manière de la houle océanique, et se déplacent à des vitesses équivalentes aux ondes de Love.

La différence de vitesse entre les ondes permet de calculer la position d'un séisme par triangulation à partir des différences de temps d'arrivées sur plusieurs stations.

2.1.2 Le problème de l'atténuation des ondes en milieu océanique

Les ondes sismiques sont parfaitement détectables à l'aide de stations sismiques terrestres à condition de ne pas être trop éloigné du séisme. Lorsqu'un séisme se produit en milieu océanique, les stations terrestres sont souvent éloignées de plusieurs milliers de kilomètres. L'atténuation élastique des ondes le long du trajet est très forte, et il est donc possible de détecter que les séismes de fortes magnitudes ($M_w > 4$). Pour des séismes de faibles magnitudes, la faible précision de localisation et l'atténuation des ondes rendent impossible la détection des séismes à grande distance.

Un moyen de détecter les séismes en milieu océanique est l'utilisation de stations sismiques disposées sur le plancher océanique, autrement appelés OBS (Ocean Bottom Seismometers). Mais la pose de ces instruments ne peut être permanente et ne couvre que des zones de quelques dizaines de kilomètres de long à cause de la forte atténuation des ondes sismiques dans la croûte et la manteau supérieur évoquée plus haut. Les dorsales sont longues de plusieurs dizaines de milliers de kilomètres.

La solution à l'étude des séismes de faible magnitude en milieu océanique nous vient des propriétés de la couche d'eau. Les ondes sismiques vont se convertir en ondes hydroacoustiques sur le plancher océanique et se propager dans la couche d'eau sur de longues distances, et pourront être enregistrées à l'aide d'un hydrophone.

2.2 Les ondes hydroacoustiques

2.2.1 La formation des ondes hydroacoustiques

En se propageant, les ondes sismiques vont rencontrer des interfaces aux travers desquelles, elles peuvent être transmises ou réfléchies. Pour les ondes sismiques, cette transmission peut être accompagnée d'une conversion (ondes P en ondes S et inversement). Il en est de même pour le fond de l'océan, où les ondes sismiques vont se convertir en ondes hydroacoustiques (ondes T). Ces ondes formées sur le plancher océanique aux alentours de l'épicentre vont ensuite se propager à des vitesses plus faibles que dans la Terre ($v=1.5$ km/s, célérité du son dans l'eau).

La conversion est inégalement efficace pour les ondes S en T et les ondes P en T (*Balanche et al.*, 2009). Il est nécessaire que les séismes ne soient pas trop profonds pour que l'énergie soit suffisamment importante et que la conversion provoque une

onde hydroacoustique contenant beaucoup d'énergie. On appelle ces ondes hydroacoustiques des ondes T, pour tertiaire, car elles arrivent après les ondes P et S sur les sismogrammes, lorsqu'elles sont enregistrées par des stations sismiques côtières.

Ces ondes acoustiques ont été observées pour la première fois par *Jaggard* (1930) au Hawaii Volcano Observatory. Le séisme à l'origine de ces ondes était situé au Sud-Est de l'Alaska, le 24 Octobre 1927 (Figure 2.1, extraite de *Okal* (2001, 2008)); Jaggard n'a pas interprété ce phénomène comme une onde hydroacoustique, mais comme un effet de résonance du volcan sous l'effet de l'onde sismique. C'est seulement dans les années 40 que les ondes T ont été correctement identifiées. *Linehan* (1940) a clairement identifié l'onde T comme la troisième arrivée après l'onde P et S (Figure 2.2), sans qu'aucune hypothèse soit avancée quant à l'origine de ce signal. A la même époque, *Ravet* (1940) identifia également les ondes T et les associa à des séismes, et estima même leur vitesse de propagation à 1.5 km/s sans faire le rapprochement avec la vitesse de propagation des ondes acoustiques dans la tranche d'eau. En 1950, Tolstoy et Ewing interprètent le phénomène comme une phase sismique de courte période qui a traversé l'océan à la vitesse du son dans l'eau, suite à la conversion de l'onde sismique en onde hydroacoustique (*Tolstoy et Ewing*, 1950).

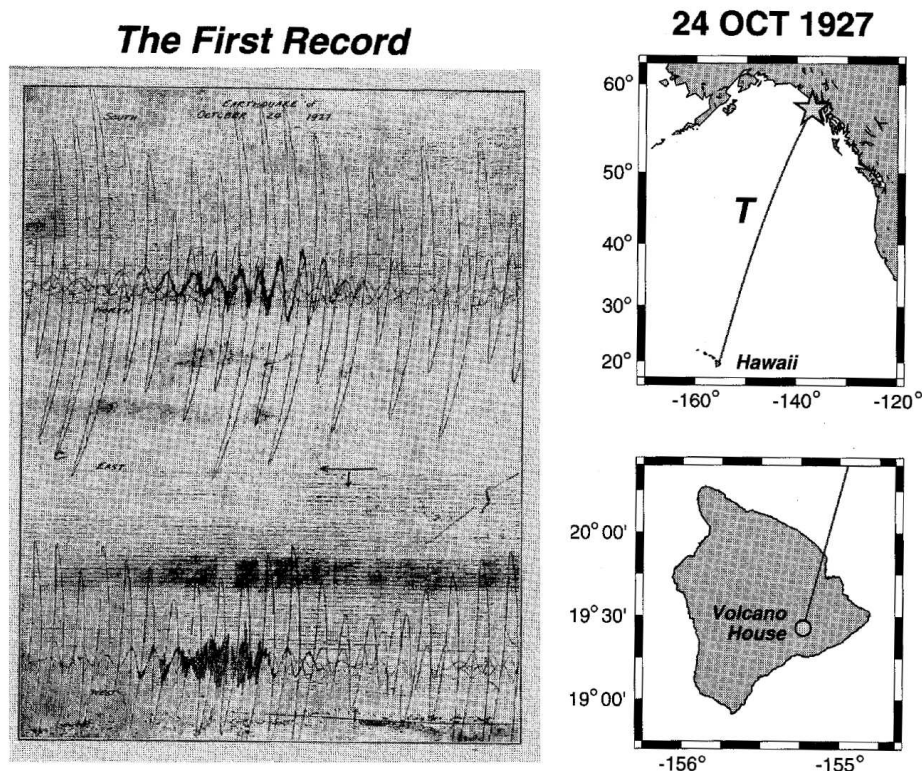


FIGURE 2.1 – Onde hydroacoustique enregistrée en 1927 par une station terrestre à Hawaii. C'est la première onde hydroacoustique engendrée par un séisme qui a pu être observée sur un sismogramme. *Jaggard* (1930) présente le phénomène sans l'expliquer.

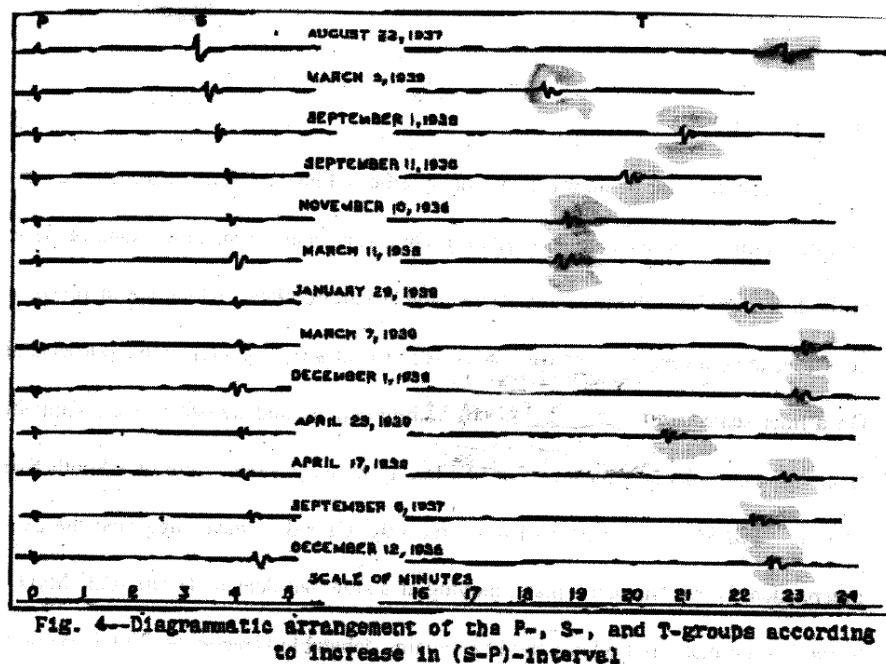


FIGURE 2.2 – Reproduction de *Linehan* (1940) des sismogrammes de plusieurs séismes dans les années 30, figure tirée de *Okal* (2008). Linehan identifia des trains d’ondes arrivant plusieurs minutes après les ondes P et S (partie droite de la figure).

2.2.2 Propagation des ondes dans le canal SOFAR

2.2.2.1 Vitesse d’une onde acoustique dans la tranche d’eau

Plusieurs grands noms de la physique se sont penchés sur la détermination de la vitesse du son dans les fluides et plus particulièrement dans l’eau. Laplace, en 1816, pour n’en citer qu’un, proposa une formule donnant la vitesse du son dans un fluide en prenant en compte la compression et la dilatation du fluide. Cette première formule fut remaniée ensuite pour donner les formules suivantes avec les notations contemporaines :

- Dans un gaz :

$$c = \sqrt{\gamma RT} \quad (2.1)$$

Avec V en m/s et où γ est le coefficient adiabatique, T la température en K et R la constante des gaz parfaits en J/(K kg).

- Dans un liquide :

$$c = \frac{1}{\sqrt{\mu \rho_0}} \quad (2.2)$$

Avec c en m/s et où μ est le coefficient de compressibilité adiabatique en m^2/N et ρ_0 la masse volumique au repos en kg/m^3 .

La première formule fut vérifiée expérimentalement pour l’air à l’aide de tirs d’artilleries en 1822. Pour la vitesse du son dans l’eau, une première expérience fut réalisée en 1820 par François-Sulpice Beudant à l’aide d’une cloche immergée qui permit de montrer que le son se déplace beaucoup plus vite dans l’eau que dans l’air. En 1826, Daniel Colladon et Charles Sturm firent des mesures dans le lac Léman près de Genève.

Ils obtinrent une vitesse du son dans l'eau douce de 1435 m.s^{-1} pour une température de 8°C .

L'acoustique sous-marine s'est beaucoup développée dans la seconde partie du XIXème siècle et au début du XXème siècle avec des applications pour la navigation maritime et des applications militaires (cloches sous-marines, sondeur acoustique, hydrophones...). En 1917, un commandant de la marine à Toulon constata en utilisant un hydrophone des « anomalies » saisonnières de la détection. Lorsque la température de l'eau méditerranéenne était froide la portée sonore était meilleure. C'est alors que plusieurs expérimentations furent lancées et aboutissaient à la conclusion que le gradient thermique de la tranche d'eau influence la propagation du son dans l'eau. Plusieurs expérimentations furent lancées à travers les océans pour créer des abaques de détermination de la vitesse du son dans l'eau (*Juhel, 2005*).

Parallèlement, des formules basées sur des polynômes ont été définies pour calculer la vitesse du son dans l'océan. Plusieurs formules plus ou moins précises ont été développées (*Kuwahara, 1939; Mackenzie, 1960*). Formule de MacKenzie revisitée :

$$c = 1399 + 1.31S + 4.592T - 0.0444T^2 + 0.182h$$

Où c est la vitesse en m/s , T la température en K , S la salinité en psu et h la profondeur en m .

En fait, la vitesse du son dans l'océan augmente (*Okal, 2008*) :

- avec la profondeur (ou autrement dit, avec l'augmentation de la pression) : $1.8 \times 10^6 \text{ m.s}^{-1}.\text{Pa}^{-1}$,
- avec la salinité : 1.3 m.s^{-1} pour 1 psu ,
- avec la température : $2.1 \text{ m.s}^{-1}.\text{K}^{-1}$.

L'effet le plus influent est celui de la température. La température diminue fortement avec la profondeur jusqu'à la thermocline (environ 1000m de profondeur), puis diminue plus lentement. Le second effet vient de la pression, qui augmente avec la profondeur. La salinité ne varie pas suffisamment pour jouer un rôle prépondérant.

2.2.2.2 Le canal SOFAR

Au XIXème siècle, Stokes découvrit que l'absorption de l'énergie d'une onde par le milieu dans lequel elle se propage augmente en suivant le carré de la fréquence. Des expérimentations américaines durant la seconde guerre mondiale ont vérifié ce phénomène. Il en résulte une faible absorption des ondes acoustiques de basses fréquences, et donc une très grande propagation possible pour ces ondes dans la colonne d'eau. Mais cela dépend également du facteur lié au type de milieu traversé, ce qui explique leur meilleure propagation dans l'eau que dans le basalte.

Maurice Ewing détecta en 1944 à l'aide d'un hydrophone immergé à 3500 pieds une explosion de six livres de dynamite immergée à 4000 pieds à une distance de 3100 milles de l'hydrophone dans l'océan Atlantique. Il expliqua cette propriété de la tranche d'eau en analysant des relevés hydrographiques effectués par le navire Atlantis. La Figure 2.3 présente différents profils de vitesses calculés à partir de relevés océanographiques effectués dans l'océan Atlantique dans les années 30. Sur ces profils on peut vérifier l'influence de la baisse de température jusqu'à la thermocline sur la vitesse, ensuite

l'augmentation de la vitesse provient de l'augmentation de la pression.

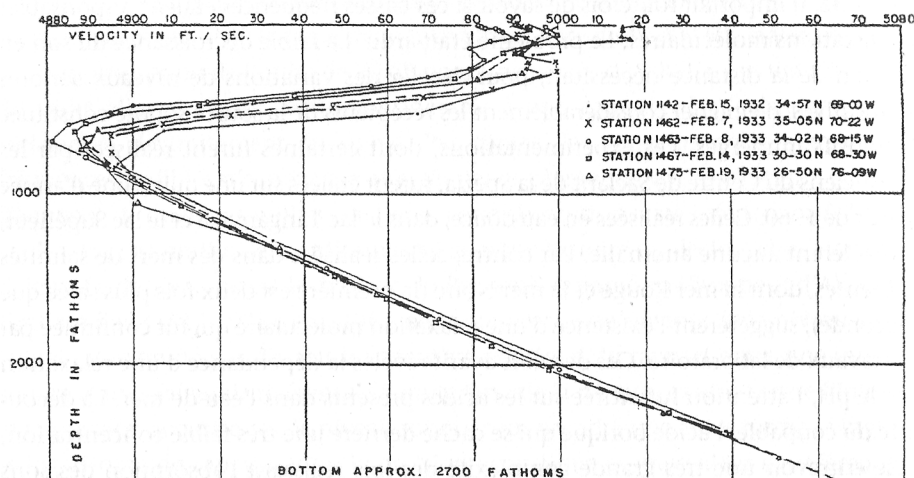


FIGURE 2.3 – Relevés hydrographiques effectués par l’Atlantis dans l’océan Atlantique dans les années 30. On peut y distinguer plusieurs profils de vitesse en fonction de la profondeur (attention, les unités sont en brasses pour la profondeur, 1 brasse = 1.8 m ; et en pied/s pour la vitesse, 1 pied = 0.3048 m). Figure de *Ewing et Worzel* (1948), reprise dans le livre « Histoire de l’acoustique marine » (*Juhel*, 2005)

Ewing et Worzel (1948) calculent alors la trajectoire d’un rai sonore dans la tranche d’eau. Pour cela, il considère un océan contenant plusieurs couches superposées ayant une courbe de célérité moyenne (Figure 2.4). En tenant compte des interfaces (en utilisant la loi de Snell-Descartes) les trajectoires des rai s émis par une source immergée à grande profondeur varient selon l’incidence (Figure 2.5). On remarque alors une zone de convergence des ondes situées au niveau du minimum de vitesse. L’énergie de l’onde acoustique se retrouve piégée dans cette zone et l’onde peut alors se propager sur de très grandes distances si l’absorption reste limitée, autrement dit, si l’onde est suffisamment basse fréquence. Ils nomment ce guide d’onde naturel le canal SOFAR (SOund Fixing And Ranging).

A partir de là, cette couche d’eau fut étudiée dans les autres océans, et rapidement le canal SOFAR de l’océan Pacifique fut mis au jour. La propagation des ondes dans la colonne d’eau a d’abord été étudiée pour des applications militaires, notamment pour la détection des sous-marins et la cartographie marine.

Comme vu précédemment (paragraphe 2.2.2.1), la vitesse du son varie avec la température. Ainsi, la profondeur du canal SOFAR va varier d’un océan à un autre, et surtout en fonction de la latitude, avec une variabilité importante selon les saisons. Ce canal est plus profond aux faibles latitudes et s’approche de la surface aux latitudes élevées. En conséquence, le canal SOFAR peut se retrouver au niveau de la surface des océans, voire même, disparaître, comme dans les régions polaires.

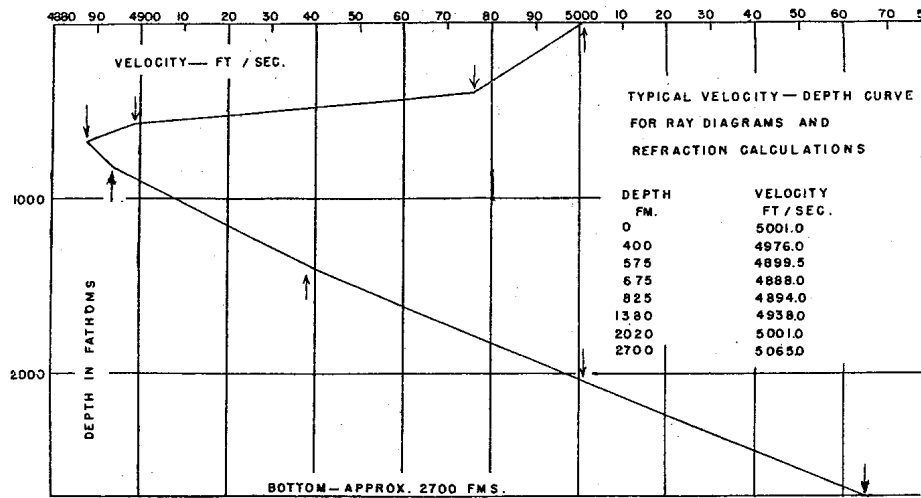


FIGURE 3.—Mean velocity-depth curve in the Atlantic Ocean
For ray diagrams and refraction calculations.

FIGURE 2.4 – Profil de célérité moyen calculé par *Ewing et Worzel* (1948) à partir des relevés océanographiques de l'Atlantis, et utilisé dans le calcul des rais de la figure 2.5. Le profil de vitesse est découpé en sept couches avec un minimum situé à la profondeur de 675 brasses (1215m) et une vitesse minimale de 4888 pieds/s (1490m/s).

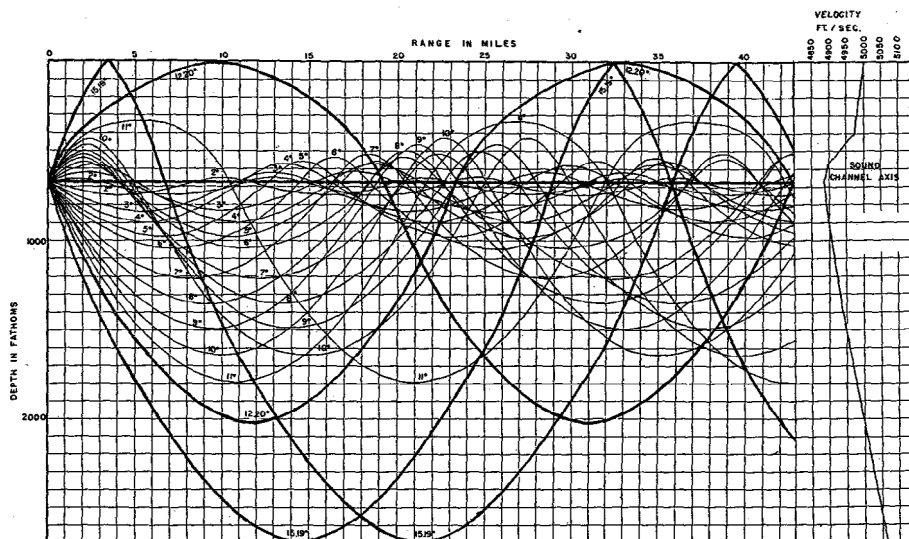


FIGURE 2.5 – Cette Figure, extraite du livre « Histoire de l'acoustique marine » (*Juhel, 2005*) est la figure réalisée par *Ewing et Worzel* (1948) à partir du profil moyen calculé (Figure 2.4) en utilisant les données de l'Atlantis, et qui ont permis de réaliser ce diagramme théorique de la propagation d'un front d'onde produit par une explosion en fonction de sa fréquence et des différentes couches d'eau considérées. On constate une convergence de ces ondes. C'est le canal SOFAR.

2.2.2.3 Conversion d'une onde sismique en onde hydroacoustique et déplacement dans la couche d'eau

Toutes les ondes sismiques ne provoquent pas obligatoirement une onde hydroacoustique qui se propagerait dans le canal SOFAR. Il est possible que l'onde ne se convertisse pas et se réfléchisse sur le plancher océanique. De ce fait, aucune propagation dans le canal SOFAR ne se produirait, et on peut imaginer le cas d'une onde qui se convertisse sur le plancher océanique mais ne pénétrerait pas le canal SOFAR avec un angle d'incidence qui lui permet d'y être piégée. Il est nécessaire de garder à l'esprit ces différents cas.

Le schéma de la Figure 2.6 présente les différentes étapes de propagation d'une onde hydroacoustique dans la colonne d'eau. L'onde convertie se propage de manière sphérique dans toutes les directions en subissant les caractéristiques physiques de la colonne d'eau. L'onde hydroacoustique pourra ensuite être piégée dans le canal SOFAR si son incidence est suffisamment faible comme on le verra ci-après. La propagation dans le canal SOFAR s'effectue en première approximation de manière cylindrique. Le canal SOFAR va localiser les ondes comme un guide d'onde. La différence principale avec un guide d'onde sont les limites « diffuses » de ce guide d'onde.

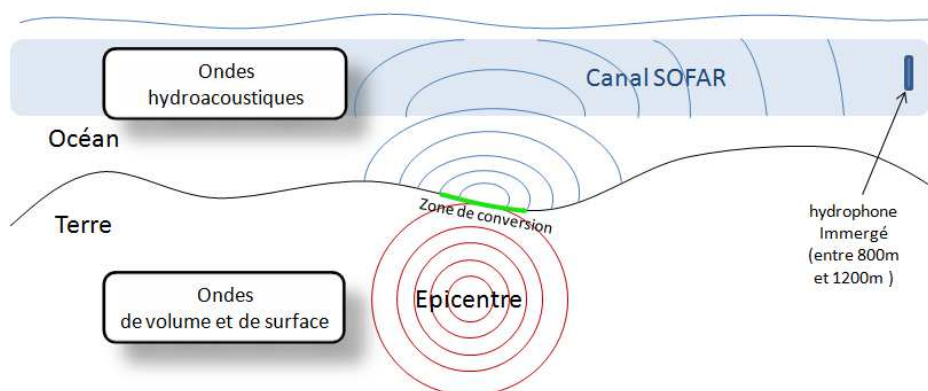


FIGURE 2.6 – Schéma de propagation d'une onde sismique jusqu'à son enregistrement par un hydrophone disposé dans le canal SOFAR.

La théorie des rais permet de déterminer que les ondes sismiques créées dans la croûte ou dans le manteau supérieur vont arriver sur la zone de conversion située au voisinage de l'épicentre avec un angle d'incidence élevé. Pour se propager dans le canal SOFAR, l'onde T devra pénétrer dans le canal SOFAR avec un angle très faible (environ 12°), c'est à dire que le front d'onde doit être quasiment perpendiculaire à la surface océanique. *Williams et al. (2006)* présentent les principaux modèles de conversion (Figure 2.7) :

- « Downslope Propagation » grâce à une pente favorable à proximité de la source sismique. (a)
- « Seafloor Scattering » grâce à la rugosité du sol (b)
- La dispersion modale qui pourrait expliquer l'existence d'onde T dans le cas où l'onde est émise en dessous de la profondeur critique. Cette profondeur critique

est définie par *Williams et al.* (2006) comme étant la profondeur où la vitesse du son est égale à celle de surface. La théorie des rais ne prédit pas ce genre de cas. (c)

- La conversion s'effectue grâce à un haut topographique qui permet de diffuser l'onde T directement dans le canal SOFAR. (d)

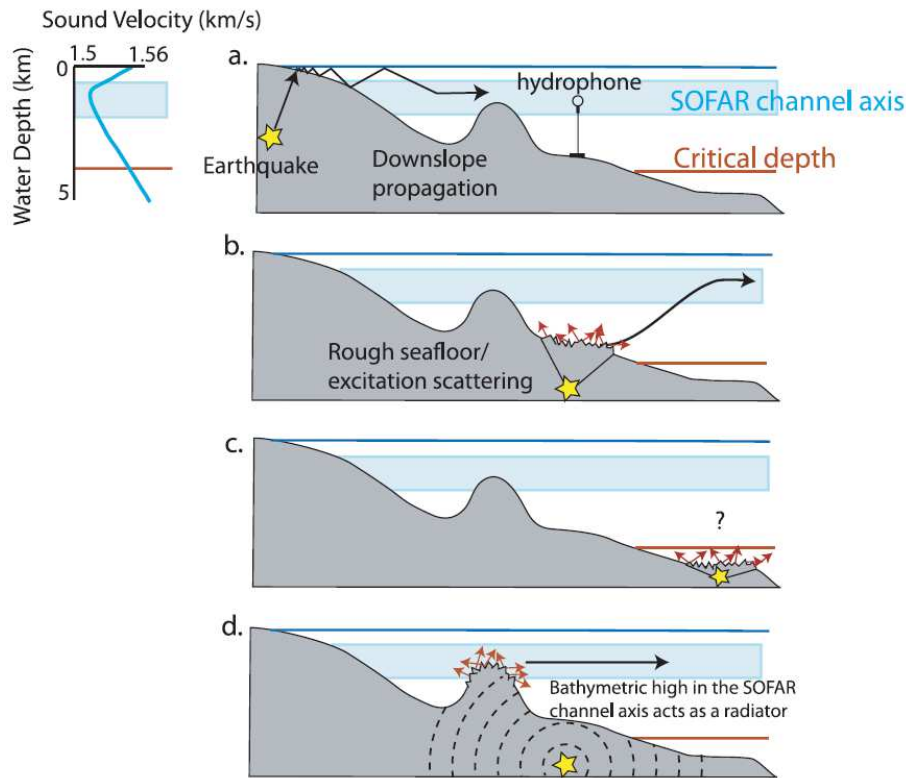


FIGURE 2.7 – Schémas possibles de conversion de l'onde sismique en onde hydroacoustique. La profondeur critique dépend de l'épaisseur de la couche d'eau. Figure extraite de *Williams et al.* (2006).

Le modèle (a) élaboré par *Johnson et al.* (1963) explique de manière complètement géométrique l'entrée de l'onde T à partir d'une interface pentée. L'onde va se réfléchir plusieurs fois entre la surface de l'eau et le fond et va progressivement atteindre un angle suffisamment faible pour entrer dans le canal SOFAR. *Talandier et Okal* (1998) reproduisent complètement la création et la propagation d'onde T produites par deux séismes à Hawaii avec des pentes de 16° et 50° et confirment ce modèle.

Le modèle (b) n'est pas déduit de la théorie des rais. En effet, si la topographie est plane, aucune propagation dans le SOFAR ne devrait être possible, or, des observations ont mis en évidence l'existence d'onde T en provenance de zones sans topographie régionale. Les explications ont fait intervenir la diffraction à large bande par la rugosité du plancher océanique faisant appel à la propagation modale des ondes. Le spectre de *Johnson et al.* (1968) sur le séisme du 29 Juillet 1965 dans les Aléoutiennes, montre bien l'existence de deux types de conversion : le spectre est plus impulsionnel et l'énergie est disposée dans les plus hautes fréquences pour la conversion de type (b) que pour la conversion (a), de plus, le signal correspondant à la conversion (b) arrive quelques

instants avant celui de la conversion (a) (Figure 2.8). *Johnson et al.* ont alors avancé l'explication de la rugosité du plancher océanique, *Fox et al.* (1994) avancent pour leur part l'explication de la propagation modale de l'onde acoustique et sa conversion.

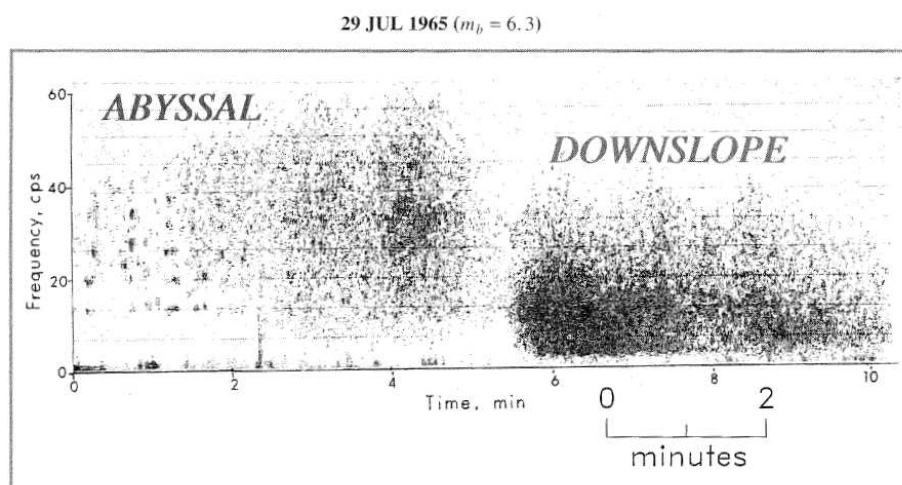


FIGURE 2.8 – Spectrogramme de l'onde hydroacoustique enregistrée à Kaneohe, Oahu, provenant du séisme du 29 Juillet 2005 aux Iles Aléoutiennes *Johnson et al.* (1968). Les arrivées de fréquences distinctes sont le résultat de la conversion de type « Sea oor Scattering » à gauche, et de type « Downslope Propagation » à droite. D'après *Okal* (2008).

2.2.3 Enregistrement de l'onde hydroacoustique

L'onde hydroacoustique peut se propager sur plusieurs milliers de kilomètres dans le canal SOFAR, avec une faible atténuation. Elle peut être enregistrée par deux moyens, soit à l'aide d'hydrophones immergés dans le canal SOFAR, soit à l'aide des stations sismologiques à terre disposées près des côtes. Ces stations enregistrent un signal sismique produit par la conversion de l'onde T sur la pente continentale. Il faut que la pente soit forte et régulière, sinon de multiples réflexions liées au fond et à la surface de l'eau apparaissent et le signal devient très compliqué. Ce signal de faible amplitude ne peut se propager sur de longues distances. En disposant les stations convenablement, il est possible de récupérer le signal hydroacoustique et de l'exploiter.

A défaut de pentes continentales et d'îles adéquates, il est nécessaire de disposer l'hydrophone dans le canal SOFAR afin de recevoir le maximum d'énergie possible provenant des ondes hydroacoustiques. Un hydrophone n'est autre qu'un microphone adapté à l'utilisation dans l'eau. Il transforme la pression acoustique en courant électrique à l'aide d'un transducteur piézo-électrique.

Les hydrophones peuvent être autonomes ou en temps réel s'ils sont reliés par câble à des stations terrestres. Les hydrophones autonomes sont disposés dans le canal SOFAR pendant plusieurs mois, durant lesquels ils enregistrent en continu les données sur un support numérique. Les hydrophones permanents sont disposés à proximité de côtes ou d'îles. Ils sont notamment utilisés dans le cadre de l'OTICE : Organisation du

Traité d'Interdiction Complète des Essais nucléaires (CTBTO en anglais). Ces stations disposées dans plusieurs océans permettent de surveiller en temps réel les océans afin d'y détecter des explosions sous-marines. Elles sont reliées par câble à un système d'enregistrement qui diffuse les données le plus rapidement possible. On reviendra sur ce réseau hydroacoustique un peu plus loin.

La Figure 2.9 présente l'hydrophone autonome développé au laboratoire Domaines Océaniques. L'instrument est contenu dans une enceinte étanche de forme cylindrique et comporte trois parties. Le capteur est disposé à l'extérieur du tube. La carte électronique comporte des étages d'amplification et de filtrage, et l'interface d'enregistrement de plusieurs dizaines de Go. L'enregistrement est dans un format binaire. L'enregistrement est effectué à la fréquence de 250 Hz, ce qui permet d'enregistrer les signaux jusqu'à 125 Hz (fréquence de Nyquist). Le filtrage du signal amène la bande passante des hydrophones entre 1 et 110 Hz. Pour assurer le fonctionnement de ces instruments pendant plusieurs mois, il est nécessaire de les équiper de batteries. Un tube de titane vient recouvrir le châssis et assurer l'étanchéité.

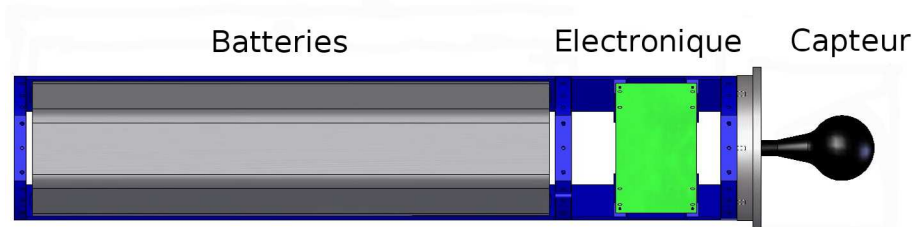


FIGURE 2.9 – Schéma en coupe d'un hydrophone développé au laboratoire UMR-6538 - Domaines Océaniques. L'hydrophone est composé de trois parties : le capteur piezo-électrique situé en dehors du châssis, la partie électronique (amplification, filtrage et stockage de données), et les batteries permettant aux hydrophones d'être autonome pour une longue durée (1 à 2 ans).

Les hydrophones sont mouillés dans le canal SOFAR. La Figure 2.10 présente un exemple de la ligne de mouillage pour un hydrophone autonome. Une bouée permet de maintenir l'hydrophone dans le canal SOFAR grâce à sa flottabilité. Cette bouée est composée de plusieurs éléments qui permettent de moduler la flottabilité. Des câbles relient les différents éléments de la ligne de mouillage. Une chaîne fait office d'ancre sur le plancher océanique. Un système à déclenchement acoustique permet de libérer la ligne lors de la récupération de l'hydrophone. Le laboratoire Domaines Océaniques a élaboré une variante de la ligne de mouillage classique en insérant l'hydrophone dans la bouée pour faciliter la mise à l'eau et la récupération.

2.2.4 Signal hydroacoustique d'origine sismique

Une onde hydroacoustique d'origine sismique typique et son spectrogramme associé sont représentés sur la Figure 2.11 (Séisme du 28 Mai 2003). Son amplitude augmente progressivement, pour atteindre un maximum ponctuel, et ensuite diminue plus lentement jusqu'à un niveau de bruit initial. On constate quelques répliques sur la figure.

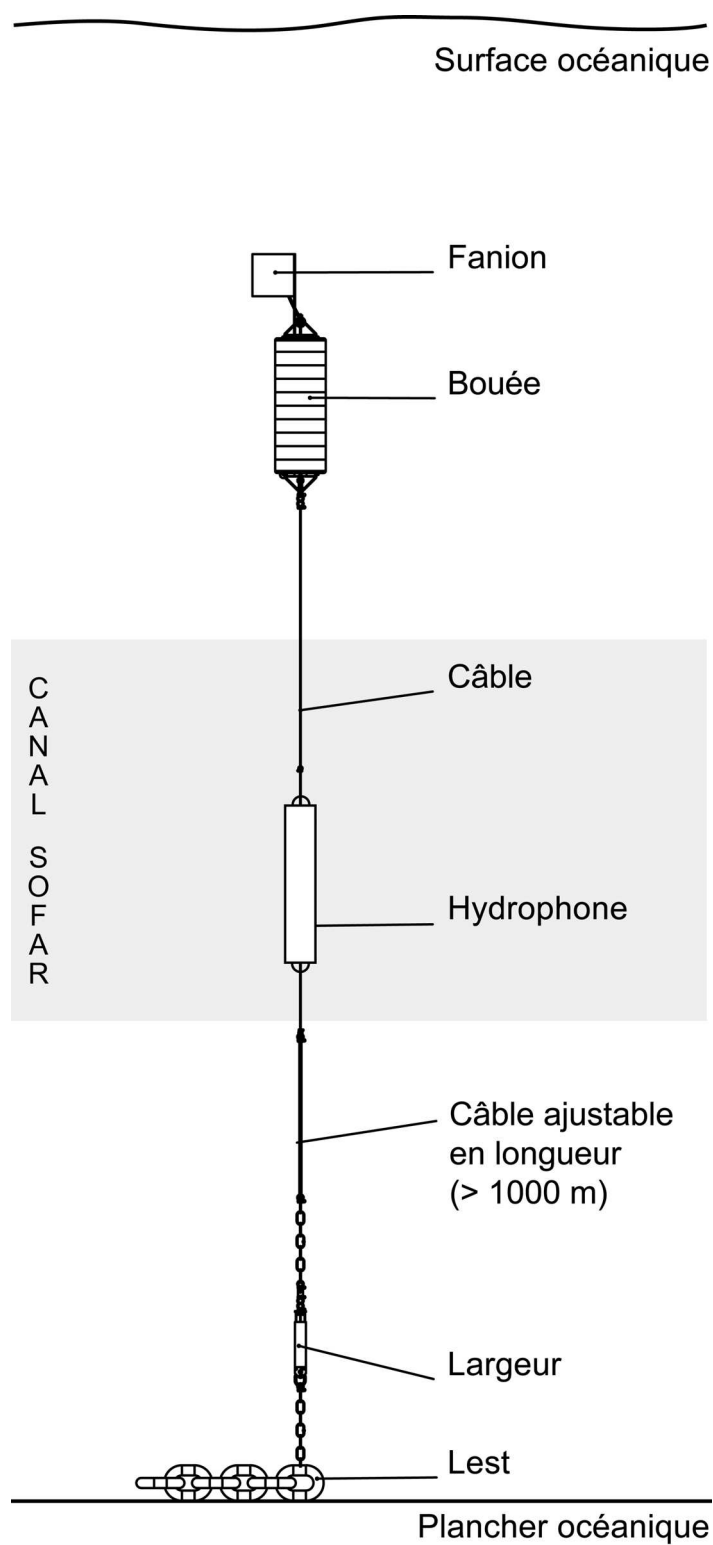


FIGURE 2.10 – Exemple d’une ligne de mouillage d’hydrophone autonome.

Cette onde a une durée de l'ordre de la minute, jusqu'à quelques minutes. Lorsque l'onde, est comme dans cet exemple, de forte amplitude, il est aisé d'identifier le maximum et éventuellement le début de l'onde. En général, le pointé de l'onde s'effectue sur le maximum de l'enveloppe. Par contre, les répliques de faibles amplitudes que l'on trouve ensuite ont une forme plus diffuse et il devient alors plus difficile d'identifier le maximum et d'autant plus le début de l'onde. C'est pour cette raison que l'on peut être amené à utiliser le spectrogramme.

Sur le spectrogramme, on remarque la limite du filtrage à 110 Hz. L'énergie du signal est surtout située dans les basses fréquences, entre 2 et 40 Hz pour les événements de faible intensité. Le signal du séisme principal contient de l'énergie jusqu'à une fréquence de 100 Hz. Il est beaucoup plus aisé d'identifier les répliques sur le spectrogramme, elles sont bien marquées dans le spectrogramme, et il est alors plus aisé de pointer le maximum dans le spectrogramme.

2.3 Les réseaux hydroacoustiques

Les sources d'ondes acoustiques piégées dans le canal SOFAR peuvent être de différentes natures (animales, séismes,...). Nous avons vu précédemment que les séismes sont les sources acoustiques principales (Paragraphe 2.1). Les animaux, notamment les mammifères marins, utilisent également les propriétés du canal SOFAR pour communiquer, leur signaux n'étant pas de très forte intensité, ils se propagent sur des distances plus faibles que les séismes. Il est également possible de repérer des craquements d'icebergs (*Talandier et al., 2002*), les icebergs dérivent vers des latitudes plus basses au grès des courants et fondent lentement. Ils produisent alors des craquements, et comme le canal SOFAR est très proche de la surface pour les régions polaires, ces signaux sont alors directement émis dans le canal SOFAR.

Mais d'autres sources d'origine anthropique inquiètent les états. Ce sont les explosions sous-marines principalement. Lors de l'assemblée générale des Nations Unies du 10 Septembre 1996, a été adoptée le Traité d'Interdiction Complète des Essais nucléaires (« Comprehensive Nuclear-Test-Ban Treaty », résolution A/RES/50/245, i.e. CTBT). Dans ce traité, chaque état signataire s'engage à ne pas effectuer d'explosion expérimentale d'armes nucléaires et autres explosions nucléaires, et à ne pas encourager l'exécution d'explosions nucléaires.

Afin de vérifier le respect du traité, et pour surveiller les activités des autres pays, l'OTICE a mis en place le système de surveillance IMS (« International Monitoring System ») composé de différents types de stations permettant de détecter les explosions sous-terraines, marines et atmosphériques. Pour cela, des stations sismiques, hydroacoustiques, à infrasons, et des mesures de radio-nucléides ont été mises en places au travers le monde. Les données de ce réseau de stations sont centralisées à l'« International Data Center » (IDC) situé à Vienne en Autriche (*Lawrence, 2004b*). Pour que ce système soit efficace il est nécessaire qu'il soit opérationnel en continu et transmette les données en temps réel.

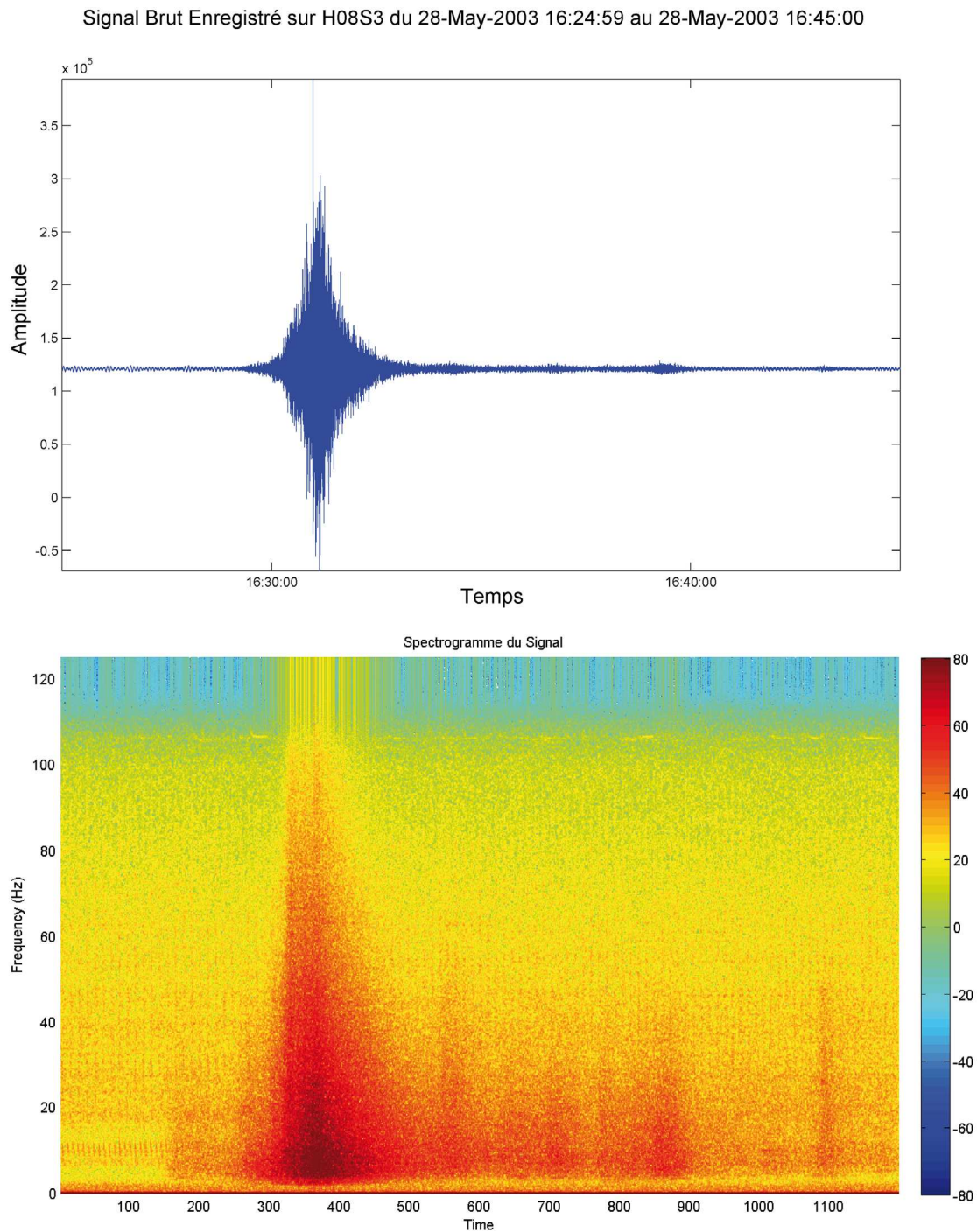


FIGURE 2.11 – Onde hydroacoustique et spectrogramme associé. Signal enregistré sur un des hydrophones de la station permanente H08S suite au séisme du 28 Mai 2003 à 16 :15 :22.6 GMT à la latitude 17.62°S et la longitude 65.32°E, de magnitude $M_w=6.2$

2.3.1 Le réseau hydroacoustique de l'OTICE

Le réseau IMS comprend onze stations hydroacoustiques permanentes (2.1). On retrouve les deux types de stations hydroacoustiques, les stations composées d'hydrophones et les stations côtières. Les stations hydroacoustiques sont en fait constituées d'un ou plusieurs triplets d'hydrophones disposés autour d'îles 2.12 (*Lawrence, 2004a*). Les hydrophones constituant chaque triplet sont espacés de quelques kilomètres les uns des autres. Ces stations hydroacoustiques enregistrent en continu et transmettent en temps réel les données recueillies. En utilisant une ou plusieurs stations d'hydrophones, il est alors possible de déterminer la position de la source de l'événement.

Nom de la Station	Etats Responsables	Lieu	Latitude	Longitude	Type
H01	Australie	Cap Leeuwin	34,4 °S	115,1 °E	Hydrophones
H02	Canada	Ile de la Reine Charlotte	53,3 °N	132,5 °O	Phases T
H03	Chili	Iles Juan Fernández	33,7 °S	78,8 °O	Hydrophones
H04	France	Ile Crozet	46,5 °S	52,2 °E	Hydrophones
H05	France	Guadeloupe	16,3 °N	61,1 °O	Phases T
H06	Mexique	Ile de Clarión	18,2 °N	114,6 °O	Phases T
H07	Portugal	Flores	39,3 °N	31,3 °O	Phases T
H08	Royaume-Uni	Archipel des Chagos	7,3 °S	72,4 °E	Hydrophones
H09	Royaume-Uni	Tristan de Cunha	37,2 °S	12,5 °O	Phases T
H10	Etats-Unis	Ascension	8,0 °S	14,4 °O	Hydrophones
H11	Etats-Unis	Ile de Wake	19,3 °N	166,6 °E	Hydrophones

TABLE 2.1 – Listes des stations hydroacoustiques mises en place dans le cadre du CTBT et leur position géographique.

L'utilisation d'un triplet d'hydrophones permet d'obtenir des informations supplémentaires comme l'azimut d'arrivée de l'onde, ou la vitesse de passage de l'onde au sein du réseau (Voir Paragraphe 2.4.2.4 pour plus de détails sur les outils et méthodes).

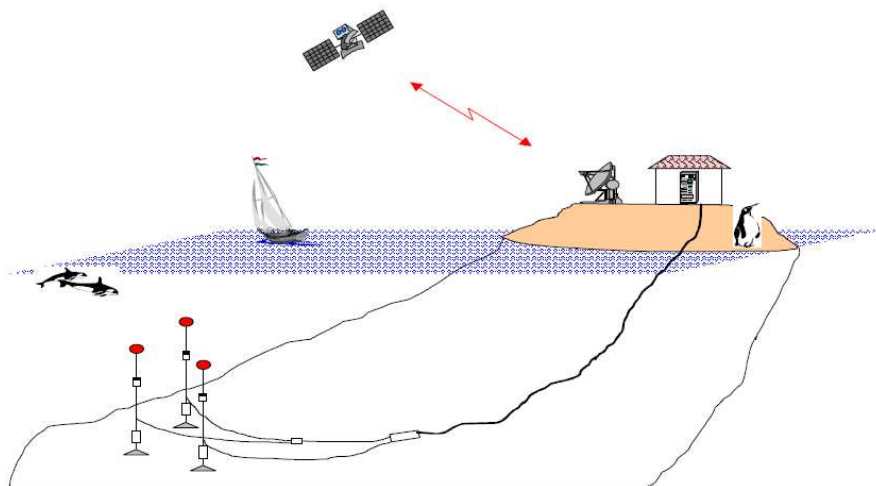


FIGURE 2.12 – Schéma d’une station hydroacoustique constituée de son triplet d’hydrophones, et de son antenne satellite envoyant les données recueillies en temps réel. D’après *Lawrence (2004b)*.

2.3.2 Les réseaux temporaires

Plusieurs réseaux temporaires ont été déployés en place ces dernières années dans les différents océans du globe. Le réseau utilisé initialement pour détecter des séismes de faible magnitude est le réseau SOSUS. Ce réseau a été mis en place les années 50 par l’U.S. Navy dans le but de surveiller l’océan Pacifique. Les données de ce réseau ont commencé à être déclassifiées en 1991, et ont été exploitées pour détecter de nombreux événements sismiques de faibles magnitudes sur la ride Juan de Fuca (*Fox et al., 1994, 1995*).

Deux réseaux d’hydrophones autonomes ont ensuite été déployés dans l’océan Pacifique et dans l’océan Atlantique pour observer les dorsales océaniques, le premier sur la dorsale ultra-rapide au niveau du Pacifique Est-Equatorial et l’autre sur la dorsale lente Centrale Atlantique. Le réseau dans l’Océan Pacifique était constitué de six hydrophones répartis de part et d’autre de la dorsale, et mouillés entre Mai 1996 et Décembre 2001. Celui de l’Océan Atlantique était constitué de 6 hydrophones également répartis de part et d’autres de la dorsale. De nombreux événements sismiques ont été observés et ont mis en évidence la distribution spatio-temporelle de la sismicité autour des dorsales (*Fox et al., 2001; Smith et al., 2002*).

Le réseau de la dorsale Atlantique a été remplacé ensuite par un réseau au Nord des Açores, lors de la mission SIRENA (2002 à 2003) et ensuite par un réseau plus au Sud lors de trois missions MARCHE (de 2005 à 2008), allongeant la série d’observation sur plusieurs années de la dorsale au nord et au sud des Açores (*Smith et al., 2003; Goslin et al., 2005, 2008*).

L’expérience De o-Hydro, d’Octobre 2006 à Avril 2008, était la première expérience menée dans l’Océan Indien. Elle a permis de recueillir 14 mois de données en continu sur trois hydrophones. Grâce à ces données, 1857 événements ont été localisés (Figure 2.16), (*Royer et al., 2008*)).

Le projet OHA-SIS-BIO (Observatoire HydroAcoustique de la SISmicité et de la BIOdiversité) a permis le déploiement de 10 hydrophones autonomes dans le canal SOFAR entre les îles de la Réunion, Crozet, Kerguelen et Amsterdam pour compléter les stations hydroacoustiques permanentes de l'OTICE au Nord et à l'Est. Ce réseau va permettre d'observer pendant une période de 24 à 36 mois l'activité hydroacoustique re étant la sismicité des trois dorsales de l'Océan Indien et de la déformation intraplaque du Sud du Bassin Indien Central. Le but est de détecter et localiser la sismicité de faible magnitude (>2.5) pour caractériser le fonctionnement spatio-temporel des 3 dorsales et de vérifier la présence de précurseurs sismiques. Cet observatoire est couplé à l'étude des signaux hydroacoustiques des mammifères marins pour détecter leur présence et étudier leur migration. Le mouillage des hydrophones a eu lieu au début de l'année 2010.

2.4 Observation de précurseurs sismiques

Comme nous l'avons vu précédemment, l'étude de la sismicité en milieu océanique dispose de nouveaux outils permettant la détection d'événements de faible magnitude. La sismicité est répartie essentiellement sur les frontières de plaques.

En milieu océanique, on retrouve les zones de subduction qui présentent des séismes de rupture de forte magnitude et de nombreuses répliques, les dorsales océaniques avec des séismes d'origine tectonique et volcanique au niveau des vallées axiales, et des séismes sur les grandes zones de fracture entre les différents segments de dorsale. Ces zones de fracture qui décalent les différents segments de dorsales, sont affectées par une sismicité récurrente soudaine et d'assez forte magnitude ($M_w > 5.4$) (*McGuire et al.*, 2005).

Des observations récentes ont montré la présence de précurseurs sismiques sur les zones de fracture dans l'Océan Pacifique. Ces précurseurs précèdent des séismes de forte magnitude suivis ensuite de répliques.

Nous avons concentré notre étude sur la recherche de ces précurseurs au niveau de zones de fracture dans l'Océan Indien, afin de préciser si ces observations sont liées aux propriétés de la ride Pacifique, ou bien, si ces précurseurs peuvent être observés dans d'autres contextes.

2.4.1 Qu'est-ce qu'un précurseur sismique ?

Pour commencer, nous allons faire le point sur les observations de ces précurseurs et les définitions et caractéristiques proposées par les auteurs.

Les premières observations de précurseurs sismiques en milieu océanique ont été faites dans l'Océan Pacifique à partir de données hydroacoustiques (*Dziak et al.*, 2003; *McGuire*, 2003; *McGuire et al.*, 2005), notamment sur la dorsale Est Pacifique. Il s'agit d'une dorsale ultra-rapide avec des taux d'ouverture compris entre 100 et 200 mm/an et l'activité sismique est très importante au niveau des zones de fracture.

Le réseau hydroacoustique Est-Pacifique (Paragraphe 2.3.2) est constitué de six

hydrophones. L'étude de *McGuire et al.* (2005) portant sur l'étude de données entre 1996 et 2001 sur les zones de fracture Quebrada, Discovery et Gofar. Sur ces zones de fracture, pendant la même période, neuf séismes ont été répertoriés dans le catalogue d'Harvard établis à partir de données recueillies par des stations terrestres. L'analyse des données hydroacoustiques a mis en évidence un nombre plus important de précurseurs que le nombre de répliques et dans une proportion inverse aux séismes donnés sur des zones de fracture terrestres. *McGuire et al.* (2005) proposent que les précurseurs sont des séismes se produisant dans un rayon de 15 km autour du séisme principal, et au maximum une heure avant (Figures 2.13, 2.14), et les répliques sont des séismes se produisant sur la même zone de fracture dans un délai maximum de cinq heures après le choc principal. Ces précurseurs seraient, d'après ces auteurs, liées à la présence de circulation de fluide dans les failles, qui accentuerait les contraintes.

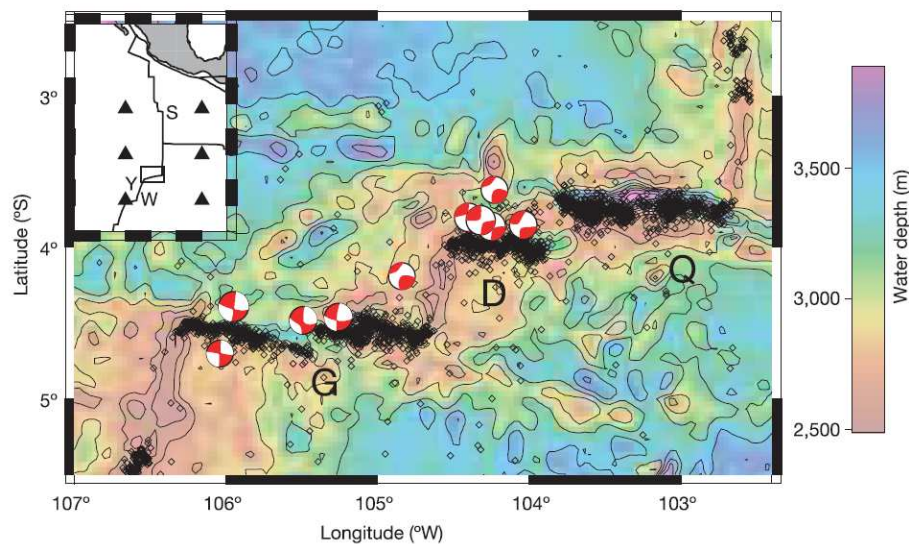


FIGURE 2.13 – Carte de la dorsale Est-Pacifique et du réseau d'hydrophones temporaires déployés entre Mai 1996 et Décembre 2001 (triangles noirs). Les mécanismes au foyer sont ceux des neuf séismes détectés par les stations terrestres. Les cercles noirs sont les événements localisés par les hydrophones pendant la même période, d'après *McGuire et al.* (2005).

Dziak et al. (2003) mettent aussi en évidence des précurseurs sur la zone de fracture Blanco, faille transformante qui relie les dorsales Juan de Fuca et Gorda, à l'ouest des États-Unis. Cette zone de fracture est extrêmement longue et très active sismiquement et a été le siège d'un séisme de magnitude $M_w=6,2$ le 2 juin 2000 à 11h13 GMT. Ce séisme a pu être enregistré par les hydrophones du système de surveillance (SOSUS) de l'US Navy et ils ont défini les événements sismiques comme des précurseurs lorsqu'ils se produisaient dans les 12 heures précédents le séisme principal sur la zone de fracture. Ils ont détecté 72 précurseurs (Figure 2.15). Ce séisme a coïncidé avec des variations de température des événements hydrothermaux sur la dorsale voisine.

Il ressort de ces deux études sur des zones de fracture du Pacifique que des précurseurs semblent précéder des ruptures importantes le long des failles transformantes et que cette caractéristique des failles sous-marines serait due à la présence de fluides.

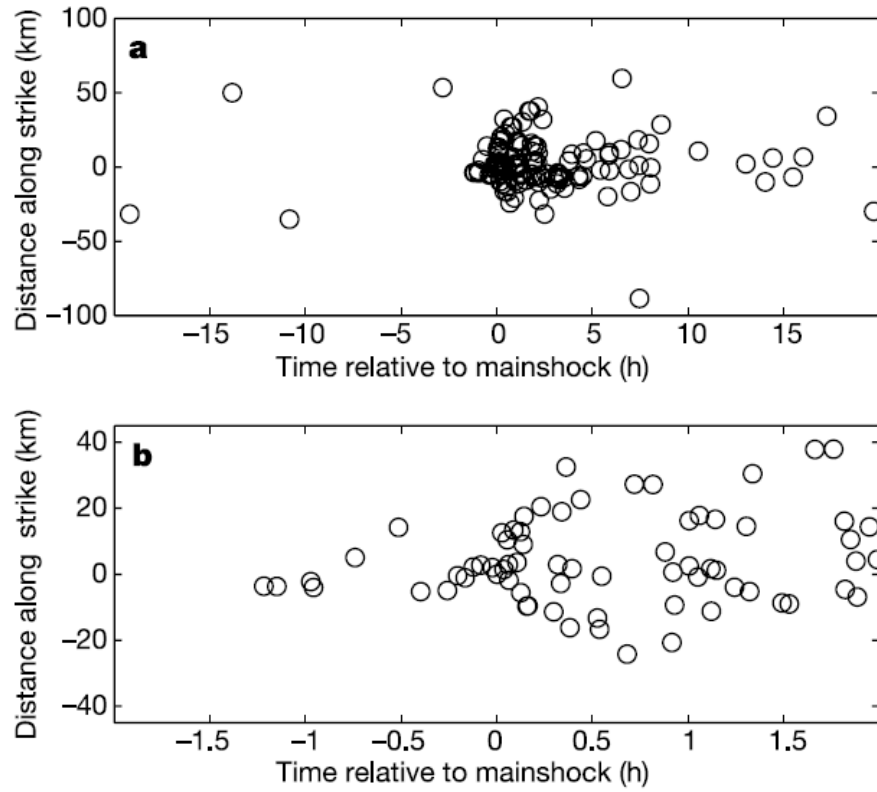


FIGURE 2.14 – Répartition spatio-temporelle des événements pointés par *McGuire et al.* (2005) relativement aux neuf événements identifiés par le réseau terrestre.

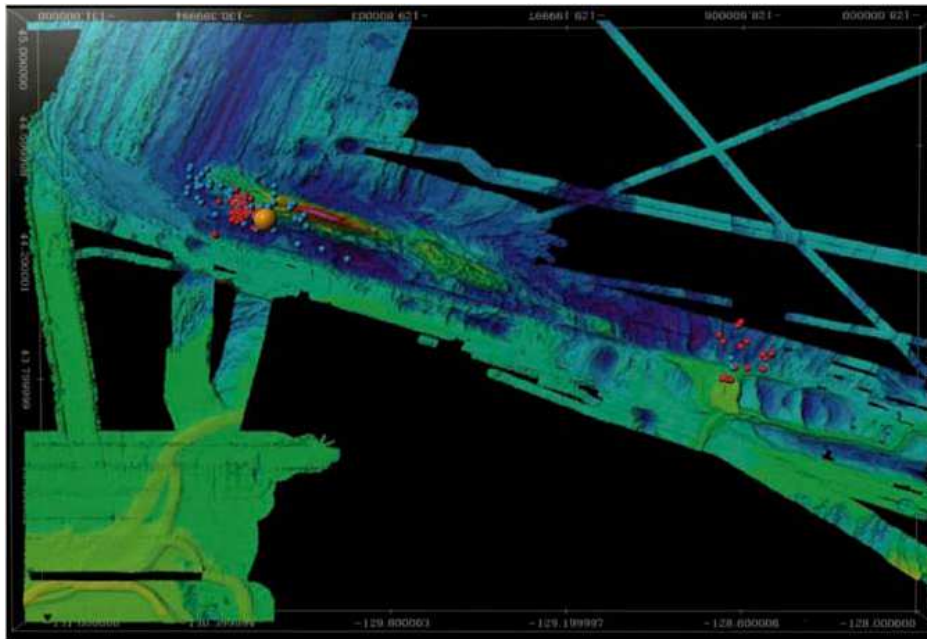


FIGURE 2.15 – Précurseurs (en rouge) et répliques (en bleu) du séisme du 2 Juin 2000 sur la zone de fracture Blanco. La sismicité s'est d'abord mis en place à l'Ouest, puis s'est déplacée sur l'essaim à l'Est, puis enfin a continué à l'Ouest. Les répliques sont principalement localisées à proximité du choc principal (Rond Jaune) (*Dziak et al.*, 2003).

2.4.1.1 Pourquoi les chercher ?

On constate que les précurseurs en milieu océanique se produisent sur des zones de fractures actives. Les précurseurs observés jusqu'à présent forment des essaims au voisinage du choc principal, alors que les répliques semblent plus dispersées le long des failles. Cela laisse supposer que les précurseurs participent à la nucléation du séisme. De plus, les précurseurs peuvent également être liés à l'activité hydrothermale aux abords des segments de dorsale actifs.

La recherche à grande échelle des précurseurs sismiques pourrait permettre de mieux comprendre les mécanismes de rupture des failles transformantes. Il serait possible également de différencier les précurseurs provenant de la rupture en tant que telle de la faille, et ceux liés au réseau hydrothermal dans la croûte océanique qui subirait de grands changements à chaque séisme.

On va tenter dans l'étude qui suit de montrer l'existence de ces précurseurs sur d'autres zones de fractures que celles du Pacifique. On a choisi d'effectuer cette étude dans l'Océan Indien.

2.4.1.2 Y a-t-il des précurseurs sur les zones de fractures dans l'Océan Indien ?

L'océan Indien est caractérisé par trois dorsales de taux d'expansion très différents se rejoignant en un point triple situé à peu près en son centre (25°S, 70°E). Elles sont découpées par des zones de fracture plus ou moins longues qui décalent les axes de ces dorsales. La plus lente de ces dorsales (16 mm/an) est la dorsale sud-ouest Indienne (SWIR), la plus rapide (5 à 6 cm/an) est la dorsale sud-est Indienne (SEIR) ; elle comporte plusieurs grandes zones de fracture et passe à proximité du plateau de Saint-Paul - Amsterdam, caractérisé par la présence d'un point chaud qui pourrait contribuer à une activité hydrothermale plus intense au niveau des failles transformantes environnantes. La dorsale centrale Indienne (CIR) est lente (4 cm/an) et marquée par la présence de plusieurs grandes zones de fracture ; elle se prolonge au nord par la dorsale Carlsberg comportant peu de failles transformantes.

Les caractéristiques de ces dorsales et la forte présence de failles transformantes font de l'Océan Indien un bon sujet d'étude pour la recherche de précurseurs. De plus, plusieurs observations ont montré que la plaque Indo-Australienne est constituée de plusieurs plaques (Inde, Capricorne et Australie) qui sont séparées par des limites diffuses. Les deux limites en extension sont situées près des dorsales au niveau du banc des Chagos et du plateau de Saint-Paul - Amsterdam. Cette extension provoque la réactivation de failles qui pourraient jouer un rôle dans l'apparition de précurseurs.

On cherchera donc à vérifier si la présence des précurseurs est liée ou non à la vitesse d'ouverture de la dorsale. On cherchera également à vérifier si l'activité hydrothermale et les contraintes mécaniques liées à l'hydrothermalisme peuvent influencer la présence de précurseurs.

2.4.1.3 Définition

Définissons précisément ce que nous appellerons un précurseur sismique dans la suite de notre étude. De manière générale, un précurseur sismique se produit entre quelques heures et quelques jours avant le séisme principal, et sur la même zone de fracture. Bien sûr, cette définition n'est pas assez précise pour mener à bien une étude.

En domaine terrestre, les précurseurs sismiques sont connus depuis longtemps. Plusieurs études statistiques ont montré leur existence, et ont tenté de faire le lien entre la magnitude du séisme principal et le nombre de précurseurs (*Mogi, 1963; Ishida et Kanamori, 1978; Helmstetter et al., 2003*).

Compte tenu des études de *Dziak et al. (2003); McGuire (2003); McGuire et al. (2005)*, la définition de précurseurs sismiques semble variée et liée aux caractéristiques de la dorsale Est-Pacifique. Cette dorsale étant plus rapide et thermiquement plus active que celles de l'Océan Indien, les durées à considérer dans notre étude et les distances des précurseurs par rapport à l'événement principal doivent être adaptées.

Dans nos deux études menées sur les données de l'OTICE et sur les données de la mission De o-Hydro, qui seront présentées dans les paragraphes suivants, nous considérerons des limites larges qui sont ouvertes à discussion. Nous avons considéré que les précurseurs peuvent se produire jusqu'à 8 jours avant un séisme de forte magnitude et à une distance maximale de 100km sur la même zone de fracture.

2.4.2 Données et outils pour les observer

Pour effectuer cette étude, nous avons eu accès à deux jeux de données. Le premier est issu d'une collaboration avec le CEA (Commissariat à l'Energie Atomique) qui nous a permis d'obtenir des données en provenance des stations de l'IMS mises en place dans le cadre du CTBT et couvrant plusieurs jours avant quelques séismes répertoriés préalablement. L'autre jeu de données provient de la campagne « De o-Hydro », cette campagne a permis d'obtenir 14 mois de données en continu obtenues grâce à trois hydrophones autonomes mouillés au centre de l'Océan Indien (Figure 2.16).

Le CEA nous a, en plus, autorisé à utiliser leurs propres outils d'analyses de données hydroacoustiques qui permettent d'obtenir des informations à partir des stations hydroacoustiques de l'IMS. Nous disposions également de l'outil Seasick (NOAA / PMEL) pour effectuer des pointés hydroacoustiques menant aux localisations.

2.4.2.1 Données de l'OTICE

L'océan Indien est surveillé en réalité par cinq stations de l'OTICE. Les stations sont situées au nord et au sud de l'île de Diego Garcia (H08N et H08S) dans l'archipel des Chagos, à l'ouest de l'Australie au large du Cap Leeuwin (H01W), et au nord et au sud de l'archipel de Crozet (H04N et H04S). Chaque station est composée d'un triplet d'hydrophones espacés d'environ 2 kilomètres et formant approximativement un triangle équilatéral. Ces hydrophones sont reliés par des câbles sous-marins aux îles ou aux côtes adjacentes et permettent ainsi l'acquisition des données en temps réel,

indispensable dans le cadre du CTBTO. Les données sont enregistrées en continu à une fréquence d'échantillonnage de 250 Hz.

Station	Hydrophone	Latitude (°)	Longitude (°)
Cap Leeuwin	H01W1	-34.89299	114.153979
	H01W2	-34.898071	114.134048
	H01W3	-34.882941	114.136304
Diego Garcia N	H08N1	-6.342063	71.014303
	H08N2	-6.325414	71.000091
	H08N3	-6.345812	70.991763
Diego Garcia S	H08S1	-7.645348	72.474438
	H08S2	-7.645545	72.493307
	H08S3	-7.627407	72.483879

TABLE 2.2 – Coordonnées précises des hydrophones des stations H08N, H08S et H01W.

2.4.2.2 Collaboration avec le CEA

Les données sont centralisées par l'IDC à Vienne. Ces données étant sensibles chaque pays signataire du CTBT désigne un organisme chargé de l'analyse des données. Pour la France cet organisme est le CEA (Commissariat à l'Energie Atomique). L'accès aux données de l'OTICE a donné lieu à une convention entre les différentes parties (CNRS, UBO et CEA).

Au CEA, le laboratoire de Pamatai situé en Polynésie Française, à proximité de Papeete, est spécialisé dans la surveillance de l'activité sismique de l'océan Pacifique. La Polynésie Française, composée de nombreuses îles et atolls, est très exposée au risque de tsunami. Une des missions du laboratoire de Pamatai est de déclencher les alertes en cas de séismes générateur de tsunami. Il dispose de nombreuses stations sismiques et a accès à tous les signaux hydroacoustiques disponibles. Des outils performants ont été développés par le CEA afin d'étudier tous ces signaux. Il n'y avait donc pas meilleur endroit pour se former au dépouillement des données hydroacoustiques et à l'utilisation des outils développés par le CEA.

Le volume de données est très important du fait qu'il y ait trois hydrophones par station. Il n'a pas été possible d'obtenir les données pour plusieurs mois. Préalablement à la mission que j'ai effectué au laboratoire de Pamatai en Mai et Juin 2007, nous avons donc choisi de sélectionner plusieurs séismes de magnitudes élevées (Tableau 2.3). Ces séismes sont situés sur de grandes zones de fractures actives de l'Océan Indien.

Nous n'avons pu disposer, pour ces séismes, que des stations H08N, H08S et H01W suite à des problèmes techniques. Il n'y a pas d'enregistrements disponibles pour les stations de Crozet.

Séisme (d'après Harvard)	Date	Heure GMT	Latitude	Longitude	Magnitude (Mw)	Période d'obtention des données
052803D	2003/05/28	16 :15 :22.6	-17.62	65.32	6.2	2003/05/20 - 2003/06/05
071503F	2003/07/15	20 :28 :37.6	-01.42	69.47	7.5	2003/07/07 - 2003/07/23
200603061813A	2006/03/06	18 :13 :13.3	-40.17	78.33	6.2	2006/02/28 - 2006/03/14
200605071417A	2006/05/07	14 :17 :43.3	-36.83	78.37	6.1	2006/04/28 - 2006/05/13

TABLE 2.3 – Listes des séismes présélectionnés dans les catalogues.

2.4.2.3 Données du projet De o-Hydro

Le projet De o-Hydro avait pour but de mouiller 3 hydrophones autonomes fabriqués par le PMEL dans l'Océan Indien pour surveiller la sismicité associée aux trois dorsales de l'Océan Indien et à la déformation intraplaque. Les hydrophones ont été disposés sur les trajets du N.O. Marion-Dufresne lors des rotations vers les îles sub-antarctiques françaises afin de faciliter le déploiement et la récupération des instruments. Le mouillage des hydrophones s'est déroulé lors de la mission MD 157 Pluriel en Octobre 2006. Deux hydrophones ont été récupérés en Janvier 2008 (Mission MD 165 Kerguelac-3) et le dernier en Avril 2008 (Mission OP2008/1). Ce déploiement a permis d'obtenir 14 mois de données continues.

Nom de l'hydrophone	Latitude (°)	Longitude (°)
H11	-42.998462	74.597297
H22	-26.083333	58.142671
H40	-31.585134	83.248038

TABLE 2.4 – Position des hydrophones autonomes mis en place durant la mission De o-Hydro

Un premier dépouillement de ces données effectué par Mickaël Delatre au laboratoire Domaines Océaniques UMR 6538 a mis en évidence 1857 événements répartis le long des 3 dorsales indiennes, de la marge antarctique et dans le domaine intraplaque. Cependant, l'utilisation de trois instruments ne permet pas de déterminer les erreurs de localisation, et de nombreux événements ont été mal localisés soit parce qu'ils étaient en dehors du réseau, soit à cause des reliefs qui peuvent interférer avec le canal SOFAR et détériorer l'onde hydroacoustique. L'onde peut être réfléchi et le canal SOFAR interrompu par ces reliefs. 592 événements ont été identifiés à l'intérieur du réseau. Ce nombre est à comparer aux 49 événements du catalogue NEIC pour la même période (Octobre 2006 à Janvier 2008). Ce travail est complété par la thèse de Romain Château (en cours) qui analyse conjointement le jeu de données De o-Hydro et celui des stations de l'OTICE de l'Océan Indien avec la collaboration de la NOAA,

pour améliorer la localisation (*Chateau et al., 2009*). La Figure 2.16 synthétise les événements détectés à l'aide de ce jeu de données. La quantité d'événements localisés est très importante (>9000), les calculs d'erreurs sont en cours et le filtrage entre les événements d'origine sismique et les autres également. Les événements situés au niveau de la marge Antarctique par exemple principalement des craquements d'Iceberg.

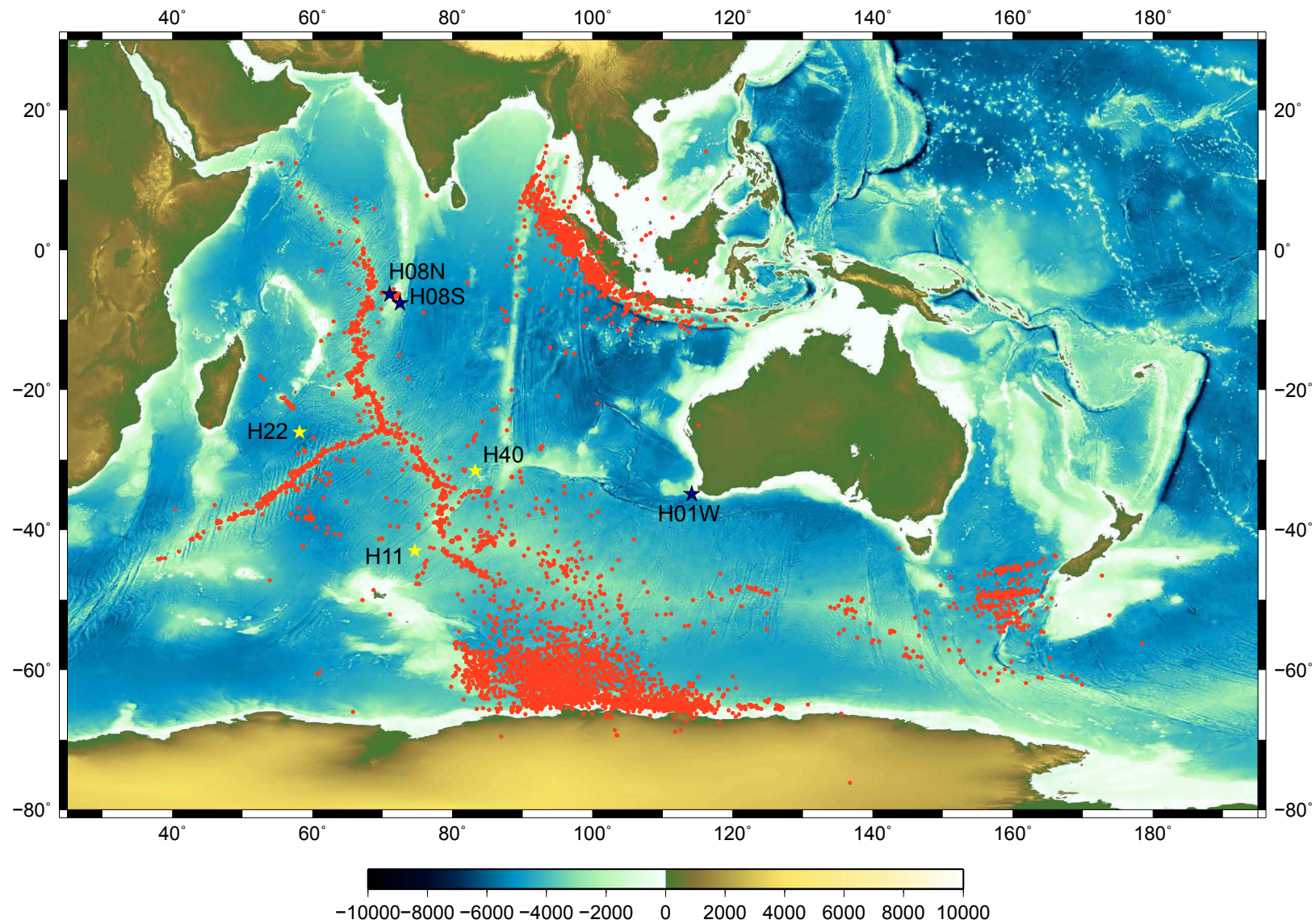


FIGURE 2.16 – Localisation des évènements hydroacoustiques (points rouges) détectés par les réseaux De o-Hydro (étoiles jaunes) et de l'OTICE (étoiles bleues) combinés, effectuée par Romain Château (communication personnelle).

2.4.2.4 Outils d'analyse

Au laboratoire de Pamatai - CEA. Les outils de détection et de localisation d'événements du laboratoire de Pamatai ont été développés par le CEA et leur diffusion est restreinte. J'ai utilisé principalement deux outils pour effectuer cette étude, WinPMCC et Gridloc. Ces deux outils permettent de localiser les événements de deux façons différentes, soit en pointant les temps d'arrivée sur au moins trois stations, soit en obtenant les azimuts d'arrivée des ondes T sur les stations, ce qui permet de remonter à la position de la zone de conversion en cherchant l'intersection de ces rais. Dans tous les cas on localise le point de conversion. Il est alors possible de comparer la localisation obtenue par ces deux méthodes avec la localisation des séismes par les réseaux terrestres, et ainsi vérifier la cohérence des résultats et la fiabilité de la localisation des événements.

Pour calculer les azimuts, le CEA dispose de l'outil WinPMCC, basé sur la méthode de résolution développée par *Cansi* (1995) dite méthode PMCC (Progressive Multichannel Cross-Corelation). Cette méthode peut être utilisée pour des données variées (ondes sismiques, infrasons, hydroacoustique...). Elle permet la localisation automatique des sources et ne requiert pas une grande similarité des signaux analysés. Dans un premier temps, la différence de temps d'arrivée pour chaque couple d'hydrophones d'une station est calculée, ces différences de temps d'arrivées permettent alors de déterminer les différents paramètres de l'onde tels que l'azimut d'arrivée de l'onde et sa vitesse de passage dans le réseau en utilisant la méthode de localisation développée par *Husebye* (1969). La différence de temps d'arrivée de l'onde est obtenue en première approximation par le maximum de la fonction d'inter-corrélation, puis ensuite plus précisément en utilisant le contenu fréquentiel du signal et une fonction de cohérence comme facteur de pondération. On peut obtenir l'azimut d'arrivée de l'onde et la vitesse de passage de l'onde au centre du réseau.

L'autre méthode pour localiser un événement consiste à pointer les temps d'arrivée de la phase T sur chaque hydrophone en prenant garde de pointer de la même manière les différentes stations, c'est-à-dire en pointant toujours le début ou le maximum de l'onde T ou le maximum de l'onde. Le laboratoire de Pamatai dispose d'un outil interactif permettant de comparer les signaux en les superposant les uns par rapport aux autres. Cela permet de pointer très précisément et de façon cohérente les événements. Ensuite, à partir des temps d'arrivée, l'outil GridLoc détermine précisément l'origine de l'événement en cherchant le minimum de résidus en considérant la propagation d'une onde plane à une vitesse constante, les entrées de cet outil sont donc les temps d'arrivée pour chaque station, et une vitesse pour les différents types d'ondes.

J'ai surtout utilisé l'outil WinPMCC. L'outil de pointage temporel demande beaucoup de soin lors du pointé et de ce fait, demande énormément de temps pour localiser précisément tous les événements contenus dans les données. De plus, il ne permet pas de définir si les événements d'une station à l'autre sont cohérents, c'est-à-dire s'ils ont la même origine. Il était plus efficace d'effectuer le dépouillement à l'aide de l'outil WinPMCC et de déterminer les azimuts et les événements cohérents d'une station à l'autre. Puis, une fois les événements triés il est possible de les localiser plus précisé-

ment à l'aide d'un outil de pointage hydroacoustique tel que GridLoc.

La Figure 2.17 présente l'interface de l'outil WinPMCC. On retrouve le signal filtré dans la partie inférieure. Le calcul de la corrélation et de la cohérence servent de détecteur. Si la corrélation est suffisante, alors, les signaux proviennent de la même source, et il devient possible de calculer l'azimut et la vitesse de passage de l'onde. L'amplitude du signal est également représentée lorsqu'il y a détection. Ensuite, il est possible d'obtenir des valeurs plus précises des différents calculs en sélectionnant un paquet dans une des fenêtres. Un diagramme polaire représente alors le paramètre désiré (Figure 2.18).

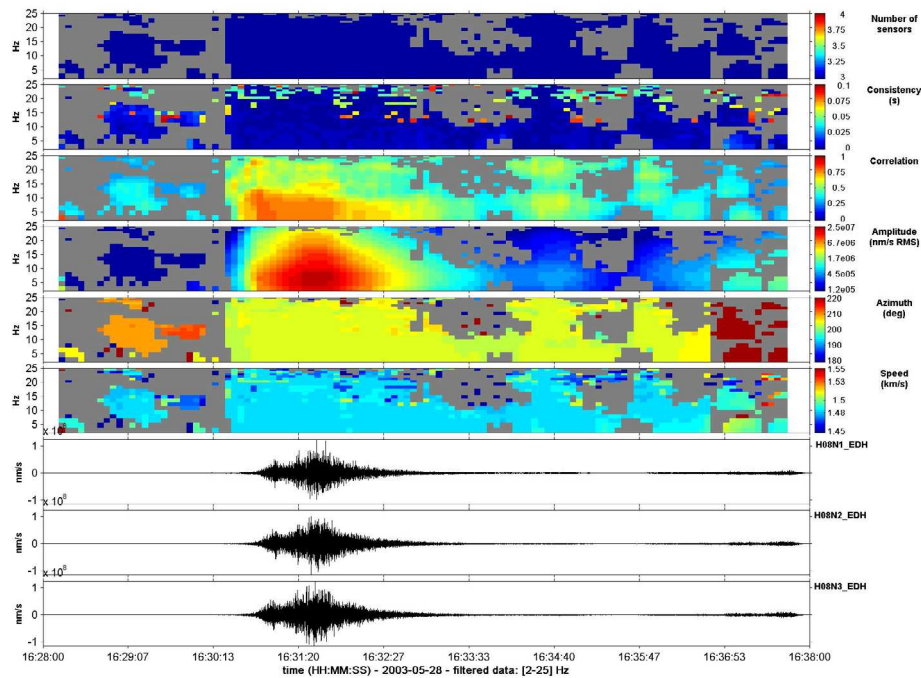


FIGURE 2.17 – Traitement WinPMCC de la station H08N sur le signal du séisme du 28 Mai 2003.

Au laboratoire Domaines Océaniques, nous disposons de l'outil développé par le PMEL pour la localisation des événements. Cet outil s'appelle « Seasick » et a été développé par T.K. Andy Lau (*Fox et al., 2001*). Cet outil utilise la méthode des moindres carrés. Cette méthode utilise la base de données GDEM (données issues du Service Hydrographique de la Marine Américaine) pour calculer la vitesse des ondes T entre la zone de conversion et l'hydrophone. Cet outil permet de pointer les ondes hydroacoustiques sur le spectrogramme associé à l'onde. On pointe alors le maximum d'énergie, le début de l'onde, ou le maximum d'amplitude de l'onde. Le pointage sur le spectre permet d'être plus précis.

2.5 Analyse et Résultats

L'analyse des données s'est basée sur les deux jeux de données (CTBT et De o-Hydro). En fonction du jeu de donnée utilisé, les outils utilisés et donc, la méthode de

dépouillement n'est pas la même. Dans tous les cas, il faut bien garder à l'esprit qu'on localise la zone de conversion de l'onde sismique en onde hydroacoustique.

2.5.1 Dépouillement des données du CTBT

2.5.1.1 Méthode

Le dépouillement des données du CTBT a été réalisé à l'aide de l'outil WinPMCC. Cet outil permet d'accéder à des informations sur les données, telles que l'azimut d'arrivée de l'onde, et la vitesse de passage de l'onde au sein du réseau. Cela est possible grâce aux trois hydrophones dont chaque station permanente dispose. Ces hydrophones, qui sont très proches les uns des autres, reçoivent un signal que l'on peut considérer identique pour chaque station. Il est alors possible de corrélérer les signaux de ces hydrophones et de s'en servir comme un détecteur de signaux acoustiques en choisissant la bande de fréquence adéquate. Lorsqu'un signal est détecté, l'outil calcule un azimut et la vitesse de passage. La vitesse de passage de l'onde peut nous indiquer si l'onde a subi une perturbation.

Le volume de données nécessaire à l'étude envisagée est très important, il représente 10 Go pour 15 jours de données sur les trois stations de trois hydrophones. Les données obtenues couvriraient une durée de 8 jours avant et après le séisme principal. Pour réduire ce volume, les requêtes n'ont été effectuées que sur une ou deux stations, limitant le volume de données à 18 Go. Le dépouillement d'une station permet de déterminer les temps d'arrivée des événements provenant potentiellement de la zone étudiée. Ainsi, il suffit de connaître le temps de propagation entre la zone d'étude et les différentes stations, et ensuite de faire des requêtes de courte durée depuis le laboratoire de Pamatai sur les stations manquantes.

On considère un événement sismique à partir du moment où le logiciel WinPMCC arrive à faire une corrélation et lorsque le signal se distingue du bruit après avoir été filtré dans la bande passante correspondante à celle des ondes T, c'est-à-dire pour les fréquences comprises entre 2 et 25 Hz. Ces fréquences correspondent au maximum d'énergie de l'onde T.

Ensuite, il est nécessaire de déterminer la plage d'azimut à retenir pour chaque station. Les séismes étudiés se sont produits le long d'une faille transformante de plusieurs dizaines de kilomètres. L'idée étant de détecter des précurseurs à proximité du séisme principal, il est indispensable de considérer toute la plage d'azimut que forme la zone de fracture tout en tenant compte de la position du choc principal. En effet, les précurseurs se situent près du choc principal.

Lorsqu'un événement était identifiable sur les trois stations, j'ai utilisé la méthode de localisation la plus précise basée sur les temps d'arrivée sur les stations. J'ai donc pointé les événements sur les trois hydrophones des trois stations, et j'ai utilisé l'outil GridLoc pour calculer la position. Il n'a pas toujours été possible de pointer les événements précisément, en effet, les signaux étant déformés en parcourant l'océan, il arrive que le pointage ne corresponde pas à la même partie du signal sur toutes les stations. Le problème de cette méthode de localisation est qu'il faut s'assurer de pointer exac-

tement le même événement sur les trois stations. Lorsqu'il s'agit de signaux amples et très marqués, il est plutôt aisé de retrouver le même moment sur les trois stations. En revanche, lorsque les signaux sont faibles ou étalés, le pointé est souvent imprécis, voire dans certains cas, complètement spéculatif. De plus, il est apparu sur une partie des données des paquets d'ondes T produites à intervalles réguliers et noyant les faibles signaux. J'ai supposé que ces signaux correspondaient à une campagne sismique. Je n'ai pas réussi à trouver des informations concernant cette éventuelle mission, ni à localiser le point d'émission de ces signaux.

2.5.1.2 Séisme du 28 Mai 2003

Ce séisme s'est produit sur une longue zone de fracture située sur la partie nord de la dorsale centrale indienne. Le séisme apparaît dans plusieurs bulletins : dans celui de Harvard, le séisme est référencé C052803D et il est localisé à la latitude 17,65°S et à la longitude 66,12°E, il s'est produit à 16h15m18s. Le bulletin IDC pour sa part annonce les coordonnées 17,77°S et 65,78°E. Les magnitudes indiquées sont respectivement $M_w=6,2$ et $M_b=5,0$. Le signal (Figure 2.11) est large, dure plusieurs minutes et il est caractéristique des ondes T.

La Figure 2.18 présente le traitement effectué par WinPMCC des trois stations H08N, H08S et H01W pour le séisme du 28 Mai 2003. On distingue pour chacune des stations la corrélation des signaux, l'azimut, la vitesse de passage et l'amplitude sur les figures de gauche. Les parties à droite représentent les diagrammes polaires avec l'azimut déterminé précisément pour chaque pixel contenus dans la sélection. L'azimut est obtenu avec une précision dépendant de la moyenne des azimuts des points sélectionnés.

Cet outil permet surtout de vérifier si les ondes hydroacoustiques proviennent de la même origine. Dans le cas contraire, il ne faudra pas la retenir comme un précurseur ou une réplique du séisme étudié. Je me suis donc servi de cet outil comme un filtre en ne retenant que les événements ayant une origine proche de celle du séisme principal. Une fois assuré de l'origine du signal, on peut alors effectuer le pointage du temps d'arrivée de l'onde.

Le pointé de l'onde T s'est fait sur la première arrivée de l'onde. En filtrant correctement le signal avec un filtre à réponse impulsionnelle finie passe bande 2 Hz - 16 Hz sur un outil de visualisation de signaux du laboratoire de Pamatai, il est alors possible de distinguer correctement le début de l'onde et de la pointer précisément.

Le résultat du pointé des ondes hydroacoustiques et des azimuts calculés est représenté sur la Figure 2.19. On voit que sur de grandes distances le croisement des grands cercles créés à partir des azimuts calculés n'est pas suffisamment précis, mais suffisant pour s'assurer de l'origine commune des signaux. Un pointé temporel est alors effectué pour préciser la position des événements.

Le même travail a été effectué sur les données disponibles entre le 20 Mai 2003 et le 30 Mai 2003. Le tableau 2.6 présente les pointés temporels, les azimuts et la localisation des événements provenant de la même zone d'étude. La carte (Figure 2.20) permet de visualiser les résultats.

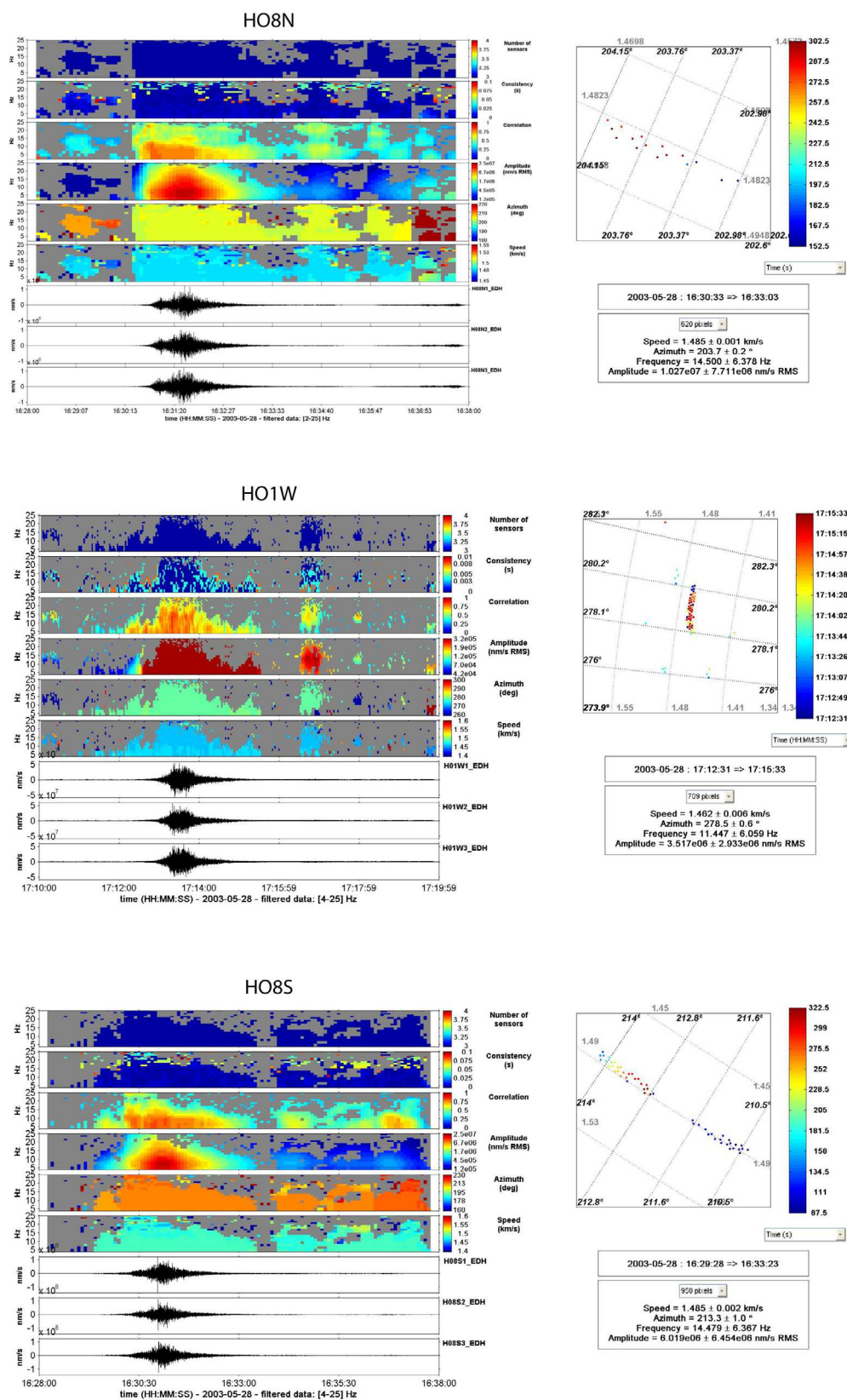


FIGURE 2.18 – Signaux hydroacoustiques et traitement WinPMCC du séisme du 28 Mai 2003, avec les diagrammes polaires représentant l'azimut de chaque groupe de pixels détectés.

H08N		H08S		H01W		Localisation	
Temps	Azimut(°)	Temps	Azimut(°)	Temps	Azimut(°)	Latitude(°)	Longitude(°)
16 :30 :58.020	203.8 ± 1.0	16 :31 :33.930	214.2 ± 0.8	17 :13 :29.250	278.3 ± 0.7	-17.750	65.820
16 :30 :58.810		16 :31 :34.660		17 :13 :28.080			
16 :30 :59.530		16 :31 :32.990		17 :13 :28.060			

TABLE 2.5 – Pointé temporel et azimuth pour le séisme du 28 Mai 2003.

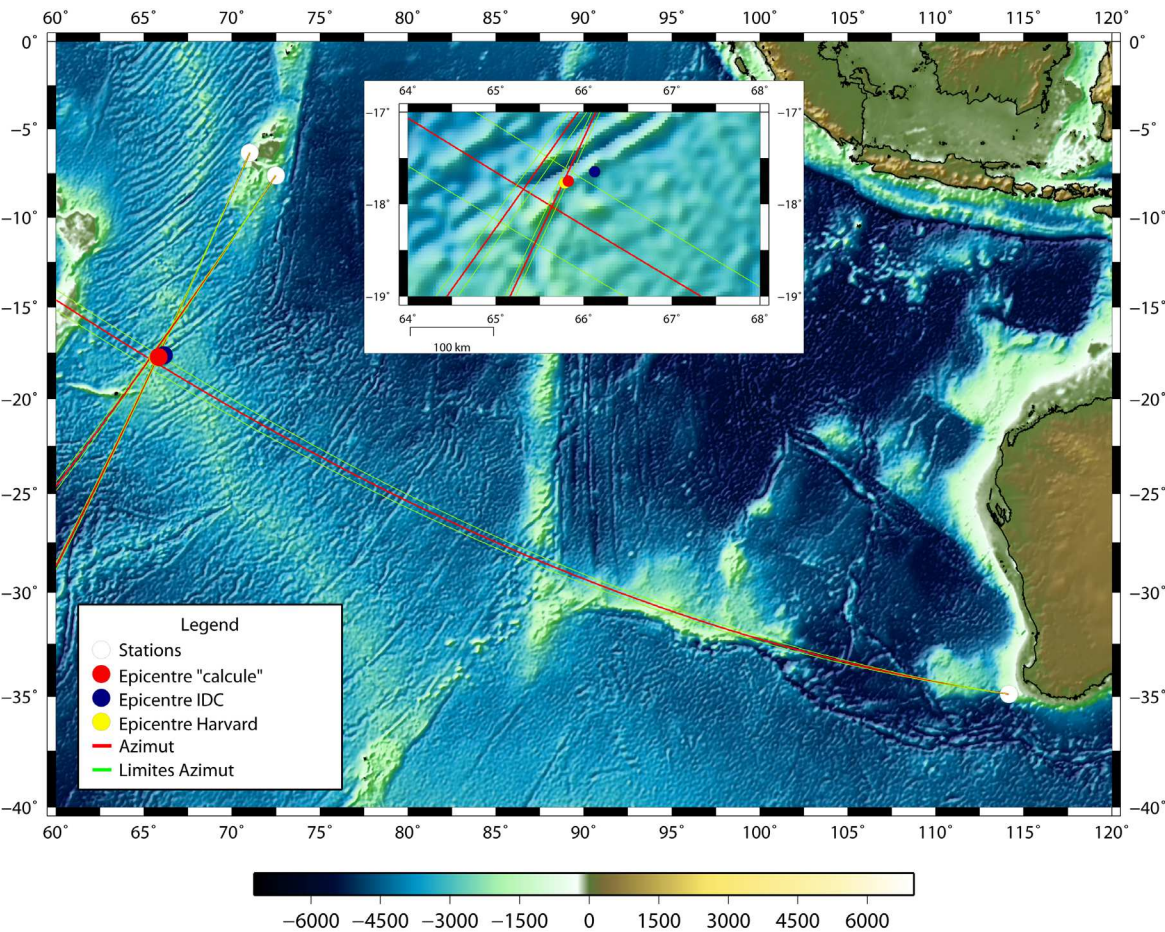


FIGURE 2.19 – Localisation du séisme du 28 Mai 2003 à partir des azimuths et du pointé temporel.

Jour Julien	H08N		H08S		H01W		Localisation	
	Temps	Azimut(°)	Temps	Azimut(°)	Temps	Azimut(°)	Lat.(°)	Long.(°)
140	00 :06 :26.073		00 :05 :44.683		00 :48 :49.951		-17.230	66.660
	00 :06 :26.880	200.6 $\pm$ 2.0	00 :05 :45.528	211.4 $\pm$ 0.3	00 :48 :49.612	280.1 $\pm$ 0.3		
	00 :06 :26.257		00 :05 :46.187		00 :48 :49.551			
141	14 :17 :57.017		14 :16 :39.790		14 :59 :49.756		-16.240	69.990
	14 :17 :57.713	199.9 $\pm$ 0.9	14 :16 :39.339	210.7 $\pm$ 0.1	14 :59 :49.649	280.9 $\pm$ 0.1		
	14 :17 :56.492		14 :16 :39.585		14 :59 :49.582			
141	15 :07 :44.179		15 :07 :21.628		NaN		-16.180	60.010
	15 :07 :45.265	203.5 $\pm$ 0.7	15 :07 :22.476	217.2 $\pm$ 0.9	NaN	283.5 $\pm$ 0.2		
	15 :07 :46.100		15 :07 :23.133		15 :52 :35			
145	04 :50 :20.549		04 :49 :55.017		05 :32 :50.516		-18.790	55.780
	04 :50 :21.155	199.6 $\pm$ 1.1	04 :49 :55.734	211.5 $\pm$ 1.2	05 :32 :49.367	279.8 $\pm$ 0.8		
	04 :50 :21.356		04 :49 :56.520		05 :32 :49.301			
145	06 :58 :07.788		06 :58 :37.543		07 :43 :17.731		-18.650	54.730
	06 :58 :07.222	199.8 $\pm$ 0.1	06 :58 :38.254	211.5 $\pm$ 0.7	07 :43 :17.983	279.8 $\pm$ 0.2		
	06 :58 :07.425		06 :58 :39.053		07 :43 :18.932			
148	NaN		01 :41 :16.065		NaN		NaN	NaN
	NaN	197.1 $\pm$ 1.3	01 :41 :16.777	211.9 $\pm$ 1.2	NaN	280.1 $\pm$ 0.4		
	01 :40 :58		01 :41 :17.576		02 :24 :10			
148	16 :31 :00.540		16 :30 :48.716		NaN		-18.270	62.680
	16 :31 :01.257	205.1 $\pm$ 0.2	16 :30 :49.470	218.7 $\pm$ 0.1	NaN	278.6 $\pm$ 0.5		
	16 :30 :59.609		16 :30 :50.200		17 :11 :25			

TABLE 2.6 – Séismes ayant eu lieu 8 jours avant le séisme du 28 Mai 2003 et potentiellement des précurseurs selon notre définition.

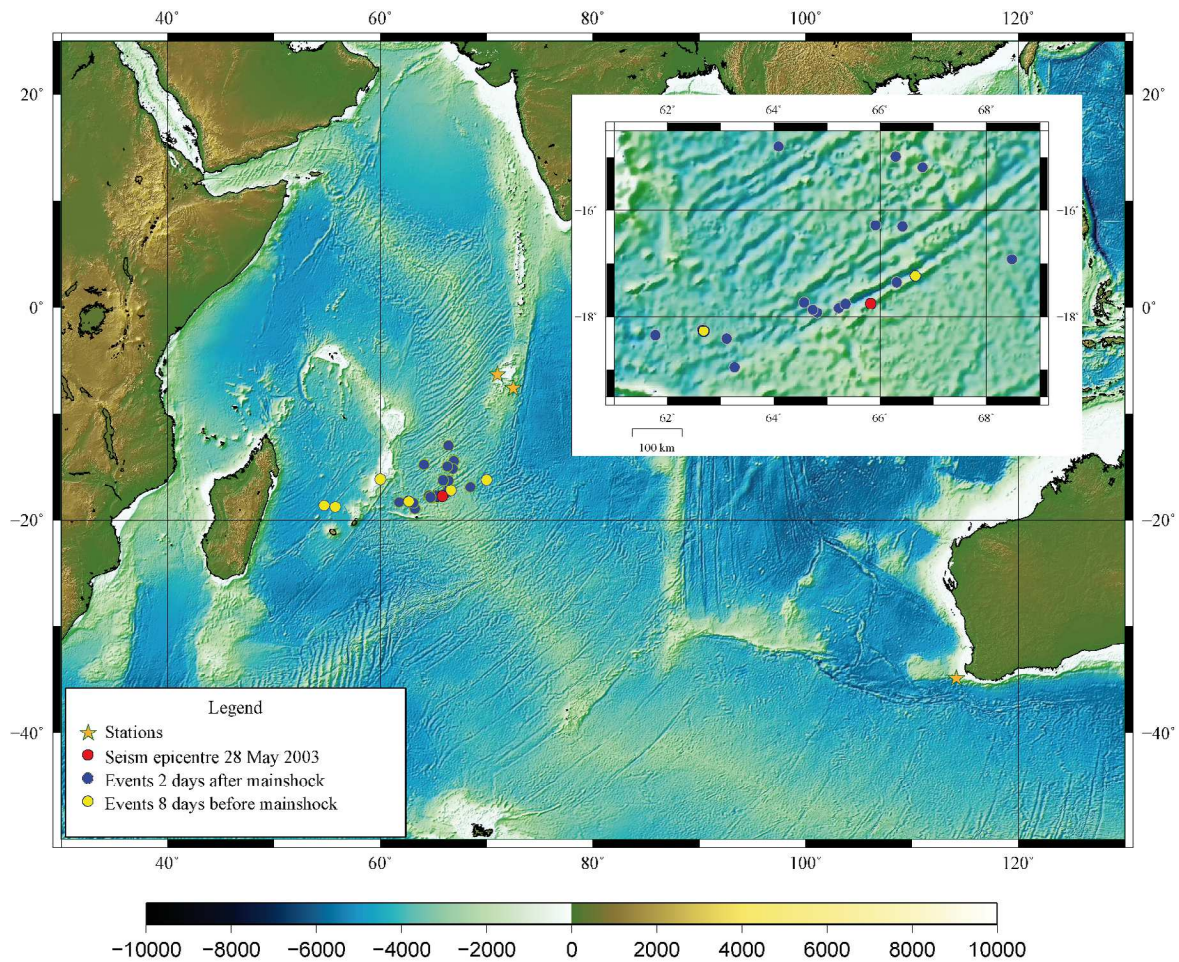


FIGURE 2.20 – Tracés des événements pointés pour le séisme du 28 Mai.

Jour Julien	H08N		H08S		H01W		Localisation	
	Temps	Azimet(°)	Temps	Azimet(°)	Temps	Azimet(°)	Lat.(°)	Long.(°)
148	16:30:58.020		16:31:33.930		17:13:29.250			
	16:30:58.810	203.8 ± 1.0	16:31:34.660	214.2 ± 0.8	17:13:28.080	278.3 ± 0.7	-17.750	65.820
	16:30:59.530		16:31:32.990		17:13:28.060			
148	16:37:11.083		16:36:47.335		17:24:29.604			
	16:37:12.894	212.0 ± 0.8	16:36:47.636	221.5 ± 1.1	17:24:29.428	278.5 ± 0.6	-14.490	66.910
	16:37:12.693		16:36:48.794		17:24:28.422			
148	16:39:30.249		16:39:27.280		17:29:36.841			
	16:39:30.727	214.9 ± 1.6	16:39:28.198	226.9 ± 0.7	17:29:35.709	278.5 ± 0.5	-13.020	66.420
	16:39:29.117		16:39:28.739		17:29:35.595			
148	16:50:04.282		16:49:33.992		17:37:12.464			
	16:50:04.999	203.6 ± 0.9	16:49:35.099	213.9 ± 0.6	17:37:11.223	235.9 ± 0.1	-14.800	64.090
	16:50:03.338		16:49:35.829		17:37:12.095			
148	17:41:58.107		NaN		NaN			
	17:41:58.257	203.6 ± 1.0	NaN	213.0 ± 0.9	NaN	278.5 ± 0.4	NaN	NaN
	17:41:58.974		17:44:28		18:27:46			
148	17:52:41.810		17:52:11.060		18:34:45.430			
	17:52:42.540	203.6 ± 1.0	17:52:11.710	213.7 ± 0.6	18:34:44.250	278.5 ± 0.7	-17.840	65.220
	17:52:40.890		17:52:12.590		18:34:44.230			
149	02:06:52.267		02:06:24.950		02:48:57.388			
	02:06:52.997	203.4 ± 0.5	02:06:25.724	213.8 ± 0.2	02:48:57.371	278.4 ± 0.4	-17.920	64.810
	02:06:51.349		02:06:26.460		02:48:58.251			
149	04:24:31.063		04:23:57.847		05:08:43.975			
	04:24:31.786	203.3 ± 0.8	04:23:58.621	213.7 ± 0.5	05:08:43.636	207.3 ± 0.1	-16.300	66.420
	04:24:32.243		04:23:59.357		05:08:45.091			
149	15:50:24.572		15:50:00.551		16:32:56.370			
	15:50:25.258	203.5 ± 0.6	15:50:01.315	213.9 ± 0.4	16:32:56.184	278.4 ± 0.1	-17.730	64.570
	15:50:23.626		15:50:02.061		16:32:56.032			
149	16:49:46.985		16:49:21.568		17:34:16.227			
	16:49:47.732	203.2 ± 0.7	16:49:19.602	213.8 ± 0.3	17:34:15.177	278.5 ± 0.1	-16.280	65.910
	16:49:46.087		16:49:21.653		17:34:16.802			
149	18:35:02.460		18:34:24.890		19:17:25.510			
	18:35:02.520	202.8 ± 1.1	18:34:24.120	212.8 ± 1.3	19:17:24.600	279.5 ± 0.6	-17.350	66.310
	18:35:01.950		18:34:26.420		19:17:24.300			
149	19:00:40.166		18:59:40.166		19:42:28.791			
	19:00:40.914	202.2 ± 1.4	18:59:40.914	212.0 ± 1.1	19:42:28.284	279.7 ± 0.7	-16.920	68.480
	19:00:41.704		18:59:41.704		19:42:28.267			
149	22:06:18.176		22:05:46.694		22:48:25.605			
	22:06:17.250	203.3 ± 1.0	22:05:47.455	213.9 ± 0.3	22:48:25.317	278.5 ± 0.1	-17.760	65.350
	22:06:41.704		22:05:48.166		22:48:23.549			
150	06:30:11.855		06:29:51.298		07:11:10.164			
	06:30:12.490	203.5 ± 1.0	06:29:52.008	214.2 ± 0.1	07:11:09.948	278.4 ± 0.1	-18.950	63.260
	06:30:10.865		06:29:52.694		07:11:09.808			
150	07:55:36.875		07:55:30.875		08:38:05.158			
	07:55:36.697	203.1 ± 0.6	07:55:31.649	214.1 ± 0.6	08:38:04.093	278.4 ± 0.2	-18.350	61.770
	07:55:37.027		07:55:32.385		08:38:06.148			
150	08:55:00.692		08:54:31.057		09:41:03.896			
	08:55:01.415	203.3 ± 0.7	08:54:31.844	213.8 ± 0.8	09:41:02.881	289.9 ± 0.2	-15.190	66.800
	08:54:59.727		08:54:32.580		09:41:02.602			
150	12:41:32.137		12:41:14.800		13:23:27.468			
	12:41:31.553	203.8 ± 1.0	12:41:15.561	213.8 ± 0.4	13:23:26.402	278.4 ± 0.1	-18.410	63.110
	12:41:29.929		12:41:16.297		13:23:27.252			

TABLE 2.7 – Répliques du séisme du 28 Mai 2003.

Jour Julien	H08N		H08S		H01W		Localisation	
	Temps	Azimet(°)	Temps	Azimet(°)	Temps	Azimet(°)	Lat.(°)	Long.(°)
150	20:19:01.935	203.1 ± 0.6	20:18:50.345	214.4 ± 1.0	21:01:25.764	278.4 ± 0.2	-18.240	62.650
	20:19:02.671		20:18:51.119		21:01:24.681			
	20:19:02.151		20:18:52.413		21:01:24.647			
150	21:15:19.930	203.3 ± 0.3	21:14:53.478	214.0 ± 0.7	21:57:32.173	278.3 ± 0.2	-17.870	64.730
	21:15:20.501		21:14:54.252		21:57:32.794			
	21:15:18.991		21:14:54.963		21:57:32.756			
150	22:11:51.886	203.2 ± 1.4	22:11:30.073	217.3 ± 0.9	22:58:30.028	283.0 ± 0.5	-14.990	66.290
	22:11:52.661		22:11:30.930		22:58:29.926			
	22:11:51.214		22:11:31.564		22:58:29.914			

TABLE 2.8 – Répliques du séisme du 28 Mai 2003 (Suite).

2.5.1.3 Séisme du 15 Juillet 2003

Ce séisme de magnitude $M_w=7,5$ s’est produit le 15 Juillet 2003 au Nord-Ouest de Diego Garcia. Un séisme d’une telle magnitude à proximité d’une dorsale est rare en domaine océanique ; il a donc fait l’objet de plusieurs travaux qui ont déterminé le mécanisme au foyer, le moment sismique ainsi que la longueur approximative de la faille activée (*Bohnenstiehl et al., 2004*; *Antolik et al., 2006*). D’après le bulletin de l’IDC, le séisme s’est produit à 20h27m50s GMT et il est localisé à la latitude $2,72^\circ\text{S}$ et à la longitude $68,41^\circ\text{E}$. Nos requêtes ont été faites pour les stations H08N, H08S et H01W.

On distingue sur H08N et H08S plusieurs arrivées. Ces deux stations étant très proches du séisme, ont enregistré en premières arrivées, les ondes sismiques. On distingue très bien sur H08N l’arrivée de l’onde P puis celle de l’onde S et enfin, la phase T. Sur la station H08S la phase T est très atténuée, et les phases P et S sont bien présentes et couvrent la phase T. En fait, la station H08S n’a pu recevoir le signal directement. Pour la station de Cap Leeuwin, on observe uniquement la phase T, car la station se situe loin de l’origine du séisme même pour un séisme de forte magnitude. Le logiciel WinPMCC n’a pas pu déterminer correctement les azimuts. En effet, le signal sur la station H08S a été déformé lors de sa diffraction autour du relief formé par les deux îles de Diego Garcia, le signal présent dans les données est très diffus et ne permet pas de repérer la phase T. Seules les phases P et S sont identifiables. En n’utilisant que la phase T, il est impossible pour WinPMCC de trouver des corrélations et de déterminer un azimut pour cette station. Pour ce qui est du signal sur H08N, le logiciel n’est pas parvenu à dissocier correctement la phase T des phases P et S. De ce fait, le signal s’est retrouvé dégradé et WinPMCC a donné pour résultat un azimut incohérent. Ici, c’est la proximité de la station par rapport au séisme, associée à la forte magnitude qui n’a pas permis d’utiliser correctement l’outil pour la phase T. Pour le signal sur H01W, on constate qu’il a été dévié aussi par le relief, il ne provient pas de la source indiquée par le bulletin de l’IDC ou d’Harvard. Le signal a probablement contourné le relief des îles de Diego Garcia, puis s’est propagé radialement avant d’atteindre Cap Leeuwin. En analysant le signal dans la bande de fréquence des phases P et S, il a été possible de retrouver l’azimut qui correspond à la localisation donnée par les bulletins. (Figure 2.23)

Bohnenstiehl et al. (2004) ont étudié ce séisme et ses répliques à partir des données

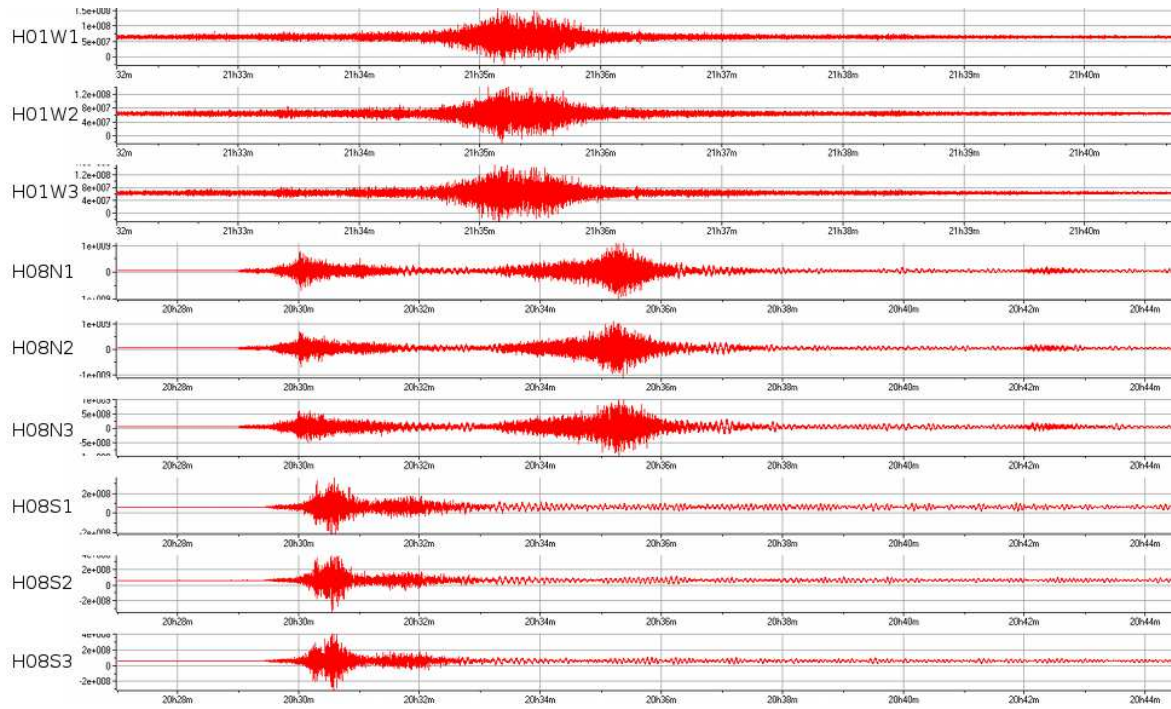


FIGURE 2.21 – Signaux enregistrés par les trois stations permanentes pour le séisme du 15 Juillet 2003.

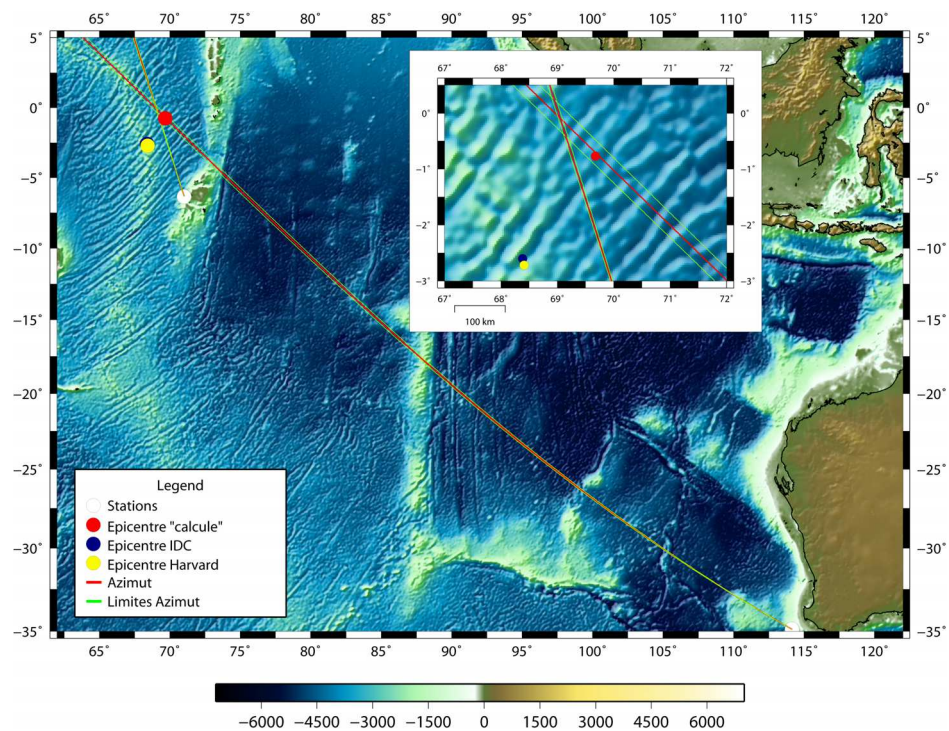


FIGURE 2.22 – Azimuts calculés par WinPMCC pour l'événement du 15 Juillet 2003 par les stations H08N et H01W.

de la seule station H08N et à l'aide d'une méthode différente, basée sur le pointé des temps d'arrivées sur les trois hydrophones de la station des phases T et P pour tous les événements. Ils ont considéré la propagation d'une onde plane pour les deux phases, la phase P se propageant dans le manteau supérieur à 8.1 km/s et la phase T se propageant dans le canal SOFAR à la vitesse de 1.485 km/s. Ils ont utilisé l'outil Mathcad (*Del Pezzo et Giudicepietro, 2002*) pour déterminer l'azimut et la vitesse de passage de l'onde et à partir de la différence de vitesse des deux phases, ils ont pu déterminer la source des événements. Cela a été possible car le séisme n'était qu'à environ 500km de la station, avec les vitesses considérées, en théorie, il y a environ 80 secondes entre l'arrivée des deux phases. Malgré cela, ils n'ont pas pu localiser tous les événements présents dans les données à cause de la superposition des phases qui rendait impossible le pointage précis des arrivées.

En n'ayant accès qu'à ces trois stations hydroacoustiques, il n'est donc pas possible d'effectuer un pointage rigoureux des événements hydroacoustiques en provenance de cette zone géographique. Nous n'avons pas poursuivi le dépouillement des données précédant ce séisme majeur.

2.5.1.4 Séismes du 06 Mars 2006 et du 07 Mai 2006

Le séisme du 07 Mai 2006, de magnitude $M_w=6,1$, s'est produit au nord du plateau de Saint-Paul - Amsterdam d'après le bulletin de l'IDC par 36,73°S et 78,55°E à 14h17m33,5s et d'après le bulletin NEIC, à 14h17m35,2s au point 36.805°S et 78,545°E. Le signal était disponible pour les stations H08N, H08S et H01W (mais là encore, pas pour les stations de Crozet). Toutefois, il s'est avéré impossible d'obtenir une corrélation pour la station H08N dans WinPMCC. Le signal reçu par H08N est fortement atténué et visiblement dégradé. Cette station, située au nord des îles Diego Garcia se trouve masquée par ces îles et le relief avoisinant. La localisation par le croisement des deux azimuts des deux autres stations est correct. Cependant, la localisation par les temps d'arrivées sur les hydrophones des deux stations H08S et H01W s'avère incorrecte. Il n'a donc pas été possible d'étudier ce séisme par cette approche.

De la même manière, le quatrième séisme sélectionné du 6 mars 2006 qui s'est produit quelques degrés au sud de celui-ci n'a pu être étudié, la station H08N étant là encore masquée par le relief.

2.5.1.5 Discussion

On constate que l'étude de ces quelques séismes à partir des données du CTBT n'est pas très concluante. On a surtout été confronté au manque de données disponibles. Les stations de Crozet auraient été très utiles pour palier le masquage des autres pour les séismes du 06 Mars 2006 et du 07 Mai 2006. Par contre pour le séisme du 07 Juillet 2005, seule la station de Crozet Nord aurait eu une visibilité correcte, mais cela n'aurait pas permis la localisation correcte des événements à cause du masquage de H01W par les îles de Diego Gardia.

L'autre défaut de cette méthode est la disposition de ces stations. Ces stations

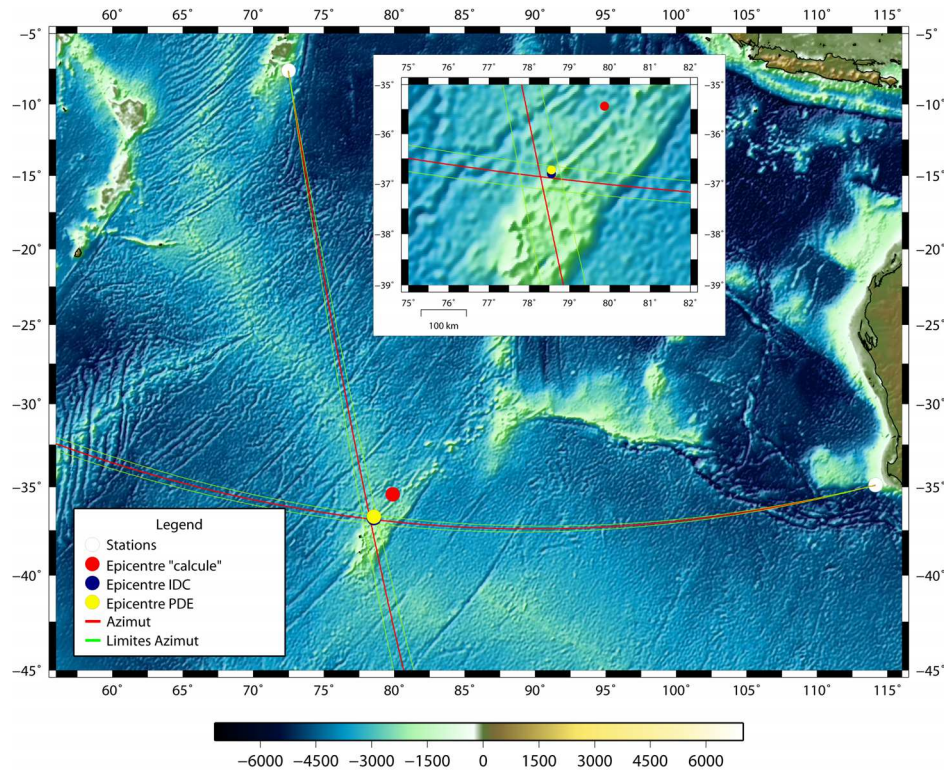


FIGURE 2.23 – Azimuts calculés par WinPMCC pour l'événement du 07 Mai 2006 par les stations H08S et H01W.

câblées sont nécessairement localisées à proximité des terres. L'océan Indien comporte de nombreux reliefs qui interrompent le canal SOFAR. Citons par exemple le plateau de Saint-Paul - Amsterdam, la ride du 90^{ème} Est et Broken Ridge pour la partie Est. Au Nord, et à l'Ouest, on retrouve le banc des Chagos et le plateau des Mascareignes. Ces reliefs empêchent dans de nombreux cas la réception simultanée sur les 3 stations des signaux en provenance des dorsales. Dans le cadre de leur mission, ces stations sont utilisées en complément d'autres stations.

Un autre point qui n'a pas été évoqué jusqu'à présent, est le temps de calcul nécessaire pour analyser le signal avec la méthode PMCC. Bien que fiable et utile pour associer des arrivées, l'outil PMCC n'est pas adapté pour un dépouillement systématique des données.

Les résultats pour le séisme du 28 Mai 2003 ne sont pas très concluants en raison de la dispersion des événements identifiés (Figure 2.20). Il est difficile de dire si nous avons bien là des précurseurs, temporellement, les événements entre le jour 144 et 148 inclus pourraient être des précurseurs tels que nous les avons définis. Mais les erreurs de localisation évidentes nous empêchent de conclure sur ceux présents à moins de 100 km du séisme principal sur la même zone de fracture.

La dispersion des résultats est potentiellement liée à la méthode employée pour l'obtention des données sur H01W. Comme nous ne disposons que des signaux des deux stations H08N et H08S, et qu'il n'était pas possible d'obtenir les données complètes pour H01W, les données sur H01W ont été demandées par requêtes ponctuelles. C'est à dire qu'il était nécessaire de calculer une période pour laquelle le signal devait parvenir

à la station H01W. Il est risqué de présupposer de l'arrivée d'une onde sur une station à aussi grande distance.

Enfin, l'obtention des données n'est pas aisée, il est nécessaire d'émettre les requêtes au sein du CEA, ce qui nécessite d'obtenir un accès temporaire. Nous n'avons donc malheureusement, pas pu obtenir de données brutes supplémentaires.

Comme nous disposions d'un jeu de données issu de la campagne De o-Hydro, nous avons entrepris d'obtenir les données du CTBT pour compléter le réseau De o-Hydro pour la même période. A ce jour, ces données ne sont toujours pas en notre possession. Nous avons donc effectué une recherche de précurseurs à partir des seules données De o-Hydro pour des événements NEIC.

2.5.2 Recherche de précurseurs à partir des données Deflo-Hydro

Étant en possession d'autres données hydroacoustiques, nous avons compléter notre étude en analysant le catalogue de la mission De o-Hydro.

2.5.2.1 Méthode de recherche

Les hydrophones de la mission De o-Hydro ont enregistré près de 2000 événements. Au sein du réseau, comme nous l'avons vu précédemment (Paragraphe 2.4.2.3), près de 600 événements ont été localisés dans la première version du catalogue. J'ai donc comparé ces événements au catalogue NEIC. Le but recherché était de trouver des événements précédant de quelques heures, voire quelques jours, les événements les plus importants du catalogue NEIC, et qui se trouvaient sur la même zone de fracture.

La Figure 2.24 présente les événements NEIC se situant sur les zones de fractures et les polygones de sélection des événements du catalogue De o-Hydro. Une comparaison temporelle a ensuite été faite pour mettre en évidence les événements qui seraient des précurseurs potentiels. Nous avons à cette occasion vérifié que nous retrouvions bien l'événement De o-Hydro correspondant à l'événement NEIC.

2.5.2.2 Résultats

Le résultat de cette recherche (Figure 2.25) et le tableau 2.9 montrent les événements s'étant produits à plus ou moins 8 jours du choc principal (événement noté par le NEIC). Les heures des événements sont données en heure GMT et ont été calculées par le logiciel Seasick à partir de profils de vitesses de l'Océan Indien.

Tout d'abord, nous constatons la présence de précurseurs potentiels pour sept des événements NEIC dans les données De o-Hydro. Ces événements, au nombre de 16, se sont produits à moins de 8 jours (691 200 secondes) des séismes du catalogue NEIC, et sont distants de ceux-ci de moins de 50 km.

Les événements correspondant aux séismes du catalogue NEIC sont plutôt bien localisés, à part peut-être pour les événements du 14 Janvier 2007 (Jour Julien 14) et pour les deux événements du 11 Juin 2007 (Jour Julien 162). Ces différences spatiales peuvent avoir plusieurs origines.

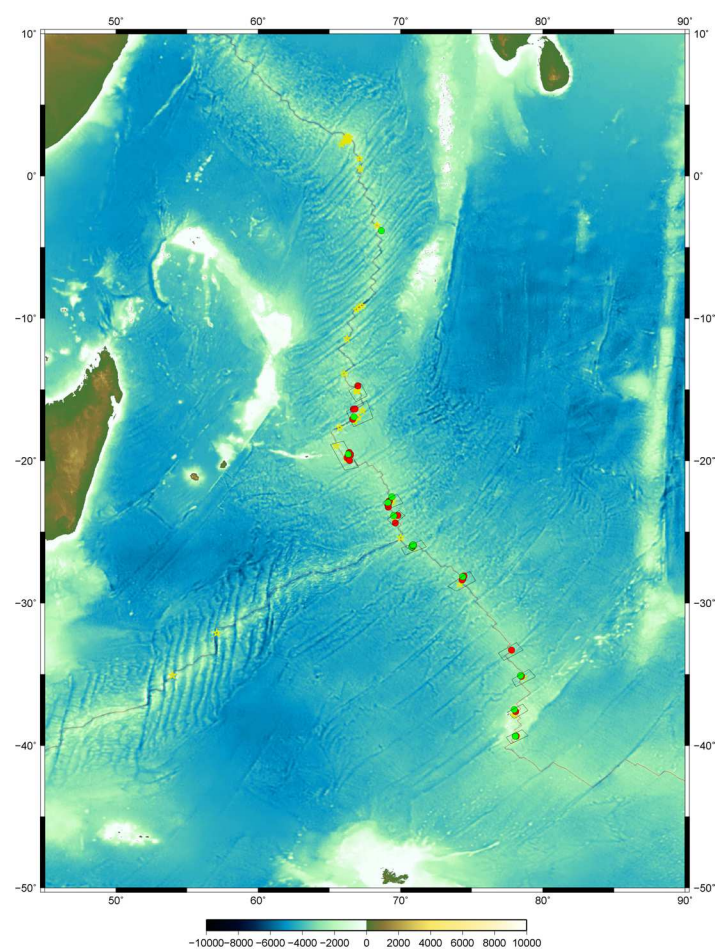


FIGURE 2.24 – Carte des événements NEIC considérés pour la recherche de précurseurs sismiques à partir des données De o-Hydro. Les points verts sont les précurseurs potentiels et les points rouges sont les répliques.

Date NEIC	Heure NEIC	Date Deflo- Hydro	Heure Deflo- Hydro	Latitude(°)	Longitude(°)	Temps(s)	Distance(km)
14-01-2007	14 :08 :00	12-01-2007	10 :12 :08.9	-28.31462	74.37093	-186952	44.70
		13-01-2007	08 :24 :03.0	-28.37111	74.33499	-107037	37.53
		14-01-2007	14 :07 :37.1	-28.09784	74.46912	-23	70.64
		21-01-2007	16 :18 :11.6	-28.14492	74.37899	612611	62.60
01-02-2007	00 :14 :26	30-01-2007	02 :34 :50.8	-37.61421	78.09804	-164376	4.6834
		01-02-2007	00 :11 :32.7	-37.48191	77.99357	-174	19.86
		01-02-2007	00 :14 :20.7	-37.48191	77.99357	-6	19.86
28-05-2007	07 :43 :56	28-05-2007	05 :56 :47.7	-26.06889	70.81881	-6429	8.44
		28-05-2007	07 :16 :37.4	-26.00778	70.83508	-1639	11.20
		28-05-2007	07 :43 :50.9	-25.94511	70.85078	-6	16.84
		28-05-2007	07 :48 :21.8	-26.04580	70.80097	265	11.04
		28-05-2007	08 :18 :55.9	-25.96971	70.86818	2099	13.74
		28-05-2007	10 :38 :54.0	-25.94645	70.85044	10498	16.71
		28-05-2007	11 :28 :53.4	-25.93142	70.90235	13497	17.63
		28-05-2007	11 :32 :36.5	-25.90815	70.88467	13720	20.27
11-06-2007	20 :12 :42	11-06-2007	19 :27 :59.8	-19.62119	66.30831	-2683	32.19
		11-06-2007	19 :32 :05.4	-19.79655	66.25197	-2437	15.02
		11-06-2007	20 :12 :30.4	-19.66474	66.33675	-12	27.28
		11-06-2007	20 :37 :35.9	-19.53248	66.33653	1493	41.98
11-06-2007	20 :38 :05	11-06-2007	19 :27 :59.8	-19.62119	66.30831	-4206	33.41
		11-06-2007	19 :32 :05.4	-19.79655	66.25197	-3960	13.05
		11-06-2007	20 :12 :30.4	-19.66474	66.33675	-1535	29.88
		11-06-2007	20 :37 :35.9	-19.53248	66.33653	-30	43.71
13-12-2007	07 :09 :43	05-12-2007	23 :42 :19.6	-24.36840	69.64024	-631644	43.77
		09-12-2007	17 :34 :45.7	-23.83823	69.81971	-308098	29.88
		13-12-2007	07 :09 :45.9	-23.85513	69.52908	2	14.49
16-12-2007	06 :35 :51	16-12-2007	04 :19 :26.5	-22.82716	69.21418	-8185	29.23
		16-12-2007	04 :26 :03.3	-23.14056	69.13390	-7788	10.44
		16-12-2007	06 :25 :29.5	-23.25296	69.13852	-622	19.94
		16-12-2007	06 :35 :45.3	-23.05593	69.14898	-6	8.19

TABLE 2.9 – Précurseurs potentiels et répliques des séismes du catalogue NEIC identifiés à partir des données De o-Hydro.

Tout d'abord, on localise la zone de conversion de l'onde sismique en onde hydroacoustique, et comme on l'a vu au paragraphe 2.2.2.3, la zone de conversion peut être différente de la position de l'épicentre. L'autre point qui est certainement la première source d'erreur est la précision de l'opérateur lors du pointé de l'onde. Si l'opérateur ne pointe pas la même partie du signal, alors, les différences de temps d'arrivée sur les hydrophones seront erronées et la position calculée biaisée.

Dans une moindre mesure, l'erreur de triangulation de Seasick peut influencer également la position de la zone de conversion. En effet, les données de vitesses utilisées par Seasick sont issues de la base de donnée GDEM. Ces profils de vitesse ont une fréquence mensuelle et des variations plus fines peuvent entraîner des erreurs de localisation.

Enfin, avec seulement trois hydrophones, nous ne pouvons pas déterminer l'erreur de pointé et de triangulation de l'outil Seasick. Nous ne disposons que des positions des événements NEIC comme référence.

Pour l'aspect temporel, l'erreur provient certainement de l'opérateur également qui va pointer à partir de l'outil Seasick le maximum d'énergie sur le spectre. Celui-ci peut-être décalé du temps de la première arrivée de l'onde hydroacoustique. Le catalogue NEIC se base principalement sur les temps des premières arrivées des ondes P et S, qui ne sont pas forcément au même instant que le maximum d'énergie du spectre de l'onde hydroacoustique. De ce fait, la localisation reste correcte tant que l'opérateur reste constant dans son pointé sur les différents instruments, mais il y a une différence sur l'heure d'origine du séisme. Dans notre étude, cette différence atteint 30 s pour l'événement du 11 Juin 2006 à 20 :38 :05. Cette différence est raisonnable pour les signaux étudiés. En effet si l'on regarde la Figure 2.11) le temps de montée est supérieur à 1 minute.

Le 11 Juin 2007 (Jour Julien 162) on constate que deux événements NEIC ont eu lieu à quelques dizaines de minutes d'intervalle. Le premier événement à 20 :12 :42 est certainement un précurseur du second qui s'est produit à 20 :38 :05. Nous avons considéré que ce n'était pas forcément le cas, et nous avons séparé ces deux solutions. Cependant, nous n'avons pas comptabilisé les doublons.

La Figure 2.26 nous donne une représentation spatio-temporelle des précurseurs et des répliques des sept événements NEIC à plus ou moins trois jours. *McGuire et al. (2005)* ont retenu les précurseurs et les répliques à plus ou moins 20h et jusqu'à 100 km de part et d'autres des événements du catalogue Harvard entre Mai 1996 et Décembre 2001. Si on se limite à 20h (72 000 secondes), nous répertorierions 10 événements. En étendant à 3 jours (256 900 secondes), nous parvenons à 13 précurseurs sur les 16 répertoriés jusqu'à 8 jours avant.

En analysant ce résultat, nous pouvons remettre en question notre définition d'un précurseur établie initialement. Plus des 2/3 des événements que nous avons défini à priori comme des précurseurs se sont produits trois jours avant le choc principal. Ces événements sont localisés à moins de 50 km de la position du NEIC. Nous ne considérerons donc comme précurseurs que les 13 événements ayant eu lieu dans les trois jours précédents l'événement NEIC.

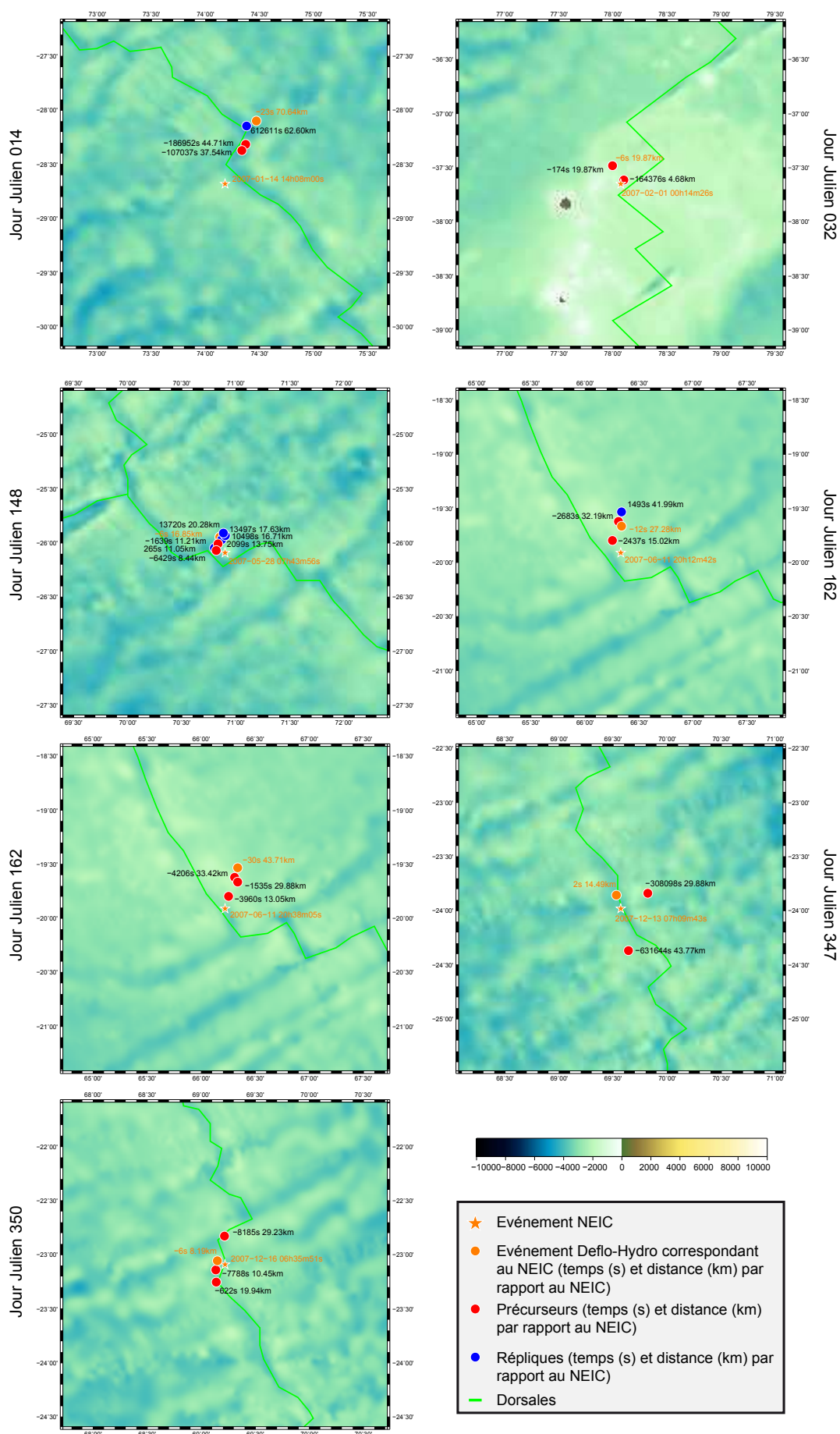


FIGURE 2.25 – Cartes des précurseurs et répliques du Tableau 2.9 pour les événements NEIC.

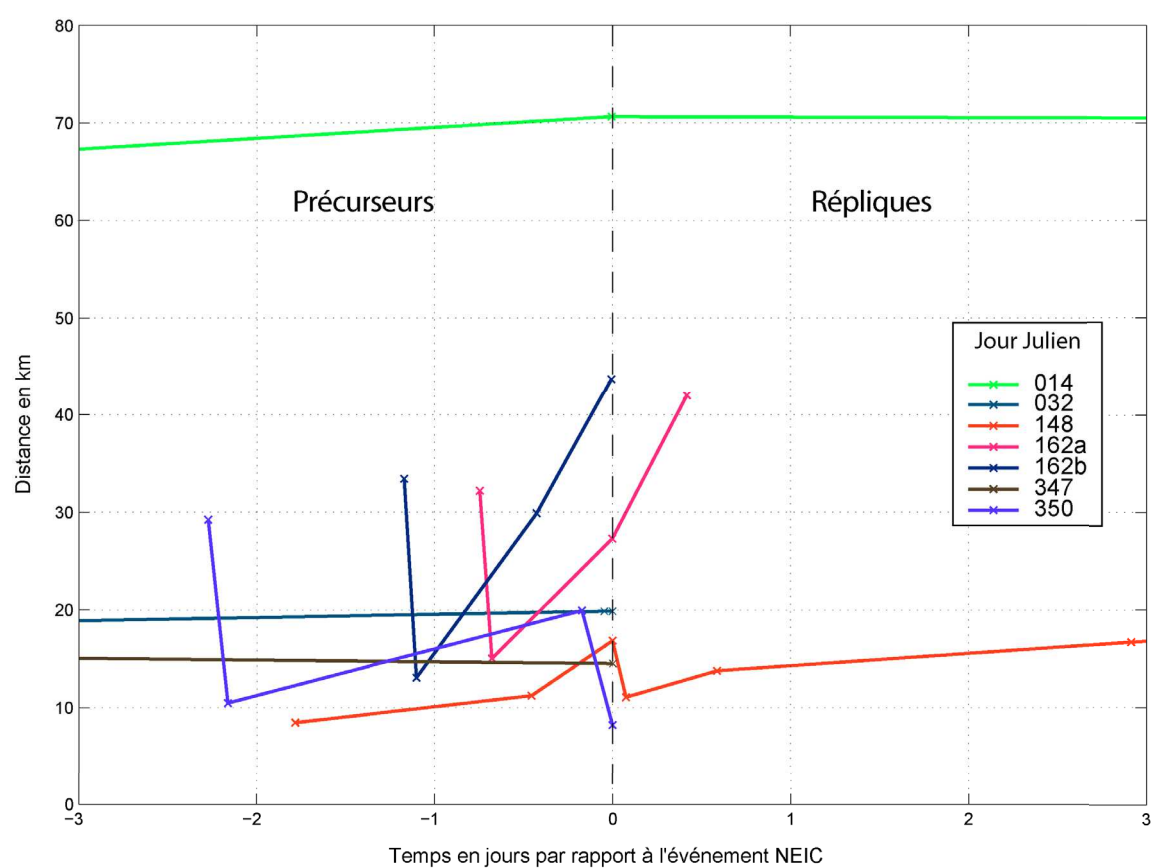


FIGURE 2.26 – Graphique spatio-temporel des précurseurs et répliques en référence aux événements du catalogue NEIC.

2.6 Conclusion et Perspective

Notre étude a montré que des précurseurs peuvent se produire pour des séismes de magnitude élevée dans l'Océan Indien. Cependant, nous avons pu localiser 13 précurseurs. Ces précurseurs sont répartis sur les dorsales Centrale Indienne, autour du point triple, et sur la partie septentrionale de la dorsale sud-est indienne. La partie la plus au sud de cette dernière est masquée sur au moins une des stations par le plateau de Saint-Paul Amsterdam. Ces événements doivent être localisés avec une station supplémentaire (la station du Cap Leeuwin par exemple). Cela élargirait le réseau et ouvrirait de nouvelles perspectives pour la recherche de précurseurs. De plus, la précision pourrait également être améliorée si nous pouvions disposer des données du CTBT pour toute la période de la mission De o-Hydro.

La mission OHasis-Bio, qui s'est déroulée de Décembre 2009 à Février 2010, a permis la mise à l'eau de neuf hydrophones dans le sud de l'Océan Indien. Ces hydrophones vont enregistrer des données pendant plusieurs mois. Ces données supplémentaires permettront d'augmenter le jeu de données existant. L'analyse de ces données permettra certainement de confirmer ou infirmer ces premières conclusions.

La réalisation de catalogues sismiques issus de réseaux hydroacoustiques permet de saisir la sismicité de faible magnitude. Cette sismicité, importante aux abords des limites de plaques tectoniques, peut s'avérer être un bon outil pour analyser des zones de déformations intraplaques. La suite de ce mémoire s'intéresse à la modélisation de la déformation intraplaque de la plaque Indo-Australienne. Un catalogue précis de la sismicité intraplaque obtenue à partir des réseaux hydroacoustiques pourrait être d'une aide précieuse pour la validation des modèles réalisés.

Approche Numérique de la déformation

Notre objectif est de tenter de reproduire à l'aide d'un modèle numérique les déformations observées au sein de la plaque Indo-Australienne. Les informations dont nous disposons sont la géométrie des composantes rigides de cette plaque composite, leur mouvement, déduits des études cinématiques, la nature de leurs frontières (dorsale, subduction, failles transformantes), leur bathymétrie, l'âge de la lithosphère et les directions de contraintes déduites des mécanismes au foyer des séismes majeurs.

3.1 Choix du modèle numérique

Le code numérique devra donc permettre d'intégrer le maximum d'informations à notre disposition, notamment la géométrie actuelle des plaques, leurs frontières connues (dorsales, subduction, failles transformantes) et leurs zones de faiblesse éventuelles (reliefs, zones de fracture). Ce code devra aussi pouvoir prendre en compte le champ de vitesse relatif des plaques les unes par rapport aux autres ou de leurs limites. De plus il devra prendre en compte les déformations inélastiques de la lithosphère océanique ; les roches subissent en effet des contraintes très élevées dépassant largement leurs limites élastiques.

Nous avons testé deux codes numériques, ADELI et SHELLS.

3.1.1 Le code ADELI

Pour aborder notre problématique, nous nous sommes initialement penchés sur le code ADELI (*Hassani et al.*, 1997). Ce code dérive de la mécanique du solide déformable et permet d'utiliser différentes lois de comportement des matériaux. La rhéologie de la lithosphère peut être choisie élastique linéaire et compressible, élasto-plastique selon les critères de Von Mises ou de Drucker-Prager, visco-élastique selon Maxwell ou une combinaison de ces critères. Ce code en éléments finis pseudo-quadrangulaire (éléments triangulaires groupés deux à deux) est basé sur un schéma explicite de résolution des équations d'équilibre. L'aspect thermo-mécanique est introduit en utilisant les conditions aux limites. Ce code est défini pour résoudre ces équations sur les déformations de la lithosphère le long d'un profil. Une version à 3 dimensions existe et permet d'ajouter une épaisseur à cette coupe. Nous souhaitons utiliser ce code pour modéliser en deux dimensions dans un premier temps la plaque lithosphérique en vue de dessus, puis en intégrant une épaisseur et des couches successives. Il n'est toutefois pas possible de prendre en compte la topographie de la plaque.

L'atout principal de ce code est bien sûr l'intégration des lois de comportements diverses (élastique, visqueuses, plastiques) qui permettent une modélisation plus réaliste et ce sans favoriser une loi de comportement par rapport à l'autre.

Malheureusement, l'adaptation de ce code pour aborder la déformation lithosphérique à l'échelle d'une plaque tectonique n'a pu aboutir en raison de la complexité de la géométrie et du maillage trop important qui en résultait (plus de 20 000 éléments). Le redimensionnement du code numérique s'est avéré très complexe et des erreurs d'exécution n'ont pas pu être résolues suffisamment rapidement. De plus la projection sur un plan d'une plaque aussi importante aurait engendré des déformations parasites.

Nous nous sommes donc tournés vers un code numérique plus adapté à ces contraintes d'ordre géométrique.

3.1.2 Le code SHELLS

Le code SHELLS (*Bird, 1989; Bird et Kong, 1994; Kong et Bird, 1995; Bird, 1999*) permet de modéliser les déformations et contraintes que subit une coque sphérique. Les éléments finis considérés sont triangulaires et repérés dans un système de coordonnées sphériques. Il résout l'équation de la variation de la quantité de mouvement dans sa forme intégrée verticalement. Les équations et leur résolution, dans leur forme cartésienne, sont détaillées dans (*Bird et Piper, 1980; Bird, 1989; Bird et Kong, 1994*). *Kong et Bird (1995)* et *Bird (1999)* présentent leur adaptation en coordonnées sphériques. Dans *Bird (1999)*, les étapes de la mise en œuvre de la modélisation sont bien détaillées.

Ce code propose de résoudre les équations suivantes en coordonnées sphériques :

- l'équation de la conservation de la masse :

$$\frac{D\rho}{Dt} = \frac{\partial\rho}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}\rho = -\rho \vec{\nabla} \cdot \vec{u}$$

Où $\vec{u}$ est le vecteur vitesse, ρ la masse volumique et t le temps.

- l'équation de la conservation de la quantité de mouvement :

$$\frac{D\vec{u}}{Dt} = \frac{\partial\vec{u}}{\partial t} + (\vec{u} \cdot \vec{\nabla})\vec{u} = \vec{g} + \frac{1}{\rho} \vec{\nabla} \cdot \vec{\sigma}$$

- l'équation de la conservation de l'énergie interne par unité de volume :

$$\frac{DU}{Dt} = \frac{\partial U}{\partial t} + \vec{u} \cdot \vec{\nabla}U = \vec{\nabla} \cdot (K\vec{\nabla}T) + \vec{\sigma} \cdot \vec{\varepsilon} + H$$

U est définie comme l'énergie interne par unité de volume. H est la production de chaleur radioactive par unité de volume. σ est la contrainte, ε la déformation.

En négligeant l'accélération $\frac{\partial\vec{u}}{\partial t}$ par rapport à la gravité et les déformations élastiques faibles par rapport aux grandes déformations, et en faisant l'approximation de Boussinesq $\vec{\nabla} \cdot \vec{u} = 0$ ou encore $\dot{\varepsilon}_{33} = -(\dot{\varepsilon}_{11} + \dot{\varepsilon}_{22})$, et en utilisant l'approximation des mouvements horizontaux, l'équation principale à résoudre devient :

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{\sigma} + \rho\vec{g} = \vec{0} \quad (3.1)$$

$\dot{\epsilon}$ est le taux de déformation.

En faisant quelques approximations sur l'équation de la conservation de l'énergie interne, à savoir négliger les termes d'advection et de diffusion latérale, on parvient à réduire le problème thermique à l'équation suivante pour deux couches ($n=1,2$: croûte et manteau) :

$$T_n(z) = T_{surface} + \frac{Q_{surface}(z - z_{surface})}{K_n} - \frac{H_n(z - z_{surface})^2}{K_n} \quad (3.2)$$

avec

$$Q_{surface} = Q_{background} + z_n H_n$$

avec $z_{surface}$ l'altitude du point considérée en surface, K_n la conduction thermique de la couche, H_n la production de chaleur radioactive par unité de volume de la couche, z_n l'épaisseur de la couche et Q le flux de chaleur.

Cependant, le flux de chaleur est composé d'une composante appliquée en surface comme définie précédemment à laquelle est ajoutée une composante liée à l'âge d'après *Stein et Stein (1992)* :

- Si on se situe à l'axe de la dorsale : $Q = 0.3 W/m^2$
- Si $0 < \text{âge} < 55 \text{ Ma}$: $Q = 0.510/\sqrt{age}$
- Si $\text{âge} \geq 55 \text{ Ma}$: $Q = 0.048 + 0.096 \exp(-0.0278 * age)$

Le flux de chaleur est toutefois borné entre $0.048 W/m^2$ au minimum et $0.3 W/m^2$ au maximum.

La résolution en coordonnées sphériques de l'équation utilise la méthode de Galerkin (*Kong et Bird, 1995*) qui introduit des fonctions vectorielles nodales. Ensuite, une rhéologie linéarisée sera introduite sur sept points d'interpolation gaussiens par élément. Le problème sera résolu numériquement pour ces sept points à chaque itération.

La rhéologie fragile de la lithosphère est déterminée par le critère de Mohr-Coulomb :

$$\sigma_{friction} < \mu(-\sigma_n - B_i P_{H_2O}) + \sigma_c \quad (3.3)$$

avec μ le coefficient de friction, σ_n la contrainte normale, σ_c la cohésion considérée faible, B_i le coefficient de Biot (coefficient de porosité du matériau), et P_{H_2O} la pression de l'eau dans les pores de la roches déterminée à partir de la densité de l'eau de mer rapportée à la profondeur de la couche.

La rhéologie ductile est déterminée par la loi de comportement suivante :

$$\sigma_{creep} = A_{creep} \dot{\epsilon}^{E_{creep}} \exp\left(\frac{B_{creep} + C_{creep}z}{T}\right) \quad (3.4)$$

avec A_{creep} = Facteur de viscosité, $B_{creep} = Ea/nR$ avec Ea l'énergie d'activation, $C_{creep} = Va/nR$ avec Va le volume d'activation et $E_{creep} = 1/n$. Où n est l'exposant des contraintes.

Le second invariant du taux de déformation, qui mesure les effets de la déformation pure, est calculé dans SHELLS comme suit :

$$\Pi = -(E1 \cdot E2 + E1 \cdot Ez + E2 \cdot Ez) \quad (3.5)$$

avec $E1$ et $E2$ les deux valeurs propres du tenseur des taux de déformations $\begin{pmatrix} \dot{\epsilon}_{11} & \dot{\epsilon}_{12} \\ \dot{\epsilon}_{21} & \dot{\epsilon}_{22} \end{pmatrix}$, et $Ez = -(E1 + E2)$.

3.1.3 Mise en œuvre du code SHELLS

Nous avons donc retenu le code numérique SHELLS pour modéliser les déformations de la lithosphère océanique au sein de la plaque Indo-Australienne.

3.1.3.1 Les paramètres physiques

Ce code nécessite un grand nombre de grandeurs physiques synthétisées dans le tableau 3.1 avec les références bibliographiques associées à ces valeurs. Nous avons choisi de conserver les valeurs adaptées dans les mises en œuvre précédentes (*Bird*, 1989; *Polyansky*, 2002; *Liu et Bird*, 2002; *Petit et Fournier*, 2004).

3.1.3.2 Les paramètres numériques

Le choix des paramètres numériques est très important, car ils influencent directement les résultats des modélisations effectuées. Il y a trois paramètres :

- Le critère de convergence (OKTOQT dans « SHELLS ») : il est défini comme la différence maximale du champ de vitesse admise entre deux itérations successives. Nous l'avons défini à $1E - 6$ m/s. La convergence est donc atteinte quand la différence maximale est inférieure à cette valeur, on atteint alors un état quasi-stationnaire. La convergence est atteinte en général, selon les conditions aux limites, l'erreur sur le calcul des vitesses, et la complexité de la plaque, entre 75 et 150 itérations.
- Le nombre maximum d'itérations permises (MAXITR) a été choisi à 250. Si la convergence n'est pas atteinte par le précédent critère, le calcul s'arrêtera donc après 250 itérations. Dans ce cas, il faut analyser les différences de vitesse et vérifier si la convergence a été atteinte avec une valeur raisonnable, ou bien si la solution diverge.
- L'erreur acceptable (en m/s) sur le calcul des vitesses (OKDELV) est important. Si cette valeur est trop élevée, les erreurs sur les vitesses deviennent importantes et les calculs effectués à partir des vitesses seront entachés d'erreurs. Si cette valeur est trop faible, le modèle risque de ne pas converger et d'osciller autour de la solution sans l'atteindre. Après plusieurs essais, la valeur attribuée à ce paramètre numérique a été fixée à 10^{-12} m/s ce qui est équivalent à une erreur de $3,15 \cdot 10^{-2}$ mm/a.

3.1.3.3 Intégration d'un modèle de plaque

Le code SHELLS intègre un modèle de plaque (i.e. une géométrie prédéfinie de leurs frontières) pour contraindre le flux mantellique à la base de la lithosphère. Pour notre étude, ce modèle (*Bird*, 2003) ne convient pas, car il impose une limite précise entre les

Paramètres	Nom dans SHELLS	Unité	Valeur pour la croûte	Valeur pour le manteau	Références
Coefficient de friction des failles	FFRIC		0.03, 0.17, 0.50		(Polyansky, 2002; Liu et Bird, 2002; Petit et Fournier, 2004)
Coefficient de friction du milieu continu	CFRIC		0.85		(Polyansky, 2002; Liu et Bird, 2002; Petit et Fournier, 2004)
Coefficient de Biot	BIOT		1		(Polyansky, 2002; Liu et Bird, 2002; Petit et Fournier, 2004)
Coefficient de Byerlee	BYERLY		0		(Polyansky, 2002; Liu et Bird, 2002; Petit et Fournier, 2004)
A_{creep} : Facteur de viscosité	ACREEP	$Pa.s^{1/n}$	2.3E9	9.5E9	(Liu et Bird, 2002)
B_{creep} : (Énergie d'Activation)/nR	BCREEP	K	4000	18314	(Polyansky, 2002; Liu et Bird, 2002; Petit et Fournier, 2004)
C_{creep} : (Volume d'Activation)/nR	CCREEP	$K.Pa^{-1}$	0	0.0171	(Liu et Bird, 2002; Petit et Fournier, 2004)
D_{creep} : maximum de contraintes de cisaillement	DCREEP	Pa	5E8	5E8	(Petit et Fournier, 2004)
$E_{creep} = 1/n$	ECREEP		1/3		(Liu et Bird, 2002; Petit et Fournier, 2004)
Température à l'intersection de l'adiabatique avec le manteau supérieur	TADIAB	K	1412		(Liu et Bird, 2002)
Pente de l'adiabatique dans le manteau supérieur	GRADIE	$K.m^{-1}$	6.1E-4		(Liu et Bird, 2002)
Profondeur de l'asthénosphère	ZBASTH	m	400E3		
Limite supérieure de la traction à la base du modèle	TRHMAX	Pa	1E8		(Bird, 1989)
Maximum de pendage de l'intégrale de la traction dans les zones de subductions	TAUMAX	$N.m^{-1}$	2.5E12		(Liu et Bird, 2002)
Densité de l'eau de mer	RHOH2O	$kg.m^{-3}$	1032		
Densité moyenne de la croûte et du manteau	RHOBAR	$kg.m^{-3}$	2816	3332	(Liu et Bird, 2002)
Accélération de gravité	GMEAN	$m.s^{-2}$	9.8		
Rayon de la Terre	RADIUS	m	6371000		
Coefficient d'expansion thermique volumétrique	ALPHAT	K^{-1}	2.4E-5	3.94E-5	(Liu et Bird, 2002)
Conductivité thermique	CONDOC	$J.(m.K.s)^{-1}$	2.7	3.2	(Liu et Bird, 2002)
Production de chaleur radioactive volumétrique	RADIO	$J.(m^3.s)^{-1}$	6.2E-7	3.2E-8	(Liu et Bird, 2002)
Température de surface	TSURF	K	283		
Température maximale dans la croûte et le manteau	TEMLIM	K	1223	1573	(Liu et Bird, 2002)

TABLE 3.1 – Tableaux des paramètres physiques utilisés par le code SHELLS.

plaques Indienne et Australienne et ne tient pas compte de la plaque Capricorne. Il est toutefois possible de ne pas considérer de modèle de plaque, la solution ne tient alors pas compte des flux mantelliques à la base des modèles. Toutes les résultats présentés dans la suite négligeront donc cette traction à la base de la lithosphère. En faisant cela, on ne prend en compte que les déformations découlant des contraintes surfaciques. On découple donc la lithosphère du manteau.

3.1.3.4 Les conditions aux limites

Le code SHELLS offre de nombreuses possibilités sur les conditions aux limites. Celles-ci sont définies par les conditions de vitesse imposées aux nœuds situés sur les bords du maillage. Ces conditions sont regroupées dans un fichier de 7 colonnes lu par le code :

- le numéro des points du contour qui reçoivent les conditions aux limites.
- le numéro du nœud du maillage.
- le type de condition (entre -1 et 5).
- la norme du vecteur vitesse en m/s.
- l'azimut du vecteur vitesse en degrés par rapport au Nord.
- la latitude du point.
- la longitude du point.

Le numéro du nœud et ses coordonnées géographiques sont connus ; le vecteur vitesse dépend du modèle cinématique considéré ; SHELLS offre sept façons de le prendre en compte :

- 1 : nœud libre sans contrainte de vitesse, les tractions normales sont égales à celles sous une ride océanique, il n'est pas nécessaire d'indiquer la norme et l'azimut.
- 0 : nœud libre sans contrainte de vitesse, les tractions normales sont équivalentes aux contraintes lithostatiques verticales, il n'est pas nécessaire d'indiquer la norme et l'azimut.
- 1 : la vitesse du nœud est fixe le long de l'azimut, la composante perpendiculaire est laissée libre.
- 2 : la vitesse du nœud est complètement contrainte.
- 3 : la vitesse dans la direction du flux mantellique (modèle de plaque) est fixe, cette condition est adaptée aux zones de subduction, la composante de vitesse perpendiculaire est laissée libre.
- 4 : les deux composantes de la vitesse sont fixes et sont automatiquement calculées à l'aide du modèle de plaque utilisé dans SHELLS, option utilisée pour les zones de subduction uniquement.
- 5 : idem que l'option 4, mais pour toutes les autres zones d'études.

De plus, les discontinuités de vitesses peuvent être prises en compte sans difficulté dans SHELLS grâce à la mise en place de deux nœuds superposés au niveau des failles insérées par l'utilisateur.

3.1.3.5 Maillage et données disponibles

Le maillage du modèle est calculé grâce à l'outil graphique OrbWin qui définit les éléments finis sur la sphère à partir des limites imposées telles que les traits de côtes, les frontières de plaques, les failles. La géométrie de la plaque, reproduite par le maillage, est la base de la modélisation. Avec l'outil OrbData, on peut associer à chaque nœud du maillage des données géophysiques extraites de grilles (bathymétrie, flux de chaleur, âge de la lithosphère).

Nous avons ainsi utilisé la grille bathymétrique mondiale ETOPO1 (*Amante et Eakins, 2009*) échantillonnée à 2 minutes d'arc et la grille des âges de la lithosphère de *Müller et al. (2008)* échantillonnée à 2 minutes d'arc. Le tracé des dorsales et de la zone de subduction utilisé pour définir le maillage est celui de *Bird (2003)*; les zones de fracture et failles transformantes ont été numérisées à partir de la grille gravimétrique (*Sandwell et Smith, 1997*) (version 16.1). L'océan Indien présente de nombreuses anomalies de flux de chaleur (*Geller et al., 1983*), mais la densité des mesures reste faible, notamment à proximité des dorsales où j'ai utilisé une valeur constante moyenne de $0,054 \text{ W/m}^2$. Cette valeur est donnée par *Geller et al. (1983)* pour une croûte de 77 Ma. Le Bassin Indien Central et le Bassin de Wharton sont âgés d'environ 75 Ma. L'outil OrbData calcule le flux de chaleur résultant à partir de la bathymétrie, de l'âge de la lithosphère et de la grille d'anomalies de flux de chaleur en surface. Une étude préliminaire, réalisée entre l'envoi du manuscrit aux membres du jury et la soutenance, est présentée dans l'annexe (p. 199) dans laquelle l'ajout d'une anomalie du flux de chaleur de l'ordre de 0.1 W/m^2 dans le Bassin Central Indien est considérée.

3.1.3.6 Définition des vitesses aux limites

Comme nous l'avons vu, les conditions aux limites nécessitent, pour certaines d'entre elles, le calcul des vecteurs vitesse des nœuds situés sur les limites extérieures du maillage. S'agissant d'un problème à plusieurs plaques, il est important que les rotations, desquelles seront déduits les vecteurs vitesse, soient cohérentes entre elles. Nous avons utilisé le modèle cinématique de *DeMets et al. (2005, 2010)*. Dans *DeMets et al. (2005)*, les rotations sont calculées pour les plaques Inde, Capricorne, et Somalie à plusieurs anomalies pointées de façon homogène de part et d'autres des dorsales de Carlsberg et Centrale Indienne. Pour modéliser les déformations aux alentours de la dorsale Centrale Indienne, nous considérerons la rotation finie à l'anomalie 5n.2o (10,949 Ma) comme représentative des mouvements depuis 11 Ma. Nous avons choisi d'utiliser les pôles eulériens calculés pour l'anomalie 5n.2o car la position de ce pôle Inde-Capricorne est très proche de la position moyenne de ce pôle depuis 20 Ma, et qu'un changement semble s'être opéré à peu près à cette date d'après *Merkouriev et DeMets (2006)*. Les rotations du modèle MORVEL (*DeMets et al., 2010*) sont des rotations « instantanées » calculées dans un modèle cinématique global. Nous les utiliserons pour les modèles Capricorne/Antarctique/Australie, Inde/Australie et Inde/Somalie/Capricorne/Australie. Les solutions des modèles MORVEL et *DeMets et al. (2005)* pour le système Somalie/Capricorne/Inde diffèrent légèrement et permettent de tester l'influence de la position du pôle de rotation Inde/Capricorne sur les déformations prédites. Le détail des rotations utilisées se trouve dans le tableau 3.2.

Les vecteurs vitesse (azimut et module) sont calculés pour chaque point des contours du maillage. Ceux-ci sont tangents aux petits cercles centrés sur le pôle de rotation et passant par le point considéré. Si la vitesse angulaire est positive, l'azimut du vecteur vitesse sera l'azimut du pôle de rotation par rapport au point considéré diminué de 90° . Si la vitesse angulaire est négative, cet azimut sera augmenté de 90° .

Plaques	Latitude	Longitude	Angle Ω en $^{\circ}/Ma$
<i>DeMets et al. (2005)</i>			
Capricorne-Somalie	13.99	46.84	$-6.258/10.949 = -0.572$
Inde-Somalie	23.98	29.71	$-4.337/10.949 = -0.396$
Inde-Capricorne	-4.15	74.88	$2.578/10.949 = 0.236$
MORVEL - <i>DeMets et al. (2010)</i>			
Australie-Inde	-10.9	78.9	0.355
Capricorne-Inde	2.0	74.4	0.198
Sunda-Inde	-21.2	-151.8	0.444
Australie-Antarctique	11.3	41.8	0.633
Australie-Capricorne	-25.8	84.7	0.170
Capricorne-Antarctique	20.9	30.3	0.556
Inde-Australie	10.9	-101.1	0.355
Capricorne-Somalie	17.0	45.7	0.567
Inde-Somalie	22.7	31.2	0.412
Rotation déduite de <i>DeMets et al. (2010)</i>			
Antarctique-Inde	10.3	25.4	0.445

TABLE 3.2 – Rotations finies (*DeMets et al., 2005*) et instantanées (*DeMets et al., 2010*). La seconde plaque est fixe, l’angle de rotation est positif dans le sens trigonométrique ; il est divisé par 10,949 Ma (anomalie 5n.o2) pour les rotations de *DeMets et al. (2005)*.

Le module de la vitesse est déterminé par :

$$V = \Omega R_{Terre} \sin(\delta) \quad (3.6)$$

avec Ω la rotation en rad/s , R_{Terre} le rayon de la Terre en m , et δ la distance angulaire entre le pôle de rotation et le point.

3.1.3.7 Simplification d’utilisation et exploitation des résultats.

Le code SHELLS écrit en FORTRAN, initialement développé sous Windows, a été adapté pour fonctionner dans un environnement Linux. Il a, entre autres, été nécessaire d’adapter les fonctions de calcul matriciel. Les routines originales DLSLRB et LSLRG de la bibliothèque IMSL (bibliothèque mathématique propriétaire), dont nous n’avions pas la licence, ont été remplacées, respectivement, par les fonctions DGBSV et SGESV de la bibliothèque LAPACK (bibliothèque mathématique libre (*Anderson et al., 1999*)).

L’exécution du code nécessite ensuite d’utiliser des lignes de commande successives pour entrer les noms de fichiers. Pour simplifier son usage, un peu fastidieux à répétition et sujet aux fautes de frappe, j’ai adapté les entrées et sorties du code à l’aide de procédures Matlab pour effectuer la sélection des fichiers ou modifier les conditions aux limites (calcul des vitesses, association des nœuds du contour avec le type de condition aux limites, ...). La mise en œuvre du code est ainsi facilitée et le risque d’erreur dans l’entrée des paramètres et des conditions aux limites est réduit.

L’outil de visualisation a été modifié afin de permettre l’écriture des résultats dans des fichiers. Cela permet ensuite de représenter les résultats de la modélisation avec d’autres données telles que la sismicité ou dans des projections géographiques plus « pratiques », ou de comparer les résultats de différents modèles. La représentation

en cartes des résultats a été réalisée à l'aide de l'outil GMT (Generic Mapping Tool (*Wessel et Smith, 1991, 1995*)).

3.2 Application aux plaques Inde et Capricorne

Nous disposons avec SHELLS d'un outil adapté au calcul de la déformation intra-plaque. Afin de mieux décrire et comprendre l'origine de ces déformations, nous avons expérimenté le modèle sur les trois régions sismiquement actives et formant des frontières diffuses. La première zone (A sur la figure 3.1) entre la plaque Inde et la plaque Capricorne est centrée sur la région en extension à l'Ouest du banc des Chagos ; la seconde zone d'extension (B sur la figure 3.1), entre les plaques Capricorne et Australie, s'étend du point triple de Rodrigues au Sud-Est du plateau de Saint-Paul et Amsterdam ; enfin la troisième région (C sur la figure 3.1) en compression entre les plaques Inde et Australie, comprend la ride du 90^{ème} Est et le bassin de Wharton, jusqu'à la zone de subduction de Sumatra. Un dernier modèle englobera les trois régions simultanément. La première zone sera étudiée dans ce chapitre et nous permettra d'explorer certains paramètres du code. Et les suivantes seront étudiées dans le chapitre 4.

Ce paragraphe s'intéresse à la première zone, qui forme la frontière Inde/Capricorne. Elle constituera notre zone de test pour les différents paramètres décrits précédemment, dont les conditions aux limites, et évaluer l'influence des données géophysiques et des failles sur la déformation.

3.2.1 Le maillage de la zone

Cette première région s'étend de 8°N à 26°S et de 60°E à 79°E 3.2. Le maillage de cette région est défini en fonction des structures géologiques présentes : il suit la géométrie de la dorsale et comprend les deux flancs de la dorsale Centrale Indienne, la ride des Chagos-Laquédives à l'Est et le plateau des Mascareignes à l'Ouest. Le bord Nord-Est du maillage fait partie de la plaque Indienne et le bord Sud-Est appartient à la plaque Capricorne telle que définie dans *Gordon et al. (1998)*. Les zones de fracture qui découpent la dorsale sont aussi prises en compte par le maillage. Les parties, a priori inactives, des zones de fracture peuvent être « activées » par l'intermédiaire de l'outil OrbWin.

Le maillage 3.2 a été réalisé pour que les bords soient le plus lisse possible tout en limitant le nombre de nœuds afin de faciliter l'insertion des conditions aux limites. Les failles normales représentant essentiellement les segments de dorsales sont en rouge ont une inclinaison de 55°, cet angle, ainsi que ceux des autres failles sont tirés de l'étude de (*Bird, 2004*). Les failles transformantes et les zones de fracture sont en bleu et ont une inclinaison de 90°. Les contours bathymétriques ont été reportés en fond sur la carte.

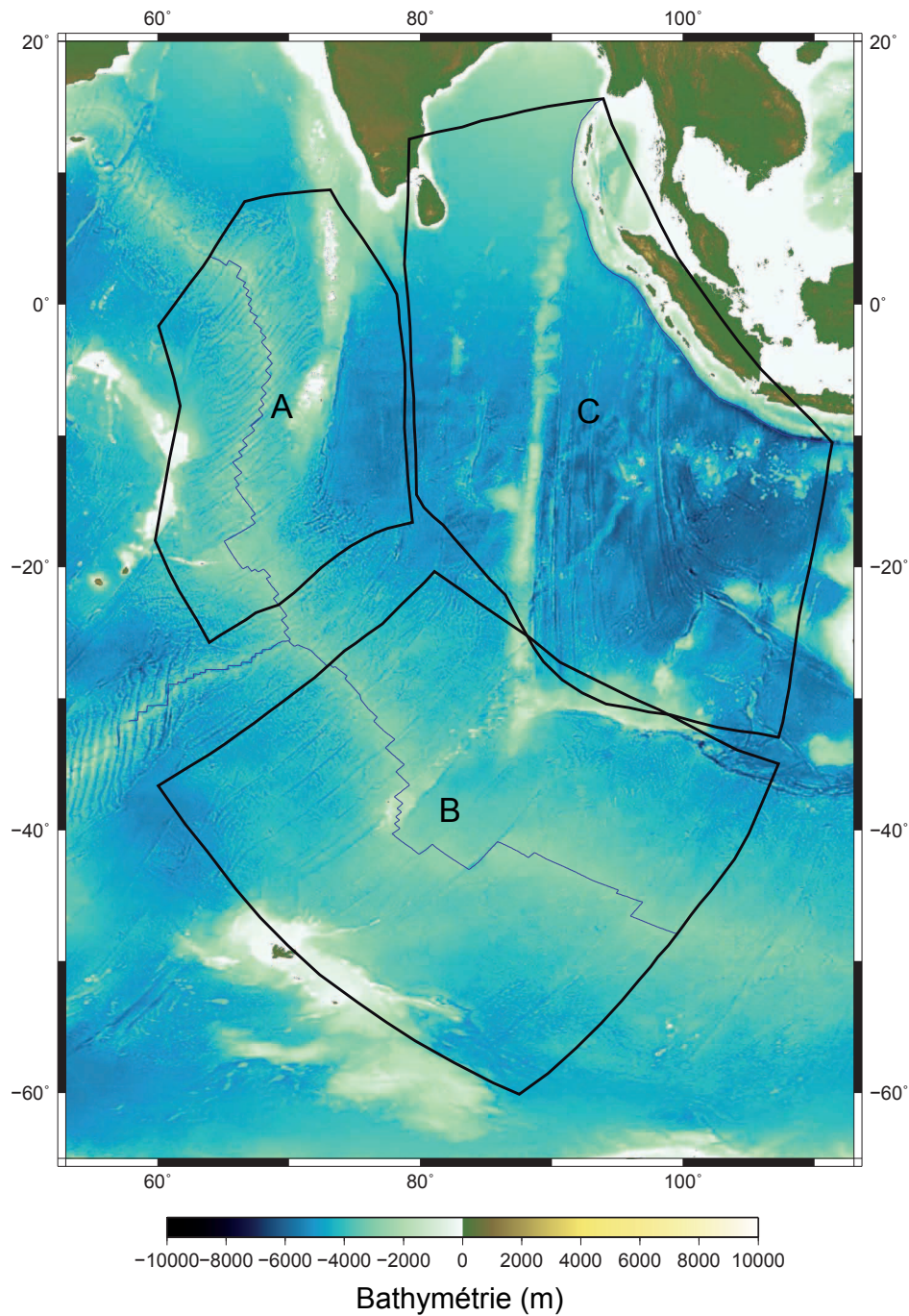


FIGURE 3.1 – Carte bathymétriques de la plaque Indo-Australienne, les limites des maillages réalisés ont été superposés à cette carte. L'étude des déformations a été réalisée sur plusieurs zones : zone A pour la partie extensive entre les plaques Inde et Capricorne ; la zone B extensive également entre les plaques Capricorne et Australie ; et enfin, la zone C correspondant à la zone compressive des bassins de Wharton et Central Indien. Puis, ces trois zones ont été réunies afin d'effectuer une modélisation globale de la plaque Indo-Australienne. Les dorsales et la position de la subduction de Sumatra couvrant les maillages ont été placées également sur cette carte (traits bleus).

3.2.2 Influence des conditions aux limites sur la déformation

Les premiers tests effectués sur ce modèle concernent les conditions aux limites. Le choix de ces conditions s'avère très important, car il influence directement le résultat. Dans les différents tests qui suivent, aucune donnée géophysique n'a été incluse. Seule la géométrie de la dorsale est considérée ainsi que les vitesses sur les bords.

Les paramètres sont ceux du Tableau 3.1 avec pour coefficient de friction des failles 0,03.

3.2.2.1 Vitesses fixées sur tous les bords.

Nous avons considéré ici le cas simple constitué des trois plaques Inde, Capricorne et Somalie dont les vitesses aux bords sont complètement définies par les rotations de *DeMets et al. (2005)*. La plaque de référence (i.e. fixe) est la plaque Inde. Les points disposés sur le bord appartenant à la plaque Inde ont donc une vitesse nulle. Ceux appartenant aux plaques Somalie et Capricorne auront une vitesse déduite des rotations Somalie/Inde et Capricorne/Inde, resp., à l'aide de l'équation 3.6. La condition aux limites attribuée à tous les points est donc de type 2 (voir paragraphe 3.1.3.4).

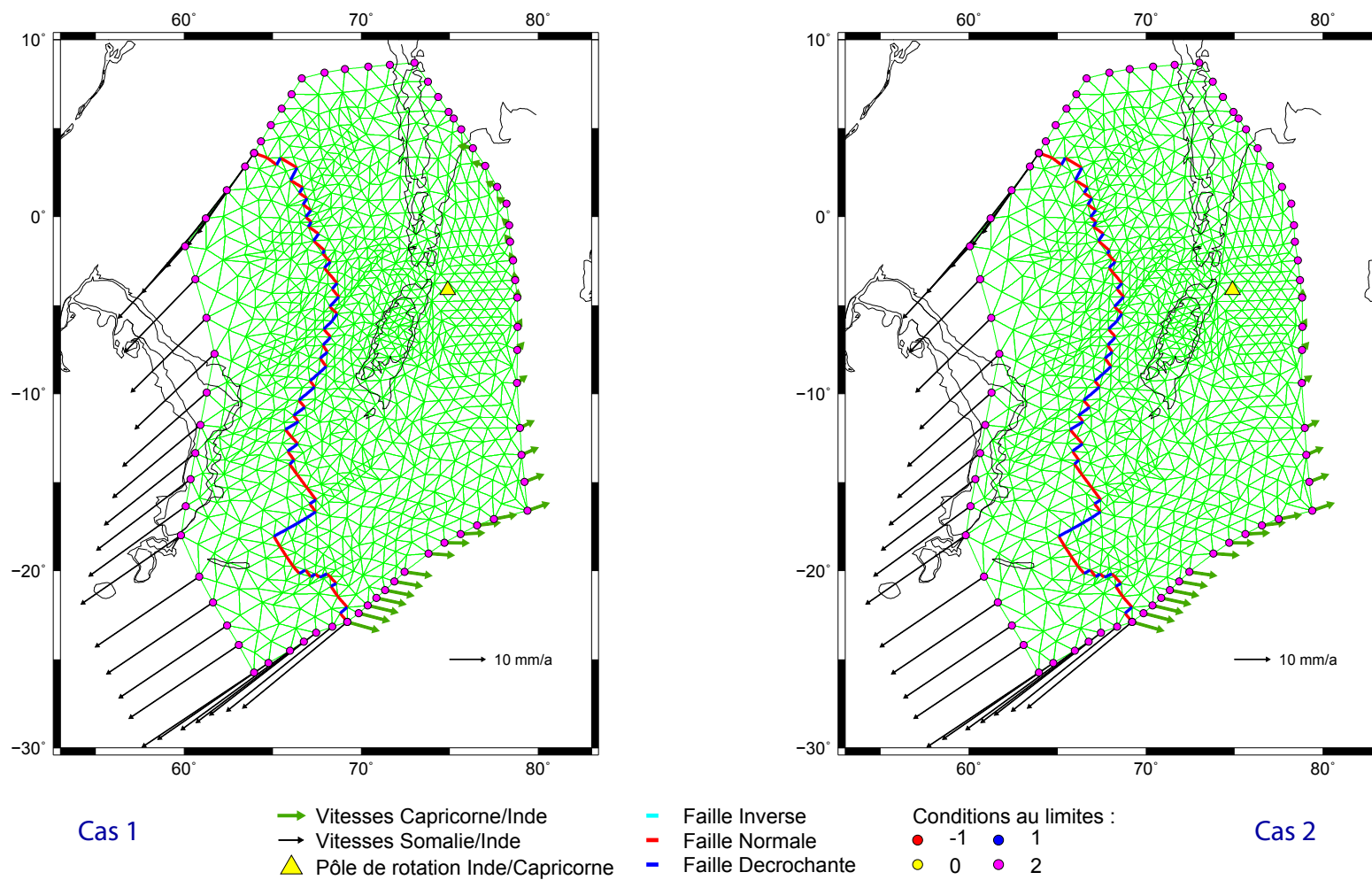


FIGURE 3.2 – Maillage et failles considérées (rouge : failles normales, bleu : failles décrochantes) et vitesses imposées sur ses limites extérieures. Cas 1 : vitesse nulle de l'axe de la dorsale à 76°E. Cas 2 : vitesse nulle de l'axe de la dorsale jusqu'à la latitude de la zone de déformation (4°S). Les traits fins noirs sont les contours bathymétriques (-2000 m, -3000 m, -4000 m et -5000 m). Le pôle de rotation Capricorne/Inde est indiqué par un triangle jaune.

La différence entre les cas 1 et 2 est la limite d'arrêt de la condition de vitesse nulle sur la partie Inde du modèle (Figure 3.2). Dans le cas 1, la vitesse est nulle entre la dorsale et le point situé en 4.9°N, 75.6°E, dans le cas 2, la position de ce point frontière est en 3.5°S, 78.7°E. Choisir ce point revient à définir la position de la frontière entre les plaques Inde et Capricorne. Ces modèles nous montrent la déformation telle qu'elle serait si on imposait une frontière étroite entre les plaques Inde et Capricorne et l'influence de la position de cette frontière.

Les résultats de nos essais (Figure 3.3) seront présentés sous la même forme dans toute la suite de ce mémoire. Les trois cartes montrent pour chaque essai, de gauche à droite, (A) le champ de vitesse en surface résultant, (B) les taux de déformation en chaque nœud ainsi que les directions principales de contrainte associées, et (C) le maximum du logarithme du second invariant du taux de déformation, auquel la sismicité actuelle est superposée. Cette sismicité est extraite du catalogue relocalisé de *Engdahl et al. (1998)* (1964 à 1998) en violet et du catalogue NEIC (1999 à 2010) en rouge, et comprend les CMT des séismes intraplaque du catalogue Harvard (1976 à 2009). La position du pôle de rotation Inde/Capricorne est indiquée, ainsi que les contours bathymétriques (-2000 m, -3000 m, -4000 m et -5000 m extraits de la carte GEBCO).

La carte **A** représente le champ des vecteurs vitesse calculés en chaque nœud par SHELLS. La vitesse est également représentée en norme avec des contours tous les 1 mm/a entre 1 et 15 mm/a, le contour 0,1 mm/a est également représenté pour localiser le pôle de rotation calculé. La carte **B** présente les taux de déformation et orientations des failles (azimut des arcs de grands cercles), la valeur du taux de déformation (longueur et épaisseur du trait), et le type de failles associées aux contraintes (couleur du trait). Les plus grandes déformations sont au niveau de la dorsale. Enfin, la carte **C** montre le maximum du logarithme du second invariant du taux de déformation. Tracer le logarithme permet de ramener les valeurs dans une gamme réduite et de comparer le taux à la sismicité. Le contour en pointillé correspond à la valeur $-16,5 \text{ s}^{-1}$. Cette valeur correspond à 10^{-9} an^{-1} et a été utilisée comme seuil par *Kreemer et al. (2003)*. Les zones contenues dans ce contour ont donc une valeur supérieure et devraient être les plus déformées ou les plus actives sismiquement.

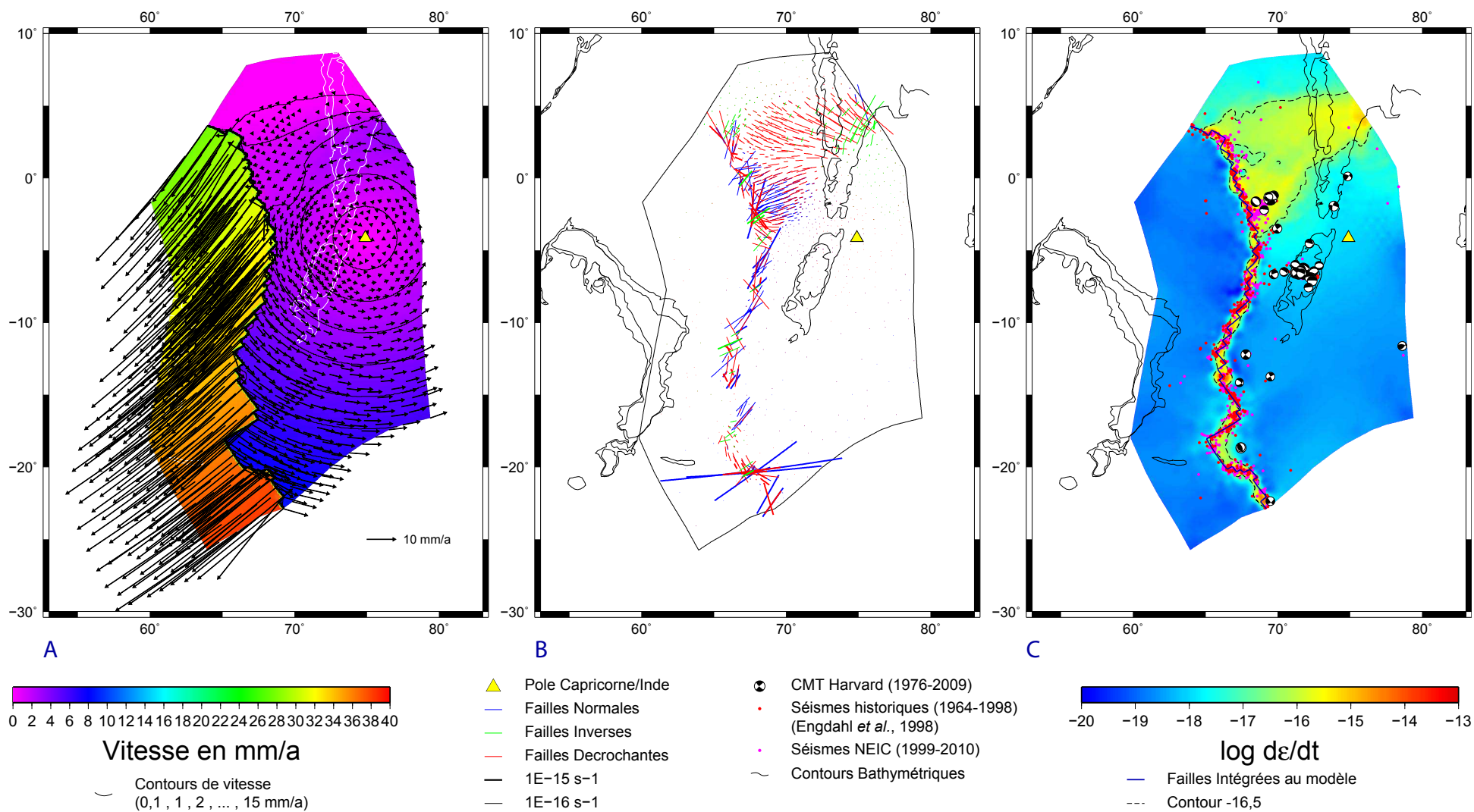


FIGURE 3.3 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 1.

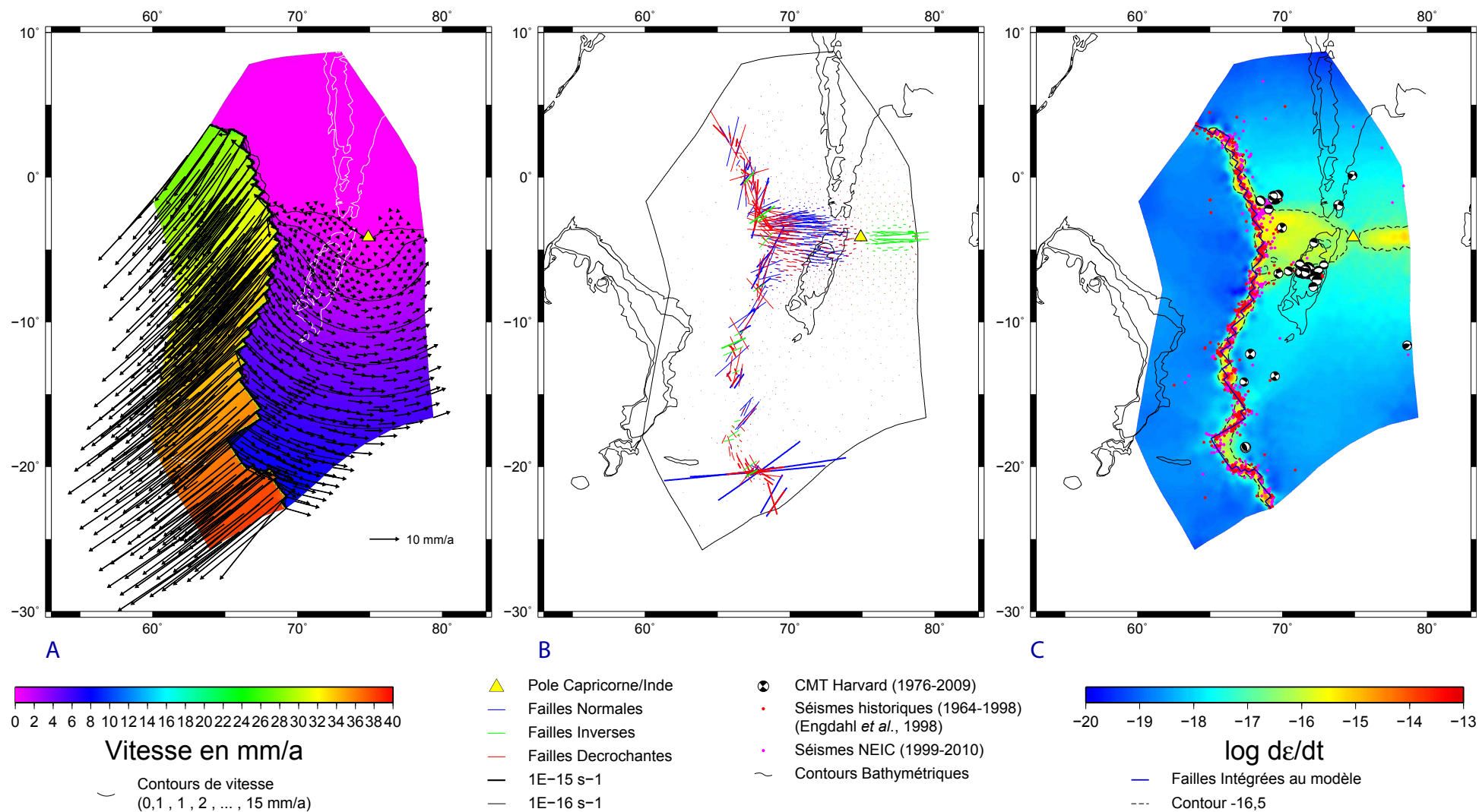


FIGURE 3.4 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 2.

On constate dans le cas 1 que le champ de vitesse permet de retrouver la position du pôle de rotation initial de *DeMets et al.* (2005). Le modèle est contraint par ce pôle de rotation et la déformation se localise entre la dorsale et le point frontière sur le bord Nord-Est.

D'une manière générale et quelles que soient les conditions aux limites imposées au modèle, la déformation est très importante à l'axe de la dorsale Centrale Indienne. L'orientation et le type de certaines failles (failles inverses notamment) sur la dorsale peuvent paraître étonnants. Il s'agit certainement d'un artefact du maillage. En effet, à proximité de la dorsale, un même élément fini peut subir plusieurs contraintes orientées très différemment, avec par exemple un sommet de l'élément qui subit l'ouverture de la dorsale et en même temps, le décrochement de la faille transformante. L'équilibre est alors conservé en faisant subir des contraintes très importantes dans les autres directions. De plus, le tracé des failles transformantes n'est pas complètement cohérent avec le choix du pôle de rotation (il devrait en toute rigueur suivre un petit cercle autour du pôle considéré). La densification du maillage autour de la dorsale aurait certainement atténué ces effets, mais en même temps alourdi le temps de calcul. Dans la mesure où nous cherchons à modéliser les déformations intraplaques et compte tenu des artefacts cités, nous ne rentrerons pas dans le détail des déformations sur la dorsale.

La déformation intraplaque se répartit autour du point frontière avec un mouvement compressif, et à proximité du point (69°E, 2°S) où de l'extension orientée NNO-SSE perpendiculairement aux failles normales, et couplée à un mouvement décrochant. L'orientation des failles de cette zone ne correspond pas à l'extension NNE-SSO traduite par les CMT du catalogue d'Harvard. La sismicité extensive autour du banc des Chagos n'est pas reproduite par le cas 1.

Comme la zone de déformation s'est concentrée entre la dorsale et le point frontière dans le cas 1, on peut s'attendre, si ce point frontière est déplacé vers le Sud, à ce que la zone de déformation se déplace de la même manière. Le cas 2 présente cette situation. On retrouve effectivement une déformation localisée à la latitude du point frontière. A l'Est du pôle de rotation Capricorne/Inde, de la compression Nord-Sud est observée (carte B), tandis qu'à l'Ouest du pôle, de l'extension est présente. Cependant, la région en extension ne coïncide pas avec la sismicité observée.

Ces deux cas montrent bien que, si l'on impose une vitesse à chacun des nœuds sur les limites du maillage, on impose la position de la frontière Capricorne/Inde et la localisation de la déformation. D'autres essais, en changeant le type de condition aux limites (type 1 plutôt que type 2) des plaques Capricorne et Somalie ont été réalisés. Les résultats sont globalement équivalents. Si on applique à la plaque Somalie une condition aux limites de type 1, une déformation faible ($\log d\varepsilon/dt < -16.5$) apparaît sur les bords Nord et Sud et à proximité de la dorsale. La sismicité recensée sur la plaque Somalie est faible, voire inexistante, une telle déformation intraplaque dans ces zones apparaît donc improbable. Dans la suite, nous appliquerons donc à la plaque Somalie une condition de type 2, où les vecteurs vitesse sont complètement contraints par la rotation Somalie/Inde. Laisser une liberté à la composante perpendiculaire de la vitesse (type 1) sur la plaque Capricorne change légèrement la position du pôle de

rotation calculé et l'orientation des failles à proximité du point frontière. La zone de déformation ne recouvre toujours pas la sismicité observée et reste peu étendue. Nous poursuivrons nos tests avec ces deux conditions (type 1 et 2) pour le bord Capricorne.

3.2.2.2 Introduction de bords libres

Les premiers essais montrent clairement qu'imposer une limite étroite entre les plaques Inde et Capricorne n'est pas satisfaisant. La frontière étant diffuse et donc étendue, il est difficile de déterminer où s'arrête la plaque Inde et où commence la plaque Capricorne sur le bord Est du maillage. Le code SHELLS permet de s'affranchir de ce choix, c'est-à-dire de ne pas imposer de conditions sur une série de nœuds. Laisser une section de bord libre revient à lui appliquer l'un des deux types de conditions aux limites -1 et 0.

En laissant le choix entre les types 1 et 2 de conditions aux limites pour la partie Capricorne, quatre cas peuvent être étudiés, nous les nommerons cas 3 à 6. La figure 3.5 présente ces différents modèles et les conditions aux limites appliquées. Le maillage reste le même et le champ de vitesse aux bords est déterminé comme précédemment à partir des rotations de *DeMets et al. (2005)* et seules les conditions aux limites sur les bords Est et Sud du maillage changeront.

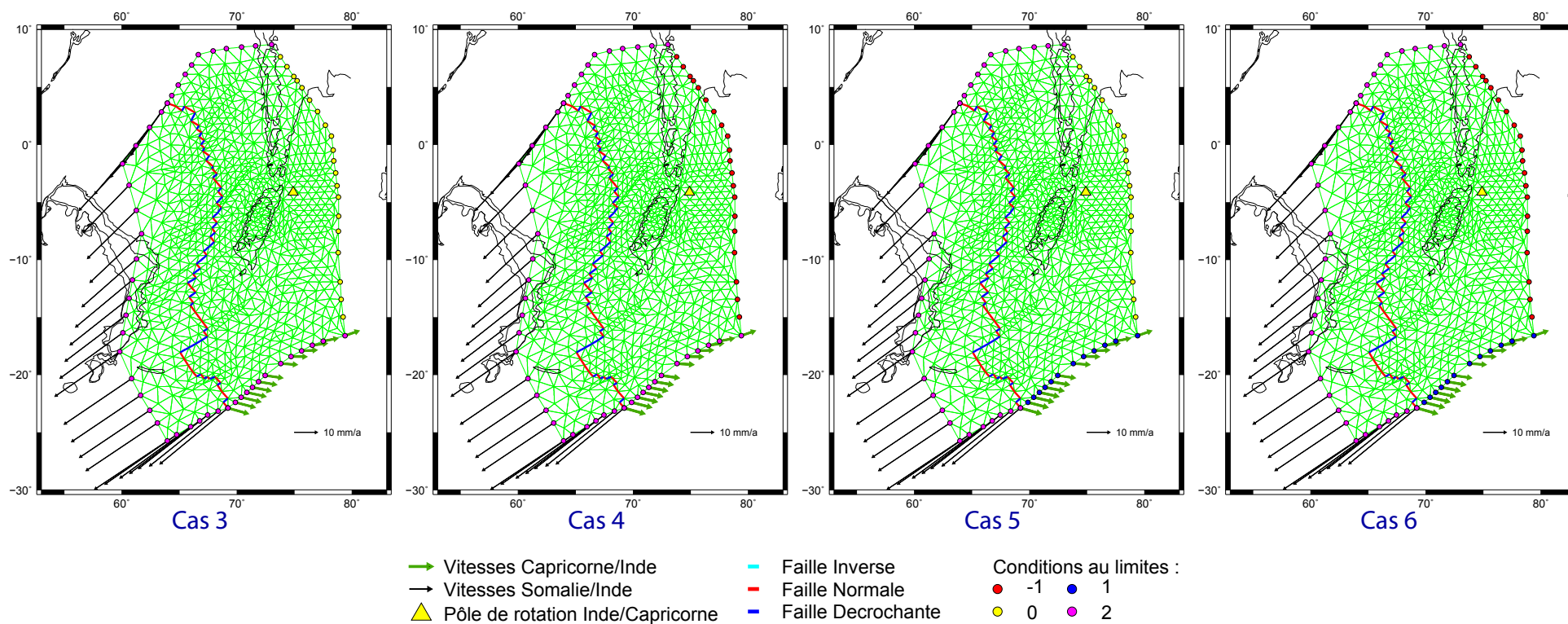


FIGURE 3.5 – Conditions aux limites pour les cas avec bords libres.

Plusieurs observations ressortent des modèles avec un bord libre. Dans tous les cas, le champ de vitesse est différent de celui calculé dans les deux premiers cas. Le pôle Capricorne/Inde déduit du champ de vitesse calculé ne coïncide plus avec le pôle initial. Le pôle prédit se déplace vers la limite Nord du modèle, autrement dit la plaque Inde rigide (à vitesse nulle) se retrouve confinée dans la partie la plus Nord du modèle.

Dans le cas 3 (type 0 à l'Est, type 2 bord Capricorne; Figure 3.6), on observe plusieurs zones de déformation extensives étroites, perpendiculaires à la dorsale, dont les deux principales sont localisées au Nord et au Sud, sur le bord Capricorne. De la sismicité est localisée dans la zone Nord, mais pas sur une étendue aussi importante. Sur le bord Capricorne, en revanche, aucune sismicité n'est observée. Deux plus petites zones de déformation extensive sont présentes vers $68^{\circ}\text{E}, 15^{\circ}\text{S}$ où la sismicité est absente et vers 68°E , de 2°S à 4°S , au Nord-Ouest du banc des Chagos où de la sismicité est observée, mais avec une direction d'extension différente des CMT du catalogue Harvard. Autrement dit, la sismicité du banc des Chagos n'est pas bien prédite par ce modèle. La déformation compressive prédite à l'Est du pôle de rotation initial reste extrêmement faible.

Les autres cas présentent globalement les mêmes caractéristiques : deux grandes zones de déformation extensive perpendiculaires à la dorsale au Nord et au Sud. Le passage à la condition -1 à l'Est (cas 4 Figure 3.7), réduit fortement les deux petites zones de déformation et supprime la zone de faible déformation à l'Est. Dans les cas 5 et 6, on retrouve le même comportement que dans les cas 3 et 4 respectivement à l'exception de la zone de déformation au Sud qui se réduit et qui passe à un comportement décrochant en s'éloignant de la dorsale.

Ces modèles ne sont pas satisfaisants en l'état. La liberté offerte au bord Est ne suffit pas pour reproduire toutes les zones de sismicité. Des essais supplémentaires ont été réalisés en réduisant la zone de liberté à l'Est. On observe alors de la déformation à proximité des points où les conditions aux limites changent comme dans les cas 1 et 2. La déformation est plus diffuse à proximité de la dorsale mais ne couvre pas le banc des Chagos, et induit un choix des nœuds limites entre le bord libre et les bords Inde et Capricorne.

On peut conclure de cette série d'essais que les conditions aux limites ne sont pas le seul facteur influençant la déformation. On constate qu'en laissant le bord Est libre, la localisation de la déformation n'est plus tributaire du choix de la position de la frontière entre les plaques Inde et Capricorne.

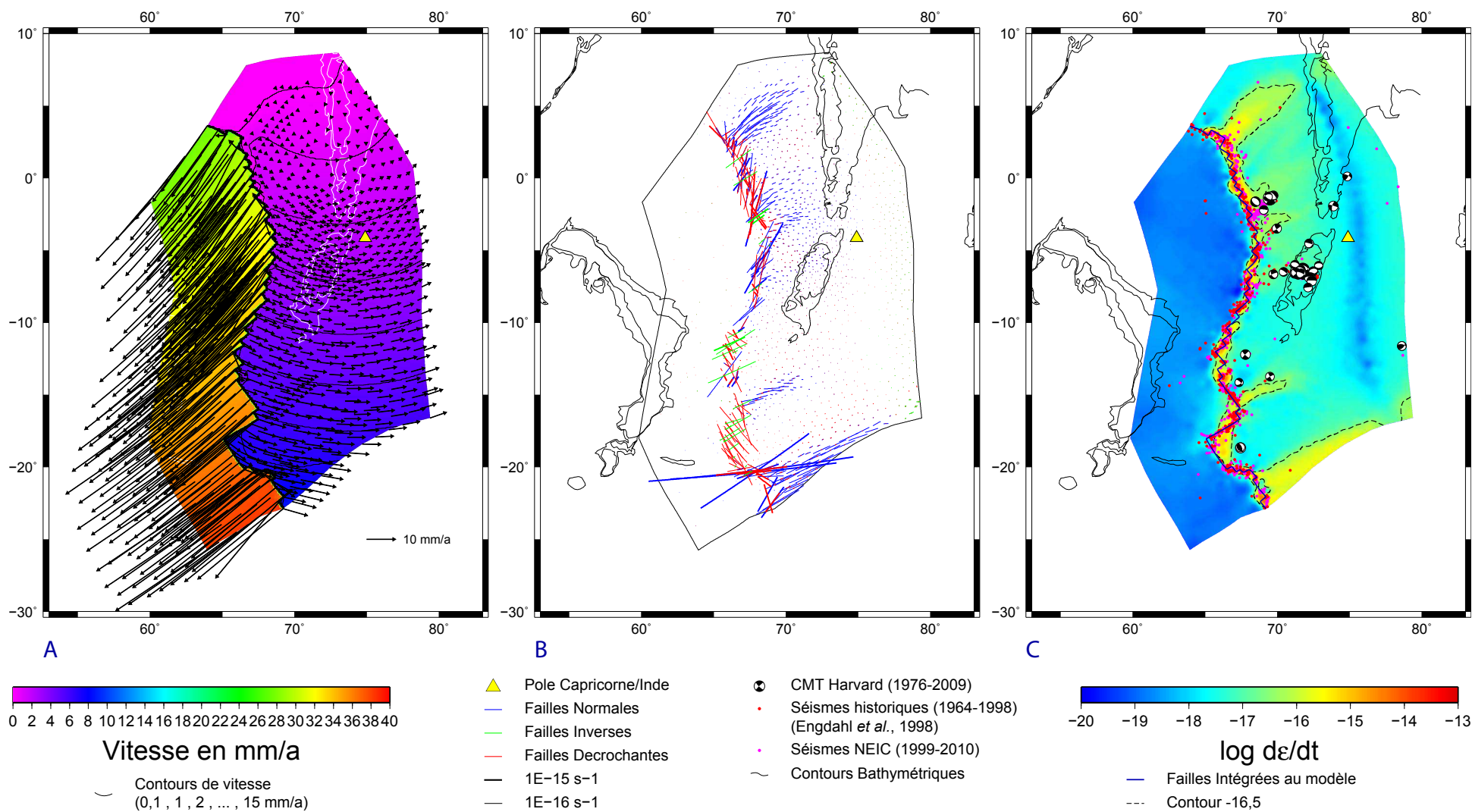


FIGURE 3.6 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 3.

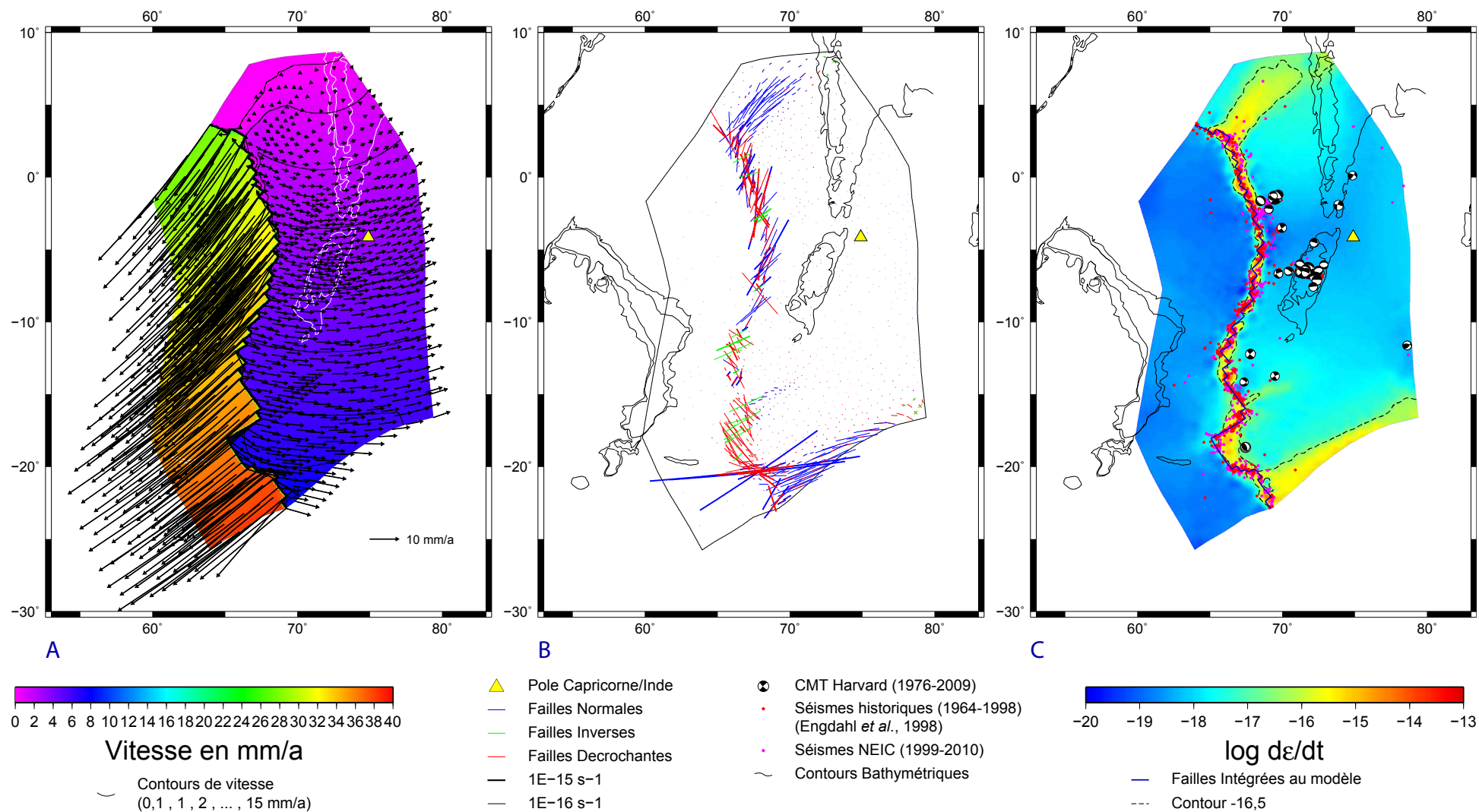


FIGURE 3.7 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 4.

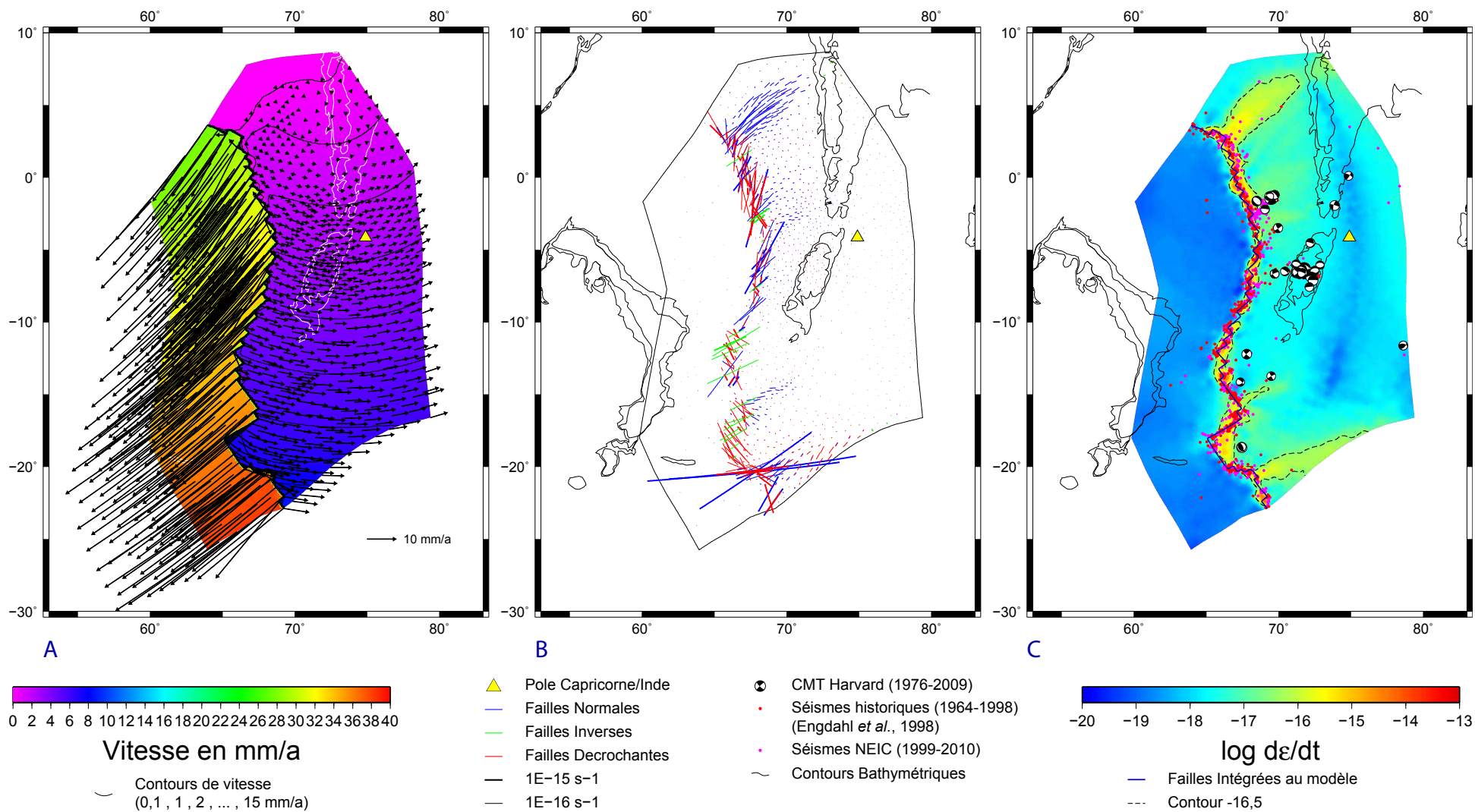


FIGURE 3.8 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 5.

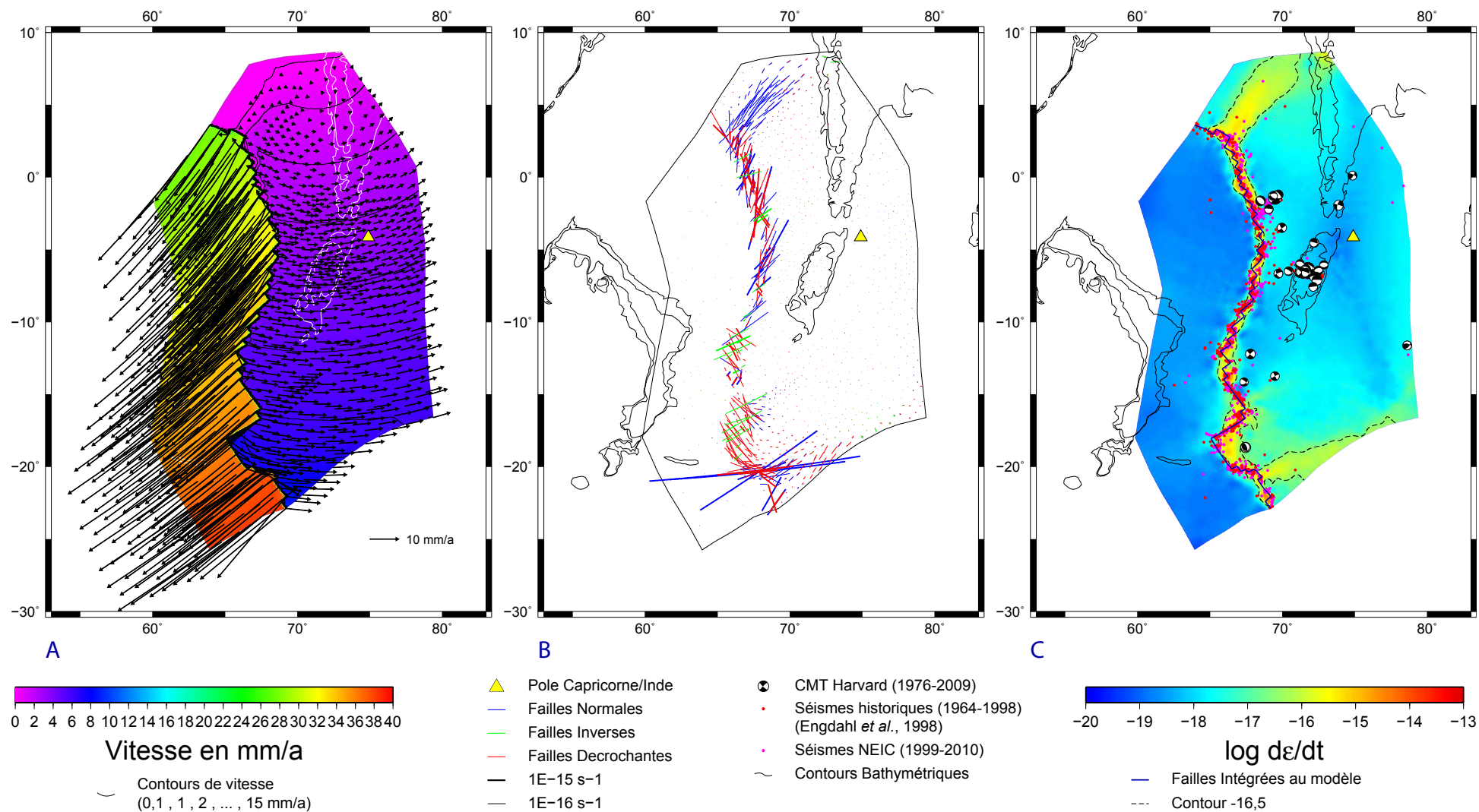


FIGURE 3.9 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 6.

3.2.3 Influence des contraintes géophysiques sur la déformation

Les propriétés physiques aux mailles jouent très certainement un rôle important sur les déformations. L'âge de la lithosphère influence directement la température de la lithosphère et donc, son comportement mécanique. La bathymétrie, comme on l'a vu dans le Chapitre 1, est très variée. Le flux de chaleur comporte des anomalies importantes en surface dans l'Océan Indien, mais la densité des mesures n'est pas suffisante à proximité de la dorsale, j'ai donc utilisé une valeur constante moyenne de $0,054 \text{ W/m}^2$.

Plusieurs essais ont été réalisés là encore, en ne considérant que l'âge de la lithosphère, que la bathymétrie, puis que des combinaisons de toutes les contraintes géophysiques. Les modèles ne tenant compte que de l'âge de la lithosphère (avec les conditions aux limites des cas 3, 4, 5 et 6) n'ont pas convergé vers une solution réaliste. Je présente ici les modèles tenant compte de toutes les données géophysiques pour chacun des quatre cas précédents (3, 4, 5 et 6). L'ajout d'une grille d'anomalie du flux de chaleur en surface ne change pas les résultats. Comme nous utilisons une grille ne contenant pas de contraste, l'effet est le même sur toute le modèle et n'entraîne pas de changements majeurs. Cependant, le flux de chaleur à grande longueur d'onde est directement lié à l'âge de la lithosphère.

La figure 3.10 présente les différentes grilles utilisées pour la zone d'étude. La figure 3.11 représente les épaisseurs de croûte et du manteau calculées par l'outil OrbData à partir de l'âge de la lithosphère, de la bathymétrie et des anomalies de flux de chaleurs en surface. Les épaisseurs de croûte sont globalement inférieure à 8 km. Sous les structures comme le banc des Chagos, ou Broken ridge, l'épaisseur de croûte peut atteindre plus de 20 km. Concernant, l'épaisseur du manteau lithosphérique, il est lié directement à l'âge de la lithosphère et a une épaisseur de l'ordre de 50 km dans le bassin central Indien. Il est possible de tracer le profil rhéologique lié à ces calculs de OrbData.

La figure 3.12 présente deux profils rhéologiques. La courbe verte est la limite de résistance en fonction de la profondeur. La courbe violette est la loi de Byerlee. Plus cette limite sera élevée, plus la roche sera résistante et plus la limite d'élasticité sera grande. A droite de cette courbe, la déformation est cassante ou ductile. Les déformations ductiles sont des grandes déformations qui dépassent les limites de l'élasticité. Les déformations cassantes se matérialisent par la présence de failles issues de la rupture de la roche. Ce profil se découpe en deux zones, une supérieure pour la croûte, et une inférieure pour le manteau. Le premier profil, situé au niveau du banc des Chagos, montre une résistance du manteau faible qui est généralement liée à un gradient géothermique élevé et une épaisseur de croûte élevée ($> 20 \text{ km}$) cohérente avec les estimations de *Francis et Shor* (1966) et *Ashalatha et al.* (1991) et les modélisations de *Henstock et Thompson* (2004). Le second profil, situé plus au sud (71°E , 16°S) où il n'y a pas la présence de structures géologiques et à un âge de lithosphère équivalent au premier, présente une résistance bien plus élevée du manteau avec une épaisseur de croûte faible typique d'une lithosphère océanique.

Les conditions aux limites des cas 7, 8, 9 et 10 sont respectivement équivalentes à

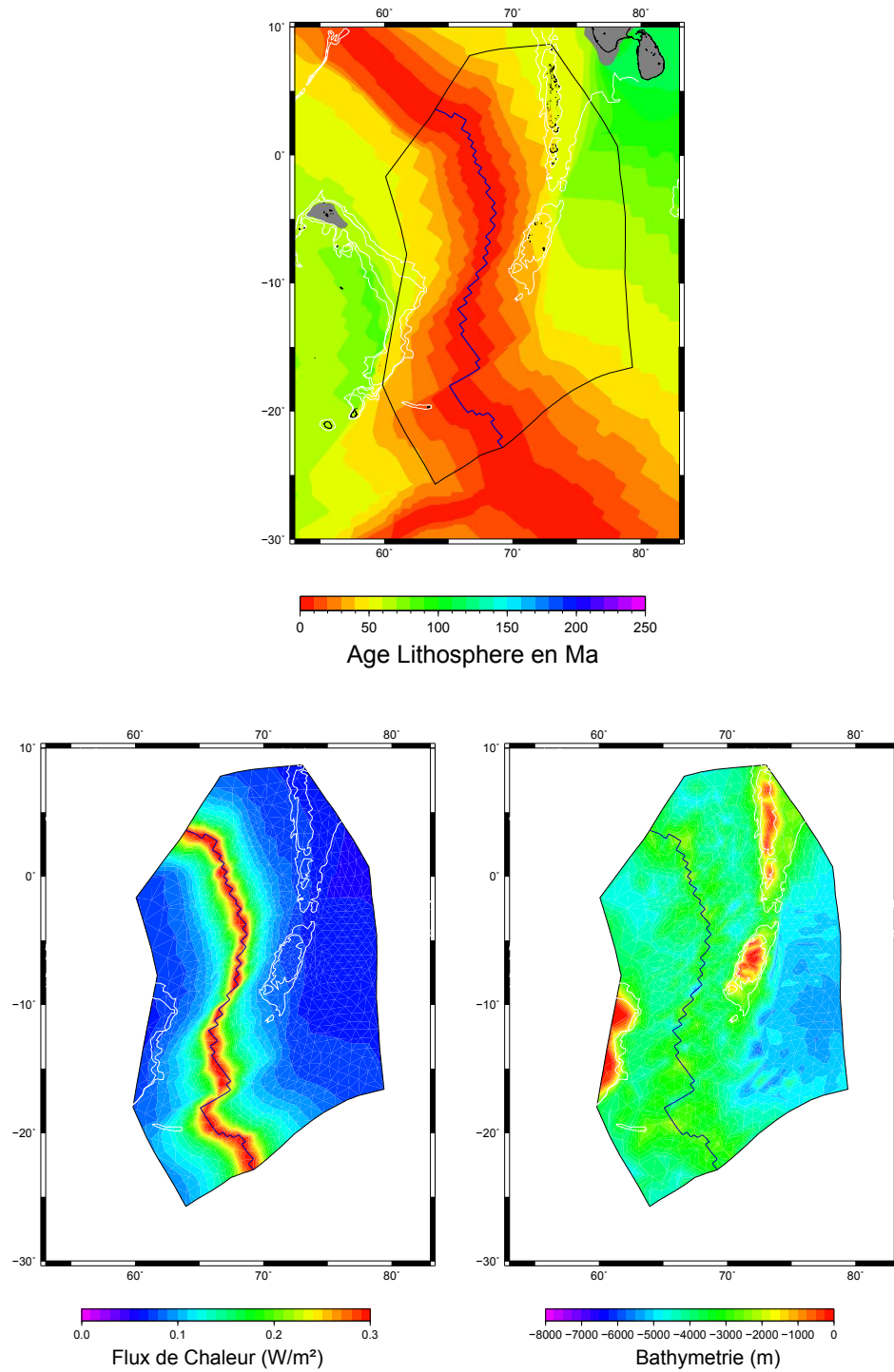


FIGURE 3.10 – Grille des âges de la lithosphère (*Müller et al.*, 2008) (en haut), grille de flux de chaleur calculée par « OrbData » (en bas à gauche) et grille bathymétrique ETOPO1 *Amante et Eakins* (2009) (en bas à droite), prises en compte dans nos modèles.

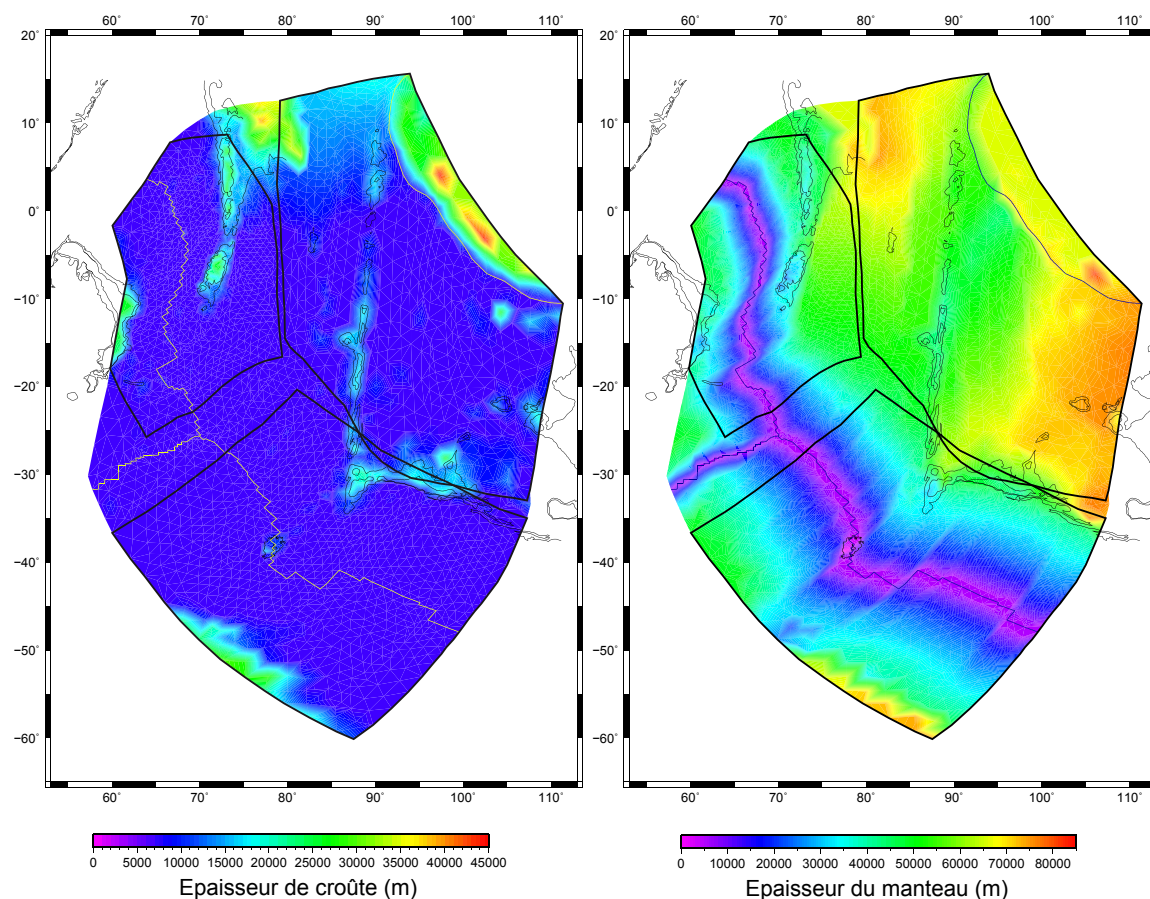


FIGURE 3.11 – Epaisseurs de croûte et du manteau lithosphérique pour les maillages réalisés.

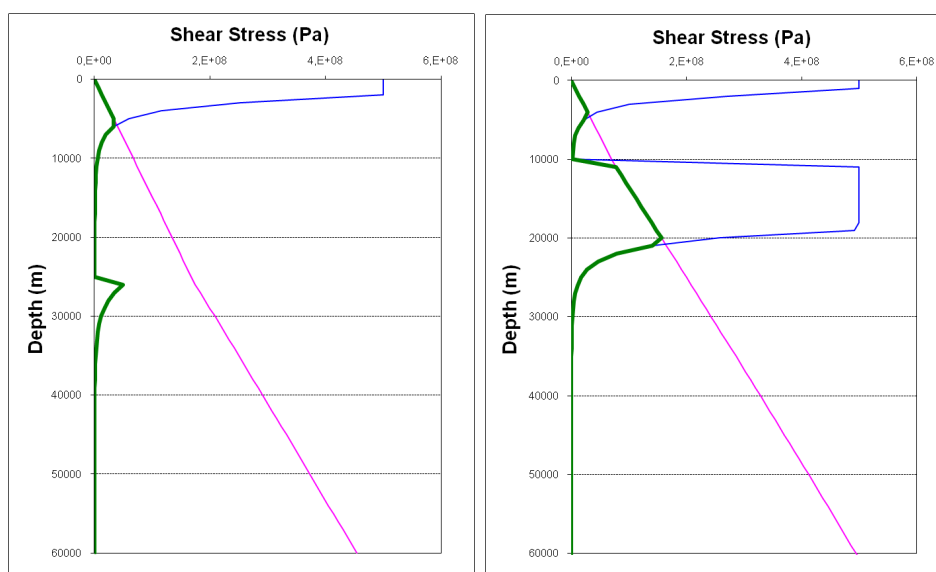


FIGURE 3.12 – Profils rhéologiques prédits par le code SHELLS au droit du banc des Chagos (à gauche, 71°E, 8°S) et d'une lithosphère océanique « normale » de même âge (71°E, 16°S; 35 Ma). La présence du banc des Chagos affaiblit la résistance mécanique de la lithosphère (croûte et manteau).

celles des cas 3, 4, 5 et 6 (voir Figure 3.5). Les propriétés géophysiques apportent des changements dans la répartition de la déformation, surtout pour les cas 8 et 10. L'analyse de ces cas et leur comparaison avec les modèles sans informations géophysiques permettra de tester leur influence sur la déformation. Dans tous les cas, une déformation importante apparaît au milieu du banc des Chagos, marqué par une sismicité très active. Les résultats des cas 7, 8, 9 et 10 sont présentés sur les Figures 3.13, 3.14, 3.15, 3.16. La Figure 3.17 regroupe les différences respectives entre les cas 7, 8, 9 et 10 avec les cas 3, 4, 5 et 6.

Dans le cas 7, la déformation est accentuée au niveau des Chagos. Les deux principales zones de déformation restent localisées au Nord et au Sud du maillage et leur extension s'accroît très légèrement. Les contrastes sont de manière générale plus importants entre zones déformées et non-déformées. La situation est globalement équivalente pour le cas 9, avec cependant le logarithme du maximum de la déformation qui reste inférieure à -16,5 au niveau du banc des Chagos. Seule la zone de déformation au Nord Ouest des Chagos augmente par rapport au cas 5.

Les changements sont beaucoup plus notoires pour les cas 8 et 10. Les lignes de déformation au Nord et au Sud sont moins intenses, et les déformations s'intensifient au Nord-Ouest, à l'Ouest et autour du banc des Chagos. Les zones de déformation coïncident globalement avec la sismicité historique. La principale différence entre les cas 8 et 10 se situe au Nord-Ouest des Chagos. La sismicité autour du point 69°N, 2°S ne correspond pas à de la déformation dans le cas 8. La déformation dans cette zone pour le cas 10 englobe toute la sismicité. On observe cependant que l'orientation des failles calculées par SHELLS dans cette région ne sont pas parallèles aux directions données par les CMT.

Nous pouvons faire une remarque concernant la position des zones à faible taux de déformation. On peut constater que le taux de déformation est plus faible lorsque les failles transformantes sont longues. C'est le cas pour la faille transformante Marie-Celeste où juste au Sud nous observons une zone de faible taux de déformation. De manière moins marquée, un peu plus au Nord, il y a une succession de courtes failles transformantes et de courts segments de dorsale.

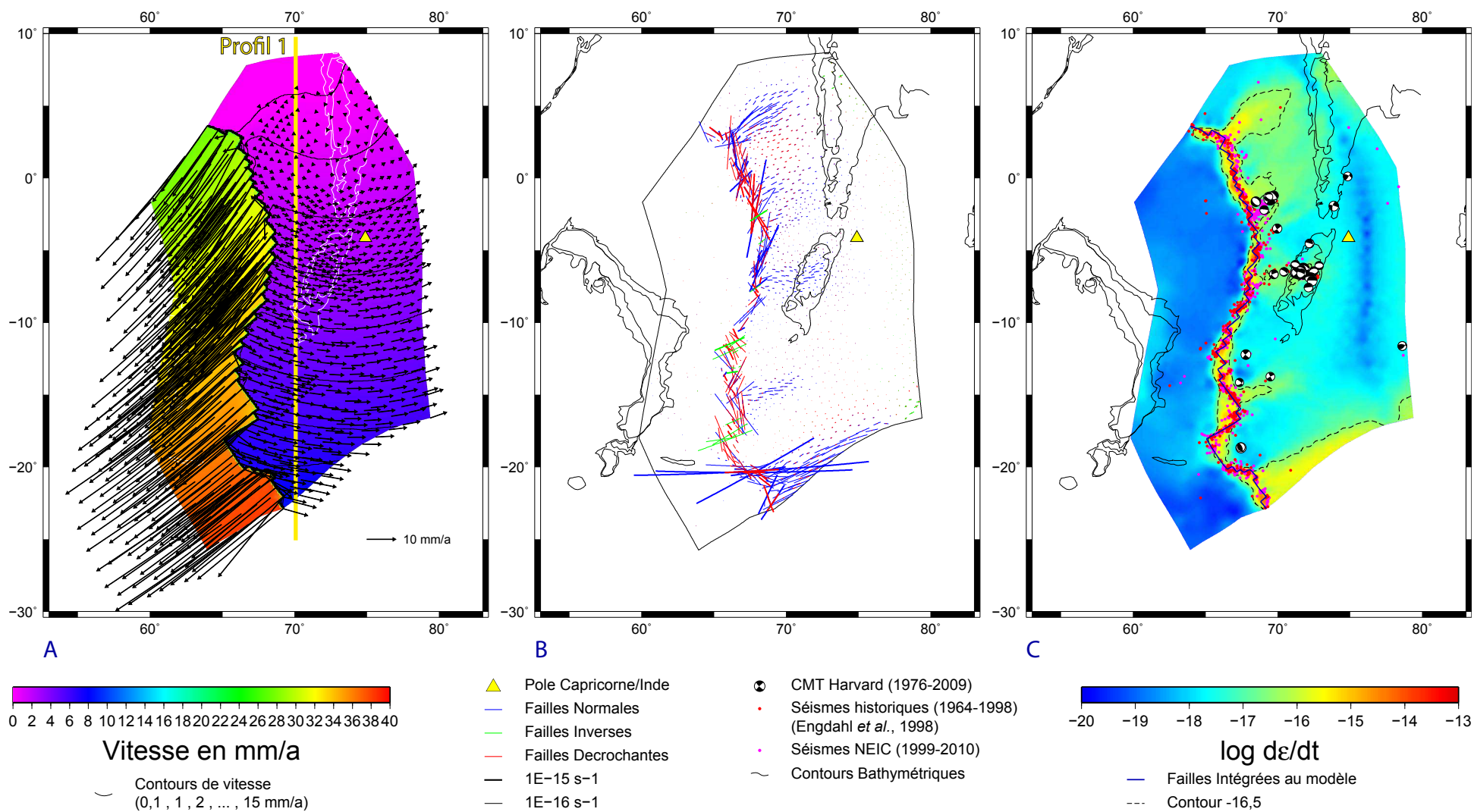


FIGURE 3.13 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 7.

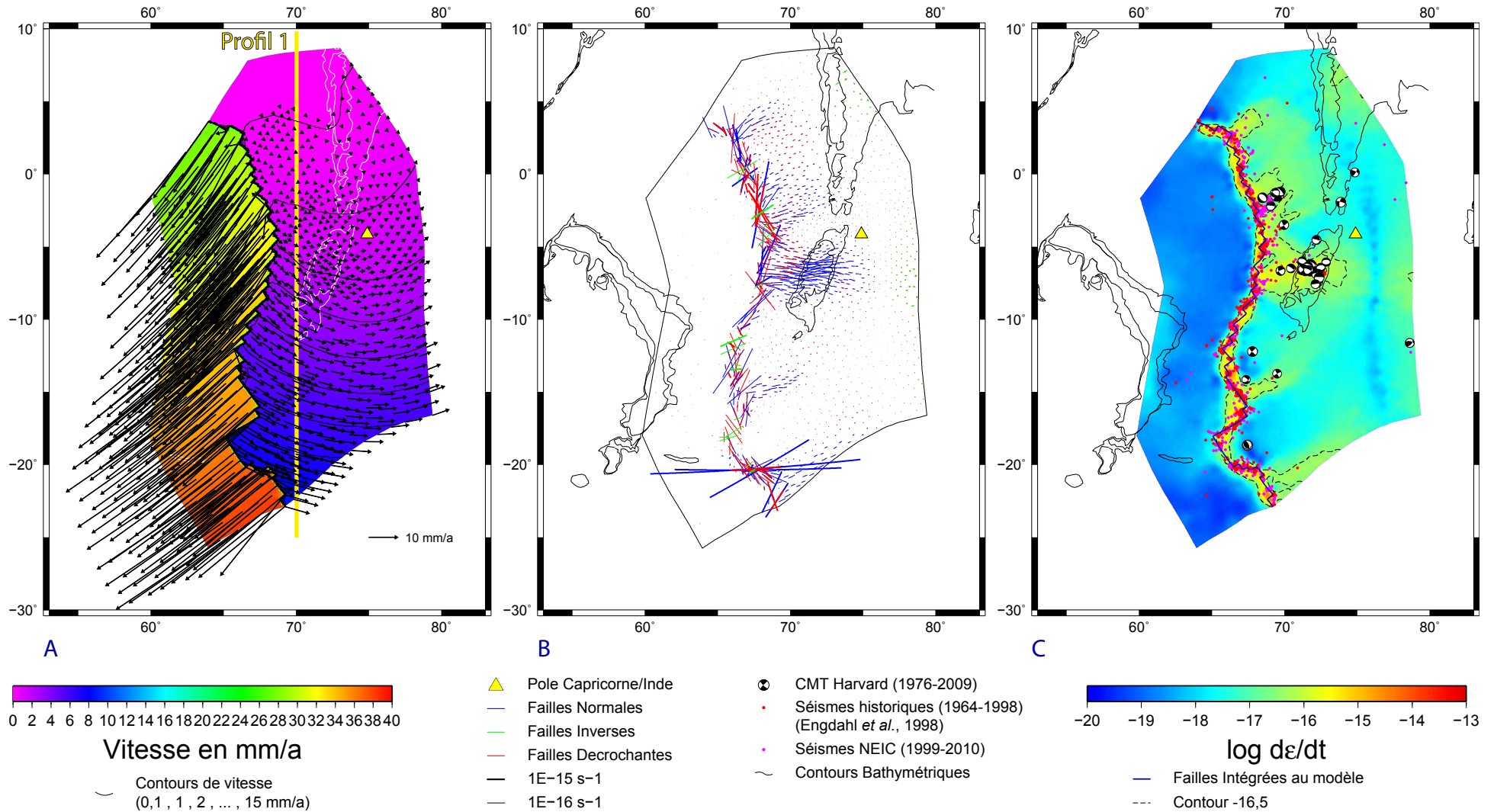


FIGURE 3.14 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 8.

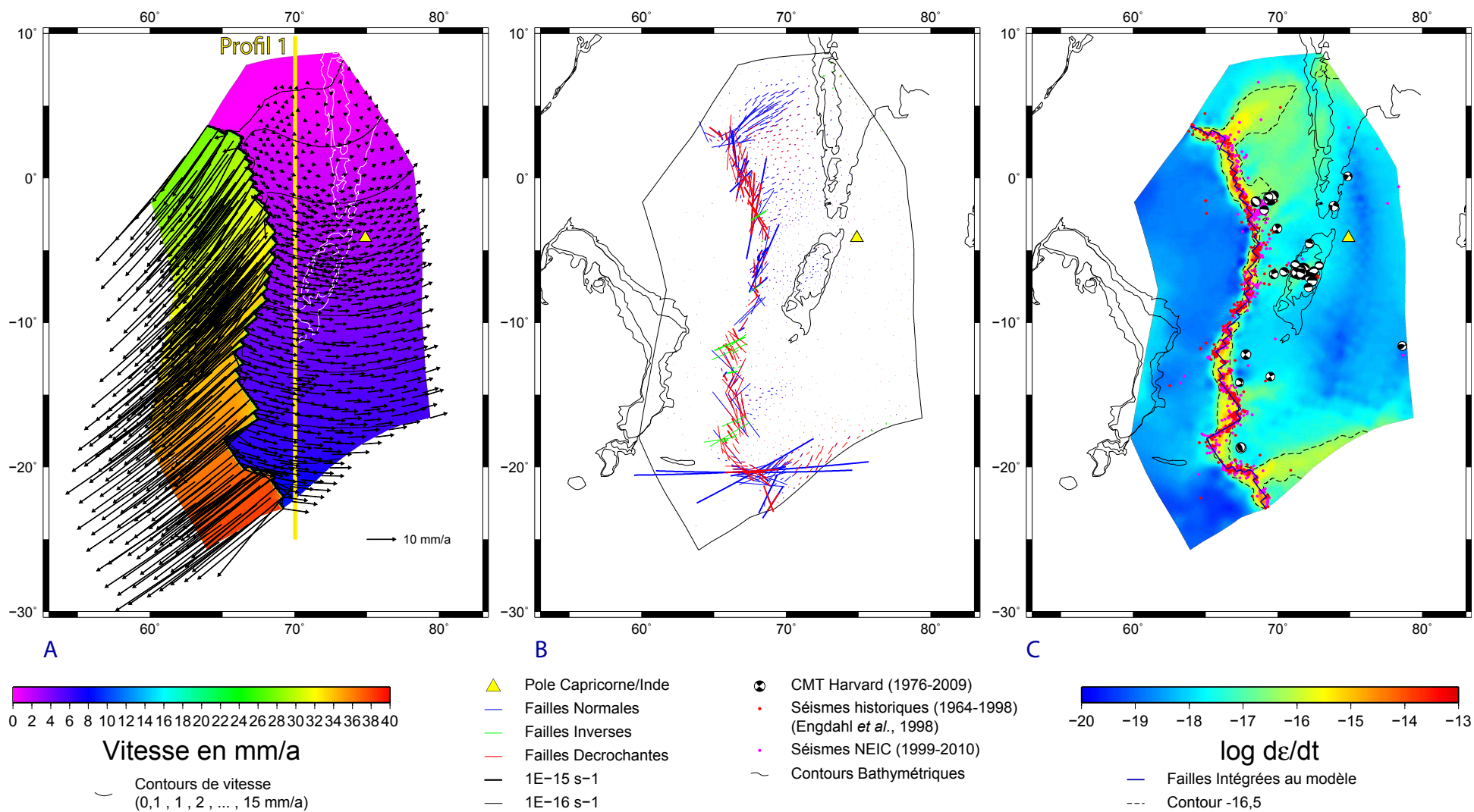


FIGURE 3.15 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 9.

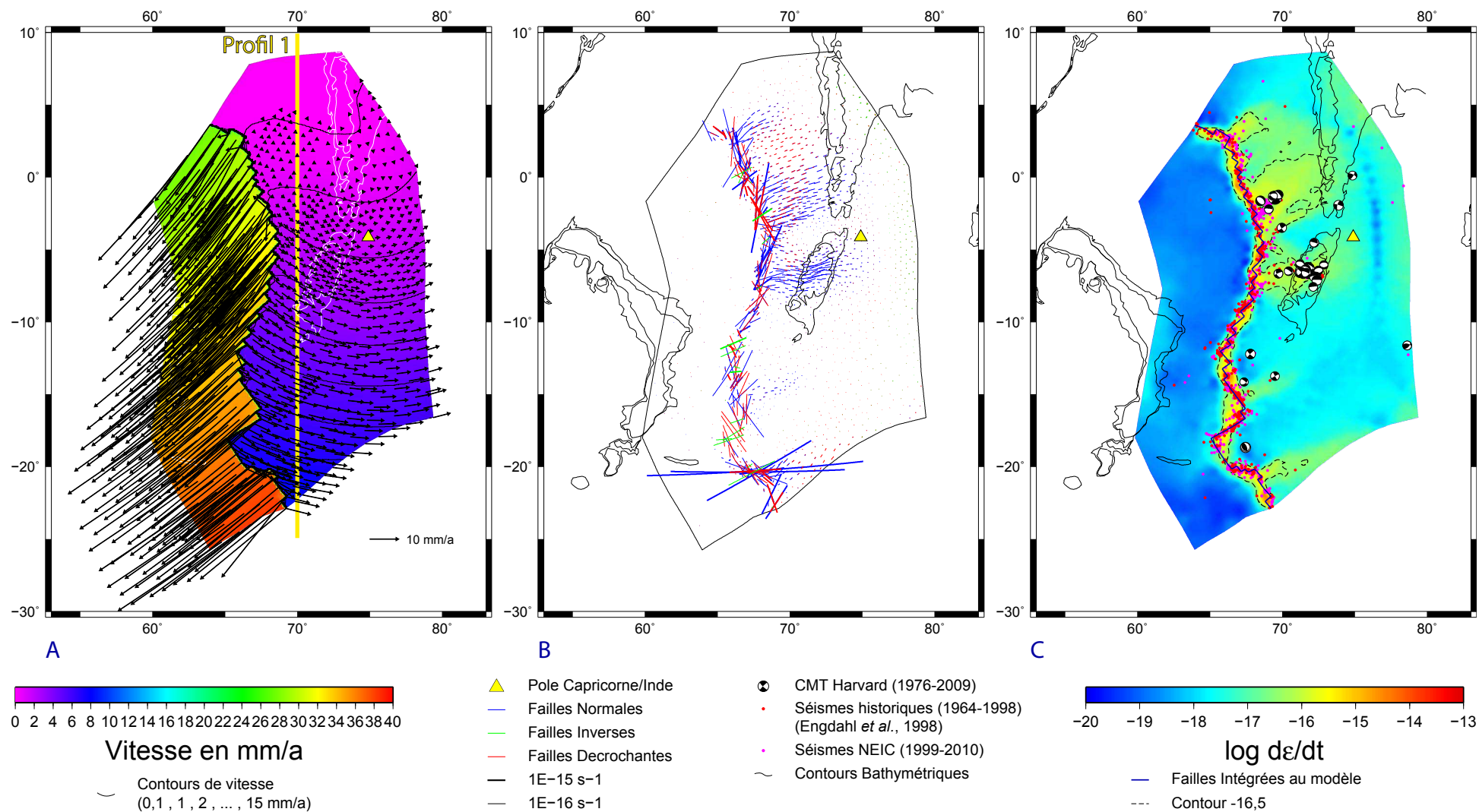


FIGURE 3.16 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 10.

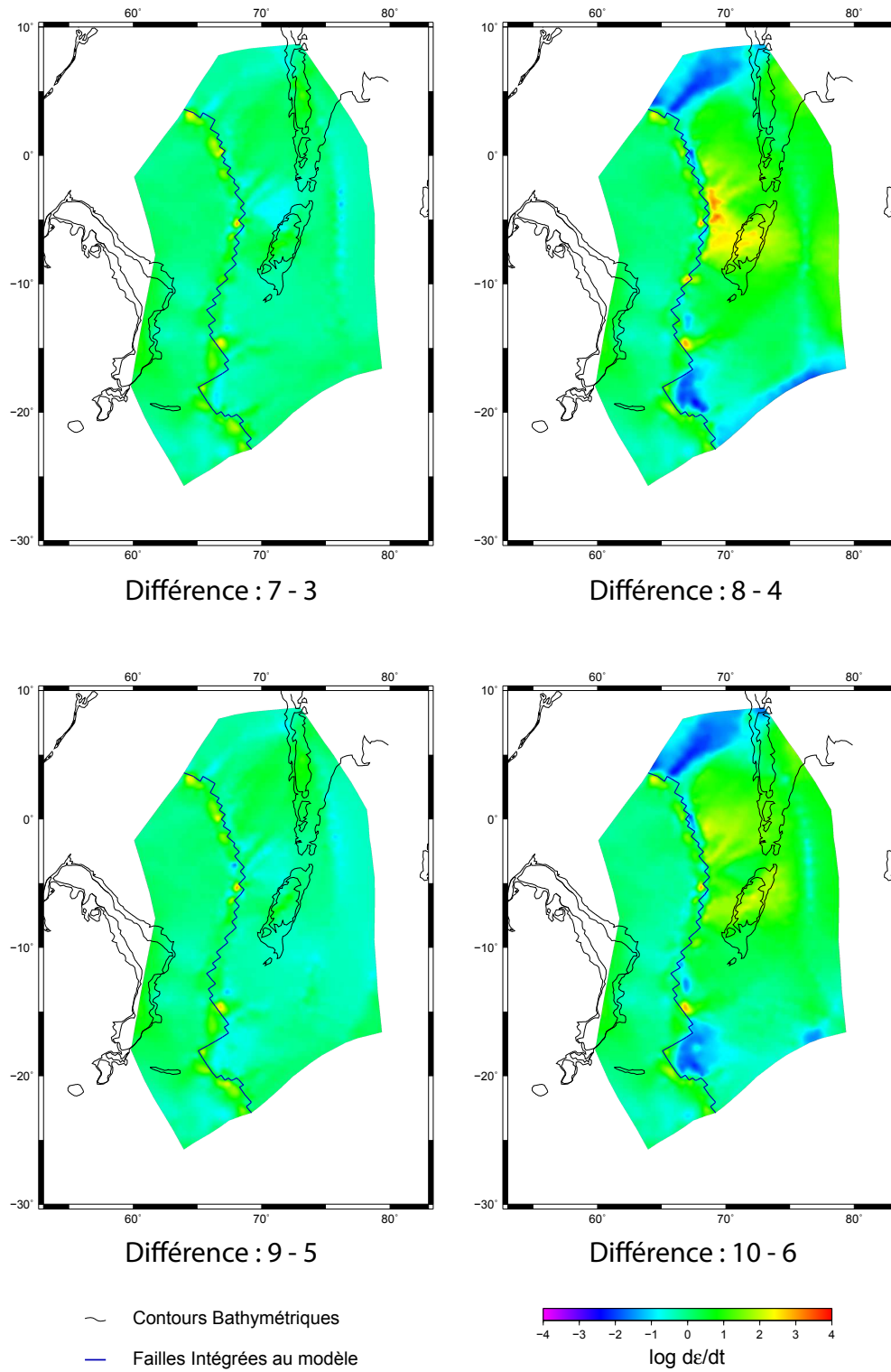


FIGURE 3.17 – Comparaison du logarithme des taux de déformation par la différence entre les cas 7 et 10, et entre les cas 3 et 6.

Contours	Cas 7		Cas 8		Cas 9		Cas 10	
	Lon.	Lat.	Lon.	Lat.	Lon.	Lat.	Lon.	Lat.
3 mm/a	73.24	1.34	73.96	-3.25	72.74	4.80	74.80	1.65
4 mm/a	73.23	2.37	74.35	-3.86	72.15	9.45	74.98	1.37
5 mm/a	73.53	2.67	74.65	-2.18	72.88	4.73	75.04	0.10

TABLE 3.3 – Pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de la vitesse de surface (3 mm/a, 4 mm/a et 5 mm/a) pour les cas 7, 8, 9 et 10. Le pôle de rotation initial était situé à 74.88°E, 4.15°S.

J’ai également calculé les positions des pôles de rotation à partir des contours à 4 et 5 mm/a pour les modèles avec contraintes géophysiques. J’ai choisi ces contours car ils ne sont pas contraints directement par le champ de vitesse imposé sur le bord Capricorne, et que leur courbure laisse penser qu’ils sont loin du pôle. Les résultats de ces calculs sont synthétisés dans le tableau 3.3. J’ai utilisé l’outil « fitcircle » de GMT avec la méthode des valeurs propres. Le pôle de rotation initial Capricorne/Inde est situé en 74,88°N, 4,15°S. Le cas 8 est le plus proche de cette position. Le cas 10 est plus au Nord. Les cas 7 et 9 sont situés plus au Nord-Est. Le déplacement vers le Nord des pôles est une conséquence de la recherche d’équilibre du code SHELLS.

Le champ de vitesse a été projeté le long d’un profil Nord-Sud situé à la longitude 70°E (Figure 3.18). Ces profils de vitesse montrent de quelle façon la vitesse augmente entre 0 pour le bord Inde et la composante Nord-Sud de la vitesse imposée au bord Capricorne à partir de la rotation Capricorne/Inde. Cette vitesse (2,3 mm/a) est la même pour les quatre cas présentés dans ce paragraphe. Ces profils de vitesse n’évoluent pas de la même manière selon les cas. Dans les cas 7 et 9, la vitesse augmente quasi linéairement avec la latitude jusqu’à l’extrémité sud où elle croît très rapidement. Par contre, les cas 8 et 10 sont plus intéressants. Dans ces deux cas, la vitesse croît entre 0° et 8°S, avec un brusque saut entre 5°S et 8°S pour le cas 8 et une augmentation plus linéaire dans le cas 10. Ces changements de pente montrent comment la déformation se répartit le long du méridien 70°E. Dans les cas 8 et 10, elle est la plus intense entre 0° et 8°S.

De cette série de tests (7 à 10), il ressort que les cas 8 et 10 sont les plus proches des observations, car ils prédisent les maxima de déformation là où la sismicité apparaît la plus intense, à 4°N, 2°S, sur le banc des Chagos (6°S), voire même à 15°S. Dans le cas 10, les zones déformées sont plus étendues et englobent des régions quasi exemptes de sismicité. Autre observation commune à ces modèles, la présence d’une ligne méridienne « neutre » à l’Est du pôle de rotation initial ; à l’Est de cette ligne, et seulement dans les modèles 8 et 10, apparaît une ligne de déformation en compression. Enfin, il reste toujours cet effet de bord le long de la limite Sud des modèles 7 à 10. De ces différents modèles, nous ne retiendrons donc que le modèle 8 pour la suite de l’étude. La prise en compte de la topographie des fonds océaniques semble jouer un rôle majeur dans la localisation d’une déformation importante sur le banc des Chagos.

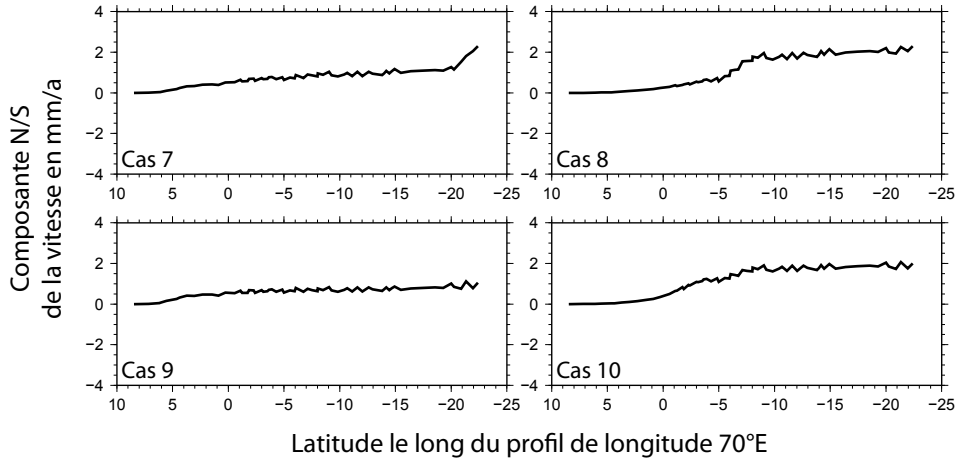


FIGURE 3.18 – Variation de la composante Nord-Sud de la vitesse (en mm/a) pour les cas 7, 8, 9 et 10, le long du profil 1.

3.2.4 Rôle des zones de fracture dans la distribution de la déformation

Les cas étudiés jusqu'à présent ne tiennent pas compte des zones de fracture. La répartition de la sismicité montre cependant que même les segments *a priori* fossiles des zones de fracture sont le siège de séismes importants (e.g. séisme du 15 juillet 2003 Mw=7.5 à 68,4°E, 2,7°S). Cette sismicité hors axe affecte la plupart des zones de fracture H à O (selon la dénomination de *Royer et al. (1997)* : Figure 3.19). Les zones de fracture constituent donc des zones de faiblesse de la lithosphère et absorbent une fraction importante de la déformation. Pour évaluer leur rôle dans la déformation, nous avons intégré une série de zones de fracture au modèle 8, en faisant varier leur nombre et leur longueur (grâce à l'outil « OrbWin »).

Dans cet outil, nous allons définir une faille le long d'un bord d'élément associé à un angle de pendage. Cette faille marque donc une discontinuité dans la lithosphère considérée comme continue. Le coefficient de friction de cette faille sera distinct de celui du milieu continu et permettra donc une liberté de mouvement à proximité de cette faille. Une succession de ces failles formera donc une zone de fracture que l'on qualifiera d'active dans le modèle.

3.2.4.1 Intégration des zones de fracture

Dans les cas 11 et 12, seules les zones de fractures de H à O sont « activées ». La différence entre les deux modèles joue sur la longueur des failles considérées. Pour les deux autres cas, 13 et 14, toutes les zones de fracture sont activées sur toute la zone d'étude, en jouant là aussi sur leur longueur. Les modèles 12 et 14 auront ainsi les mêmes zones de fracture activées, mais avec des longueurs plus courtes que pour les modèles 11 et 13. Une sismicité est également présente sur d'autres zones de fracture plus au Nord et au Sud de la zone de déformation. Les taux de glissement calculés sur

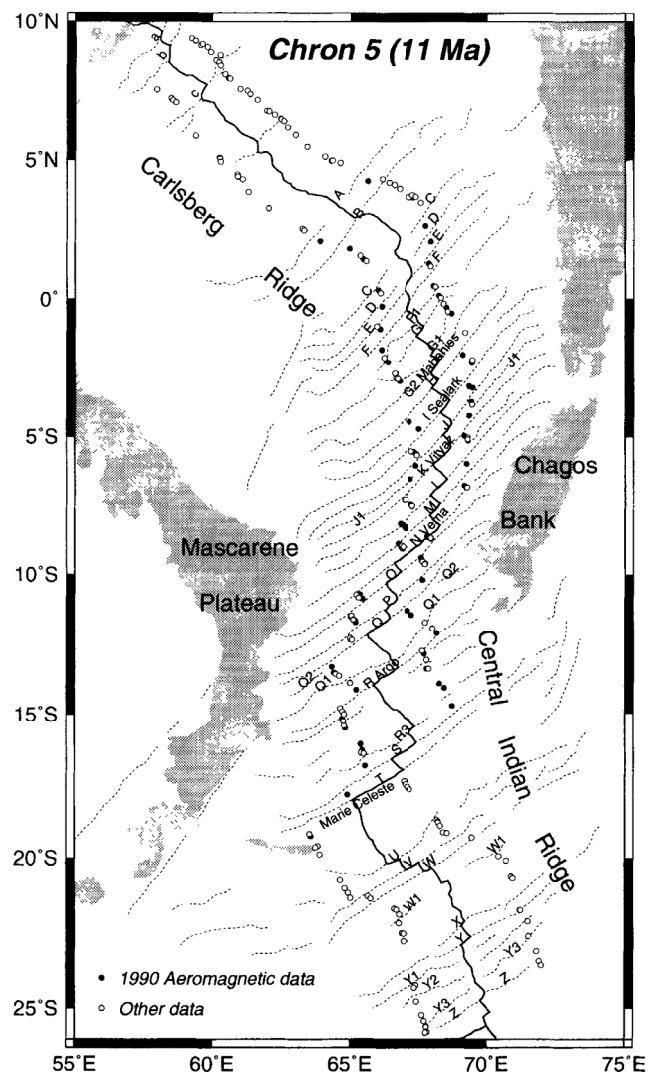


FIGURE 3.19 – Figure issue de *Royer et al. (1997)* où nous pouvons lire les dénominations des zones de fractures utilisées dans le texte.

les failles par SHELLS indiqueront l'activité de chacune des failles, et nous pourrons alors comparer cette activité à la répartition de la sismicité sur les zones de fracture.

Le maillage, la géométrie des failles et les conditions aux limites de ces quatre cas sont regroupés sur la Figure 3.20. Le maillage est identique aux modèles précédents, il avait été fait initialement en prévision de l'intégration des failles, ainsi, les bords des éléments suivent les zones de fracture identifiées. L'activation des failles n'a donc pas nécessité d'adapter le maillage à leur géométrie. Les conditions de vitesses sur les bords sont similaires au cas 8, et donc, au cas 4, avec à l'Est le bord libre du type -1.

En comparant les résultats des cas 11 et 12 avec le cas 8, on observe que le taux de déformation diminue fortement ; il est de l'ordre de 1000 fois plus faible à proximité des zones de fracture sélectionnées pour le cas 11, et de l'ordre de 100 fois plus faible pour le cas 12. Les zones de fracture absorbent donc l'essentiel de la déformation qui devient quasi-nulle dans les compartiments qu'elles délimitent. On constate aussi une augmentation du taux de déformation à la terminaison des zones de fractures. Cet effet est dû à la discontinuité mécanique entre la zone de fracture et le milieu continu. Pour le cas 12, le contraste entre zones de fracture et corridors est beaucoup moins marqué et la discontinuité provoquée par l'extrémité des failles renforce le taux de déformation à l'Est des failles. Le choix de la longueur des failles influence donc directement le taux de déformation de la zone étudiée.

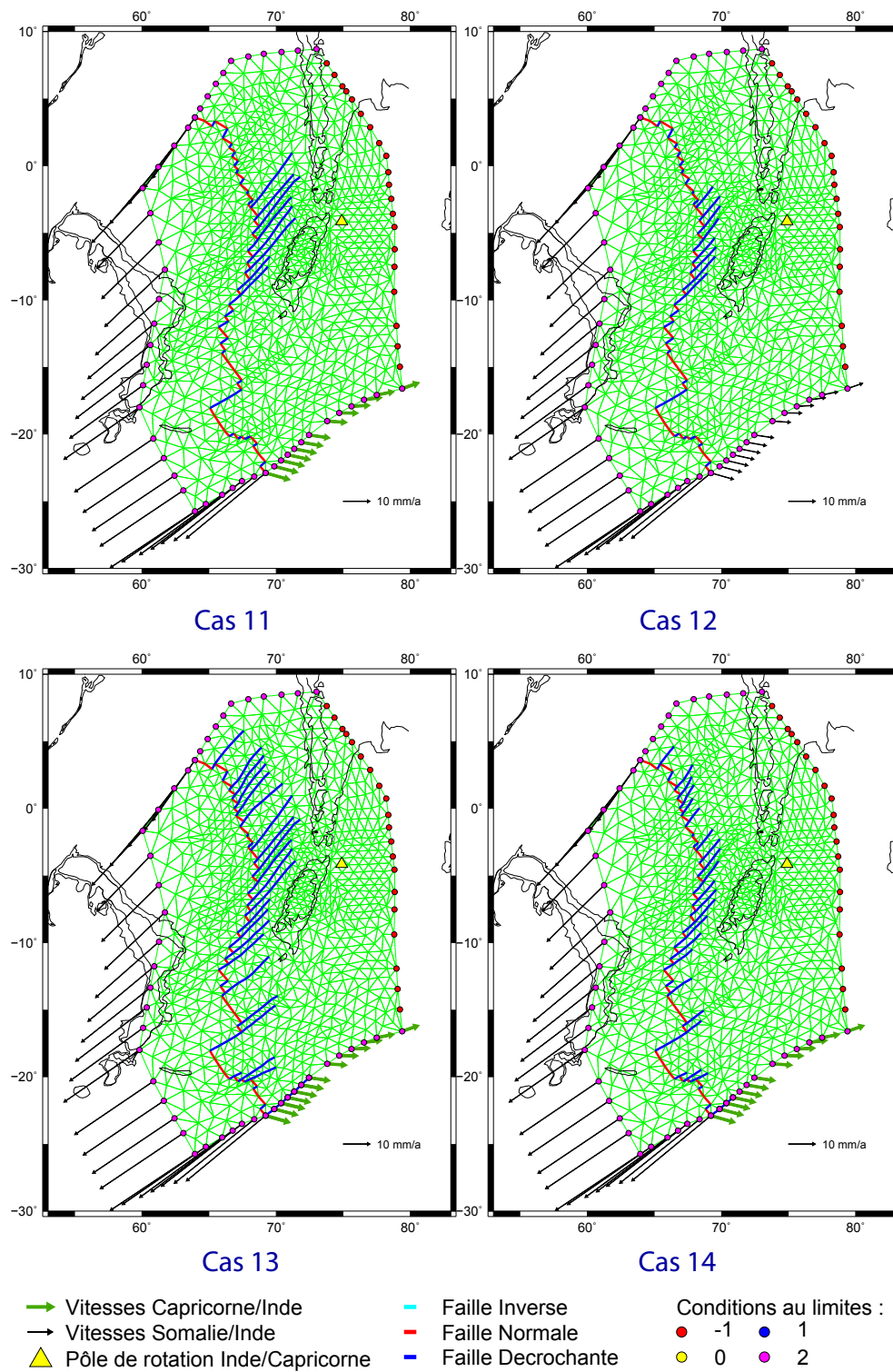


FIGURE 3.20 – Conditions aux limites, failles, et maillage des cas 11, 12, 13 et 14.

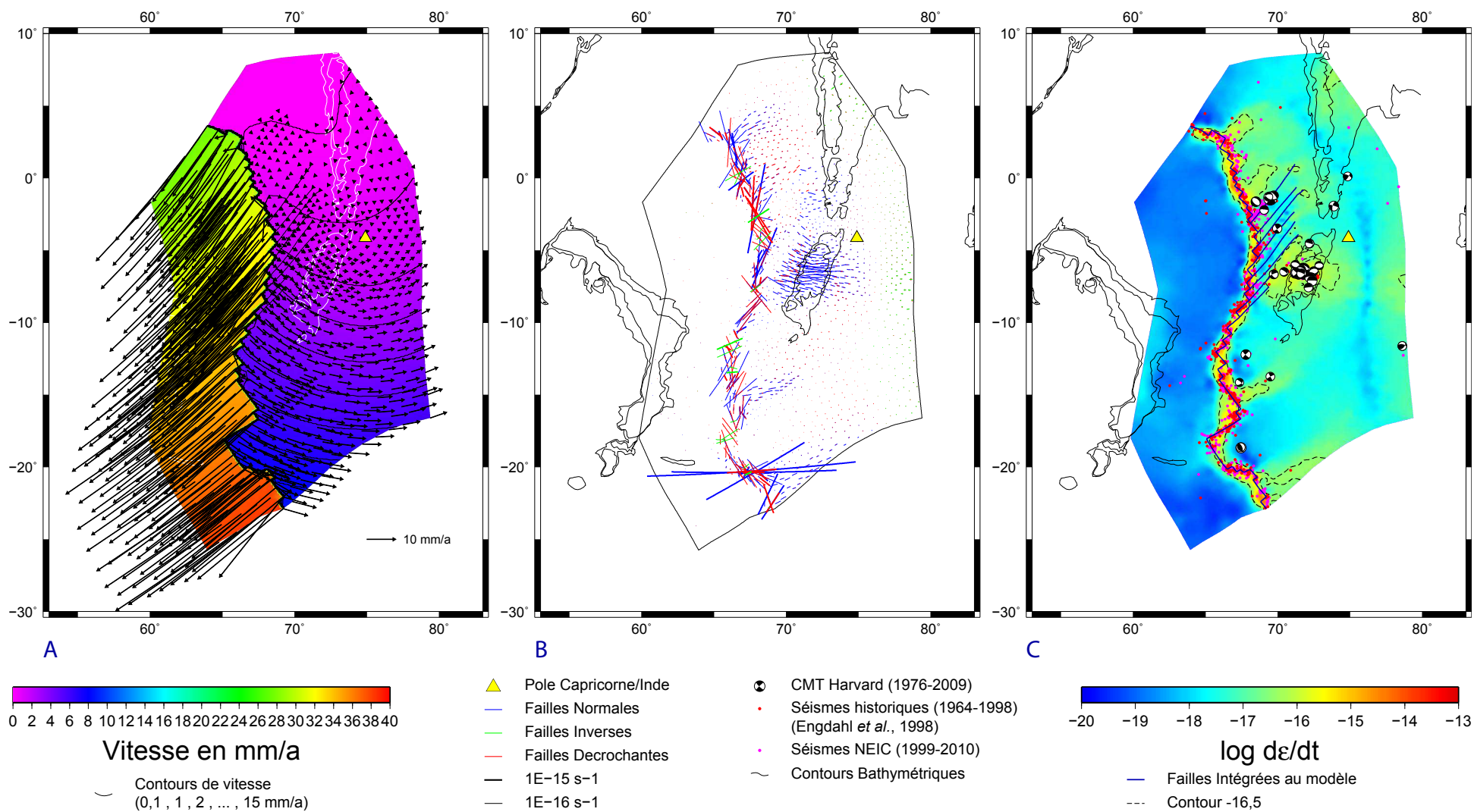


FIGURE 3.21 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 11.

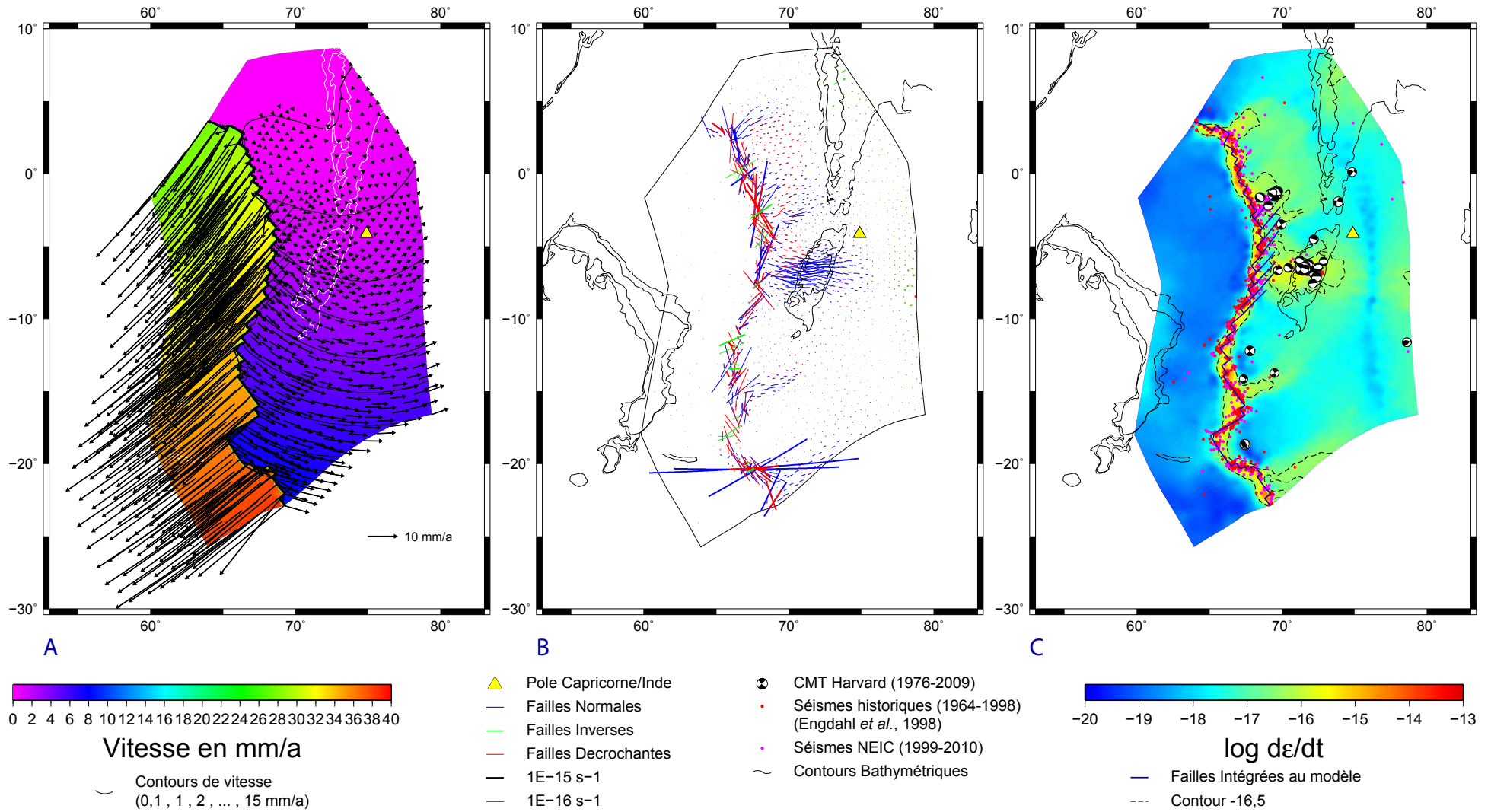


FIGURE 3.22 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 12.

SHELLS calcule le taux et le sens du glissement sur les failles activées dans les modèles ; on peut donc savoir si les failles décrochantes sont dextres ou sénestres (Figure 3.23). Les valeurs de glissement sont calculés le long des failles. Sur les failles normales et inverses, il faut tenir compte du pendage de la faille pour obtenir la valeur de glissement dans le plan horizontal. Les taux de mouvement sur les zones de fractures hors axe sont très faibles (0 à 0,9 mm/a) par rapport à ceux sur la dorsale (46 à 77 mm/a, i.e. 26 à 44 mm/an dans le plan horizontal) ou les failles transformantes (26 à 42 mm/a). Ils augmentent au fur et à mesure que l'on se rapproche de la dorsale. On observe que tous les segments de failles hors axe ont un mouvement dextre, alors que presque toutes les failles transformantes sont sénestres. Vu l'azimut des zones de fractures (N45°), cette caractéristique implique donc une extension Nord-Sud, et un raccourcissement Est-Ouest le long de ces failles. Les failles les plus actives, i.e. avec le plus fort taux de glissement, ne correspondent toutefois pas aux zones de fracture les plus sismogènes. La zone de fracture H (0.2 à 0.4 mm/a) est la faille la plus active sismiquement, mais dans les modèles, ses taux de glissement ne sont pourtant pas plus élevés que sur les zones de fracture voisines. La faille dont le taux de glissement est le plus élevé est la zone de fracture M (0.2 à 0.9 mm/a) qui présente une sismicité nettement plus modérée que la zone de fracture H. Ce résultat suggérerait que toutes les zones de fracture n'ont pas la même résistance et que là où elles « résistent » la déformation est distribuée dans les corridors.

En additionnant les taux de glissement projetés sur les méridiens 69°E et 70°E (cas 11 uniquement), on peut évaluer la part d'extension absorbée par les failles. On obtient pour le cas 11, 1,68 mm/a à 69°E et 1,14 mm/a à 70°E. Pour le cas 12, on obtient en 69°E une extension Nord-Sud de 1,49 mm/a dûe au glissement sur les failles (dans ce modèle, les failles n'atteignent pas 70°E).

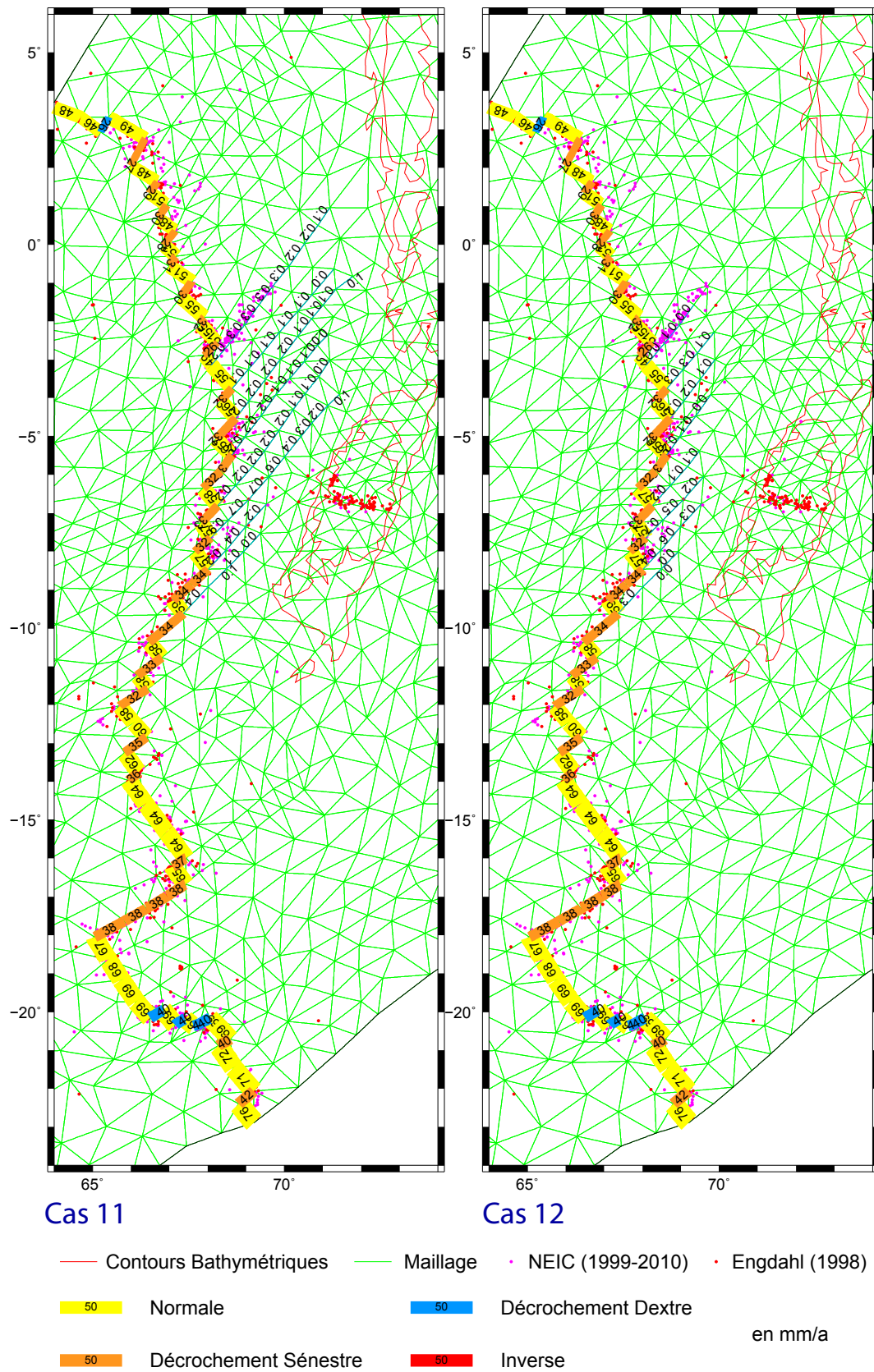


FIGURE 3.23 – Taux de glissement des failles en mm/a pour les cas 11 et 12.

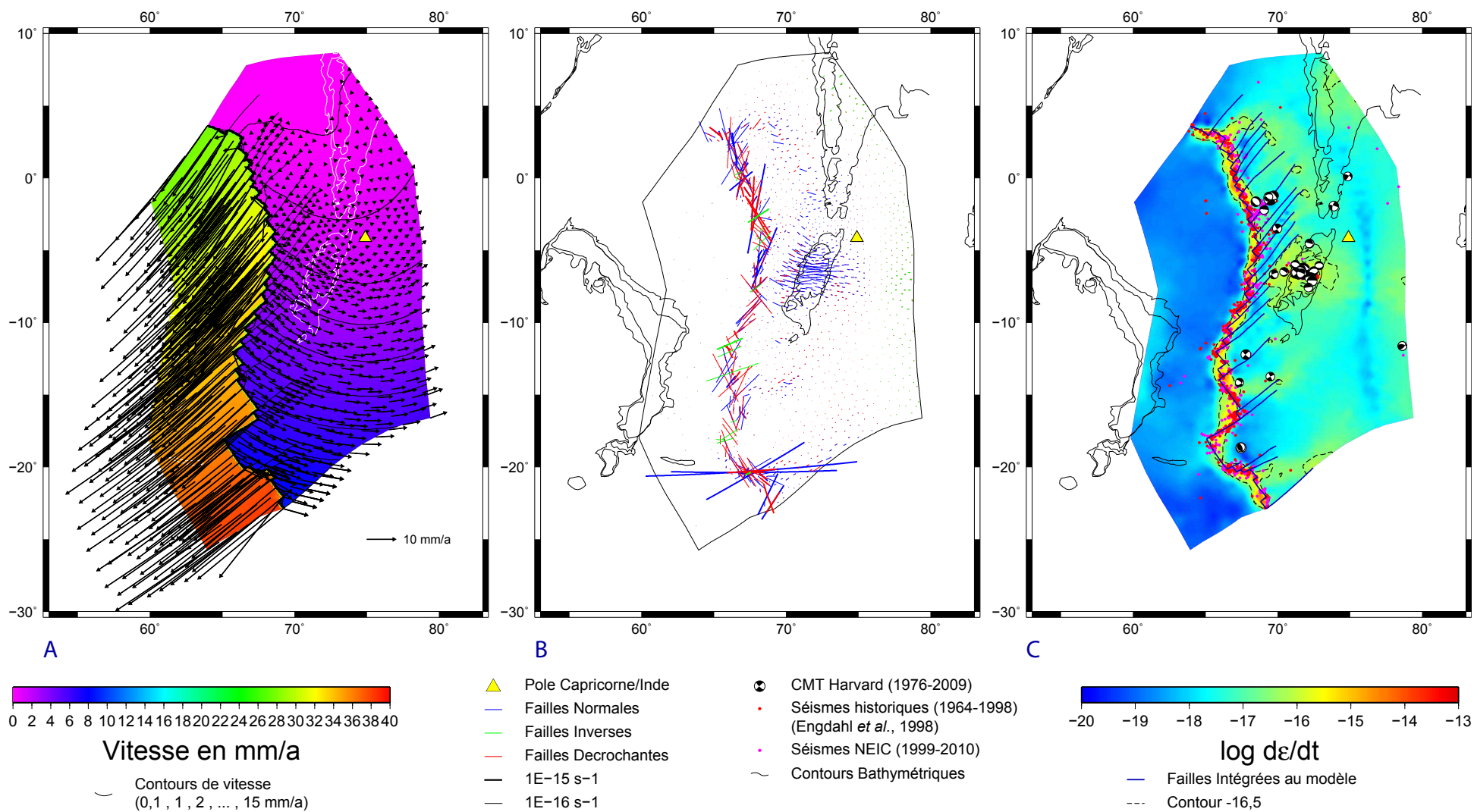


FIGURE 3.24 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 13.

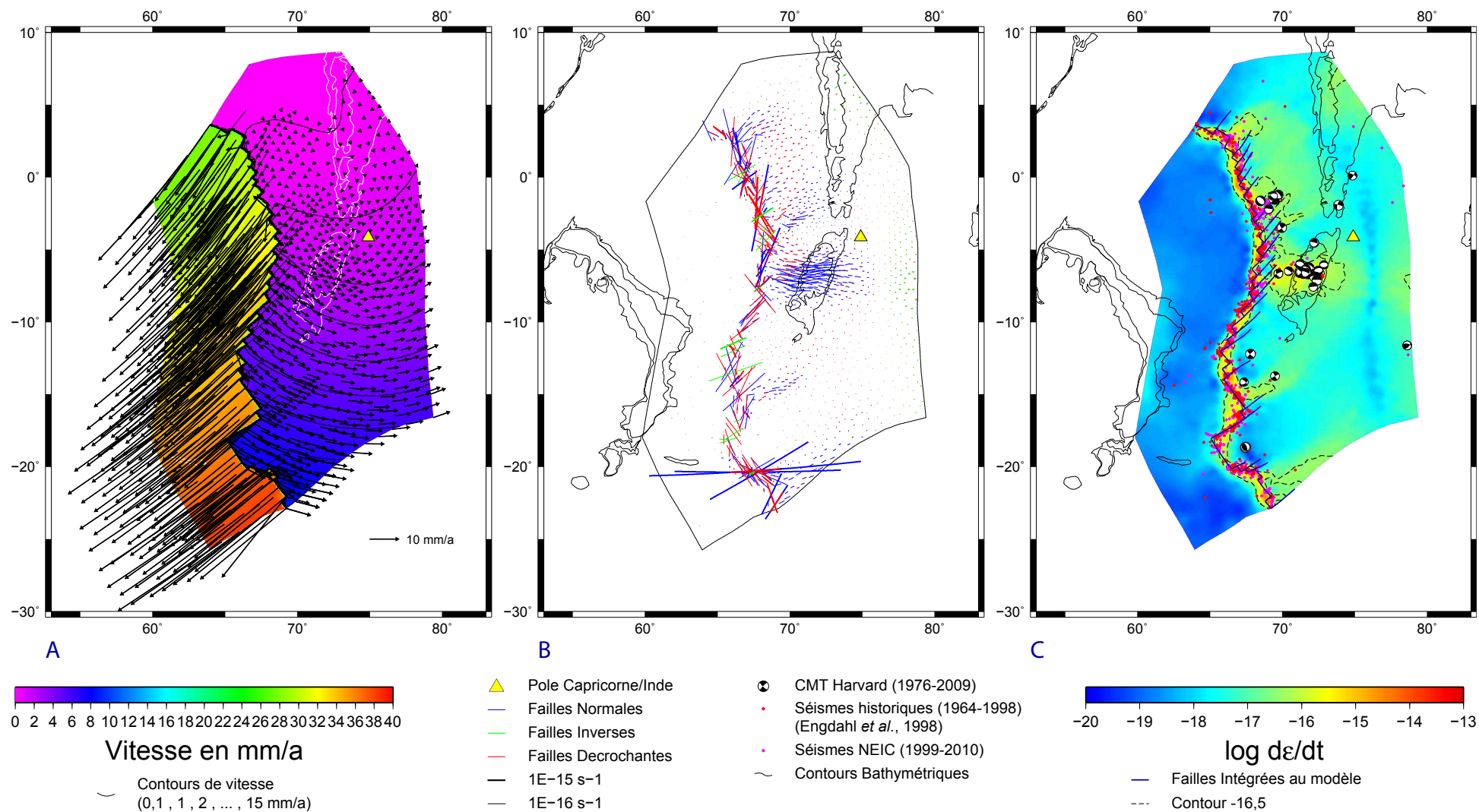


FIGURE 3.25 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 14.

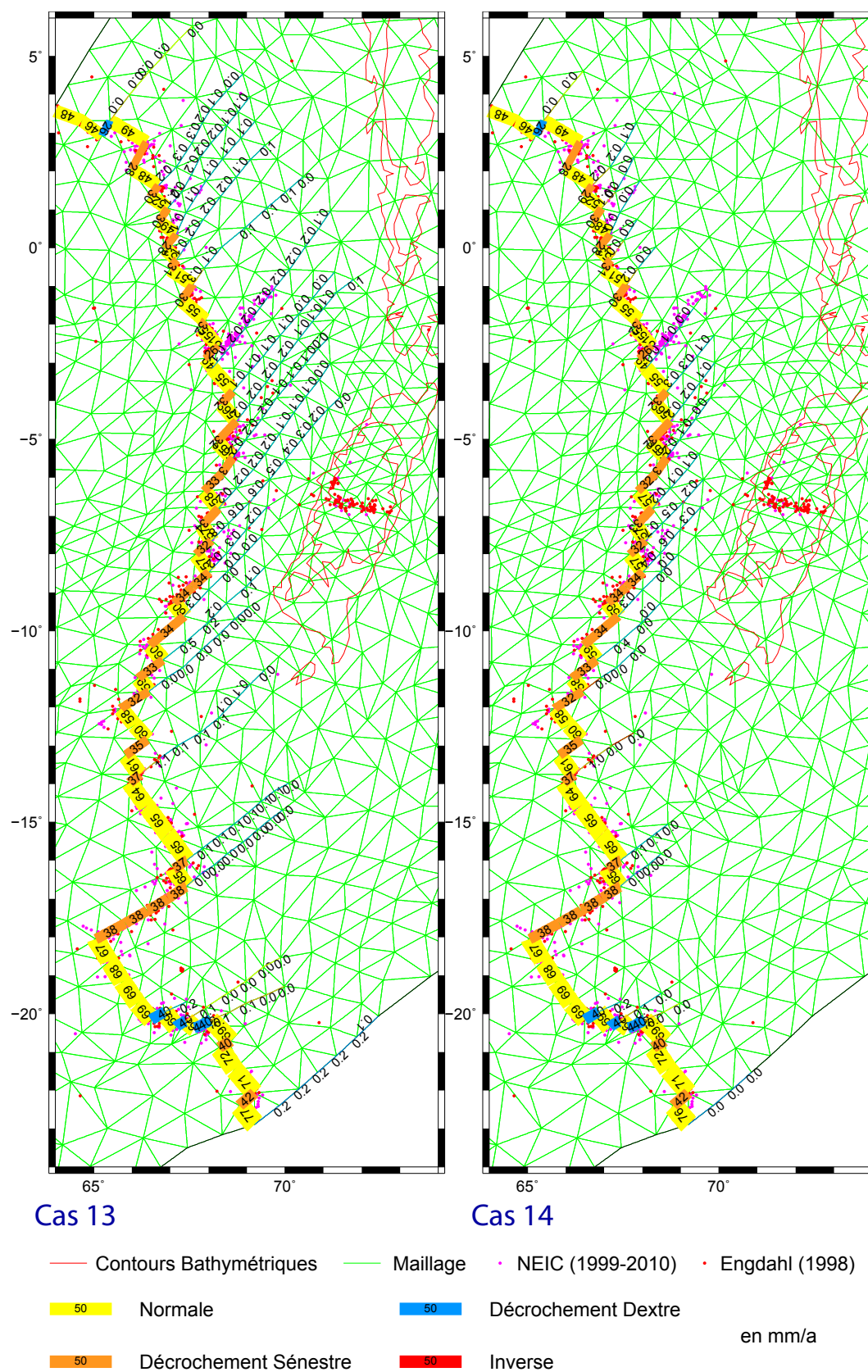


FIGURE 3.26 – Taux de glissement des failles en mm/a pour les cas 13 et 14.

L'activation de toutes les zones de fracture dans les cas 13 et 14 ne change pas les résultats précédents. Les zones de fracture sont toutes en décrochement dextre. Les zones de fracture en dehors de la zone d'extension ont des taux de glissement très faibles. La zone de fracture M reste la plus active. L'extension Nord-Sud provenant des failles, projetée le long des méridiens 69°E et 70°E, est de 2,03 mm/a à 69°E et 1,18 mm/a à 70°E, pour le cas 13, et de 1,49 mm/a à 69°E pour le cas 14.

Pour résumer, nous observons que l'activation des zones de fracture dans les modèles réduit fortement le taux de déformation entre les zones de fracture. Les zones de fracture ont, pour quasiment la totalité d'entre elles, un comportement dextre. Dans tous les modèles, la zone de fracture M présente les plus grands taux de glissement (jusqu'à 0.8-0.9 mm/a) et les plus actives ne sont pas forcément les plus sismogènes (et inversement).

3.2.4.2 Influence du coefficient de friction des failles sur la déformation

Plusieurs tests ont ensuite été effectués pour évaluer l'influence du coefficient de friction des failles sur leur comportement. Les modèles précédents supposaient un coefficient de friction de 0,03. Les valeurs 0,17 et 0,50 ont été testées. Appliquer un coefficient de friction plus élevé entraîne des instabilités de calcul et une augmentation du nombre d'itérations. Les cas avec le coefficient 0,17 mettent en évidence une augmentation du taux de déformation, mais le comportement global de la zone déformée ne change pas. Avec un coefficient de friction de 0,50, la convergence n'est pas atteinte avec les paramètres numériques retenus. En effet, augmenter ce coefficient provoque une augmentation de plusieurs ordres de grandeur de la déformation au niveau de la dorsale. Le taux de déformation devient alors très élevé ($> 10^{-14} s^{-1}$) et l'équilibre devient alors plus difficile à atteindre. Il est donc préférable de conserver le coefficient de friction des failles à 0,03. Il n'est en fait pas possible avec SHELLS d'attribuer des coefficients de friction différents selon les failles ; on aurait souhaité par exemple ne pas modifier ce coefficient sur la dorsale et les failles transformantes et pouvoir le faire varier sur les parties « fossiles » des zones de fracture. Cette option aurait demandé une réécriture importante du code.

3.2.5 Tests avec le modèle cinématique MORVEL (DeMets *et al.*, 2010)

Les derniers tests réalisés partent d'un modèle cinématique initial différent. Jusqu'à présent, nous avons utilisé les rotations de *DeMets et al.* (2005) moyennées sur les derniers 11 Ma. Le modèle global MORVEL (*DeMets et al.*, 2010) propose un ensemble cohérent de rotations « instantanées » calculées pour les derniers Ma. Les positions des pôles Capricorne/Inde et Somalie/Inde s'avèrent différents et respectivement plus au Nord et plus au Nord-Est que dans le modèle de *DeMets et al.* (2005). Nous pourrions ainsi observer l'influence des conditions de vitesse initiales imposées à nos modèles.

Les modèles 15 et 16 correspondent respectivement aux cas 8 et 11 (mêmes configurations et mêmes conditions aux limites, sauf le champ de vitesse initial). Avec un pôle

Capricorne/Inde situé plus au Nord, la vitesse des points situés sur le bord Capricorne est plus élevée (l'azimut est très proche), ce qui est logique puisque ces nœuds sont plus loin du pôle. Dans le cas 15, la déformation se répartit alors en deux zones [3.27](#), alors que dans le cas 8 on en observait quatre ; les deux zones les plus au sud, à 15°S et sur le bord Capricorne disparaissent. La zone Nord est en fait plus large et s'étend de la dorsale jusqu'à la ride des Laquédives avec deux maxima vers 4-5°N et 2°S. La seconde zone, vers 6°S, part de la dorsale et rejoint le banc des Chagos. Globalement la déformation dans ces deux régions est moins intense que dans le cas 8. L'orientation des failles calculées par SHELLS laisse penser à une extension suivant la direction NNO-SSE pour la partie au Nord. La partie sud ne se déforme quasiment plus comme on peut le voir sur la figure [3.29](#) pour le cas 15.

L'ajout des zones de fracture dans le cas 16 (Figure [3.28](#)) a le même effet que pour les cas précédents. Le taux de déformation diminue fortement à l'emplacement des zones de fracture et la déformation est concentrée au Nord des zones de fracture et diminue grandement au niveau du banc des Chagos.

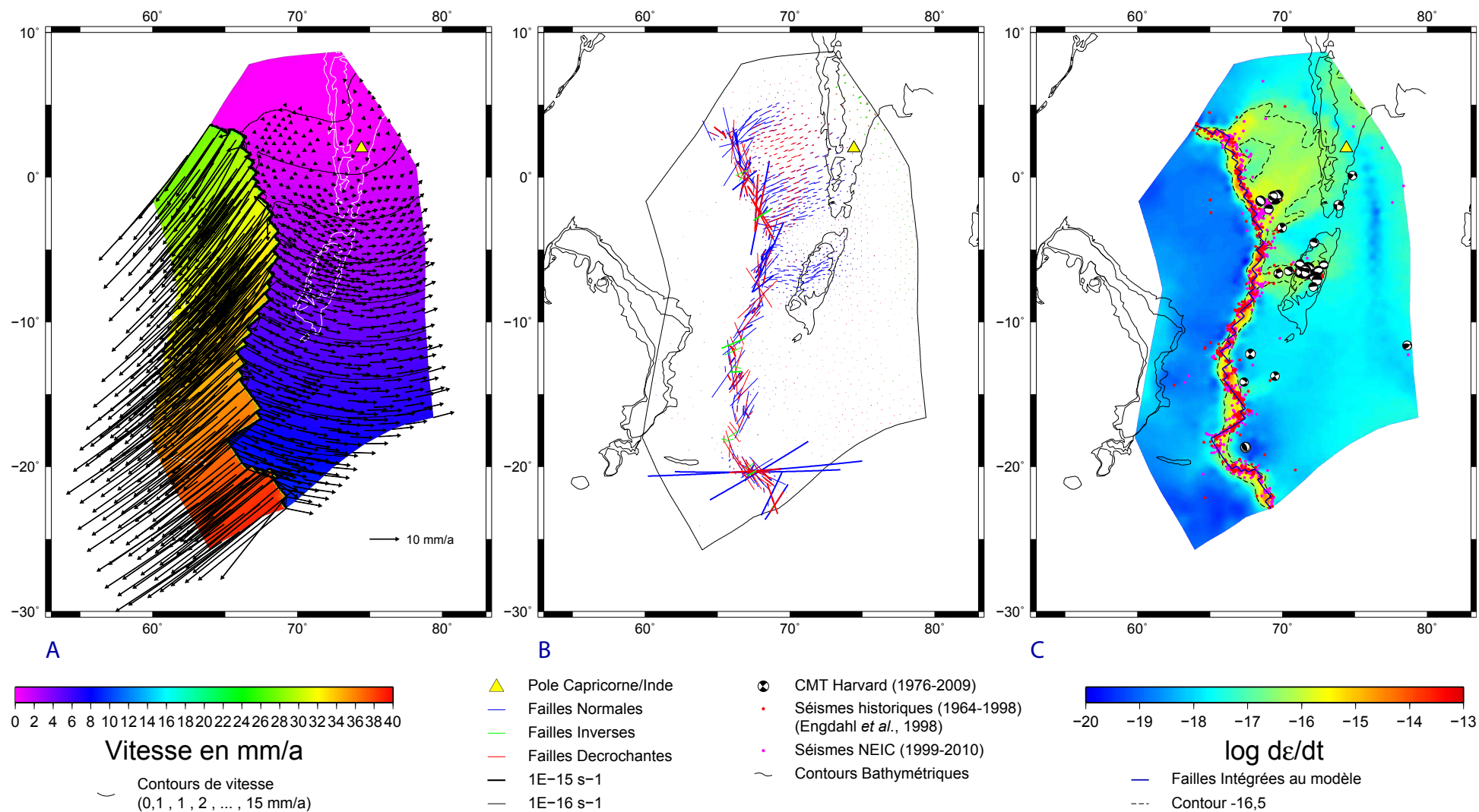


FIGURE 3.27 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 15.

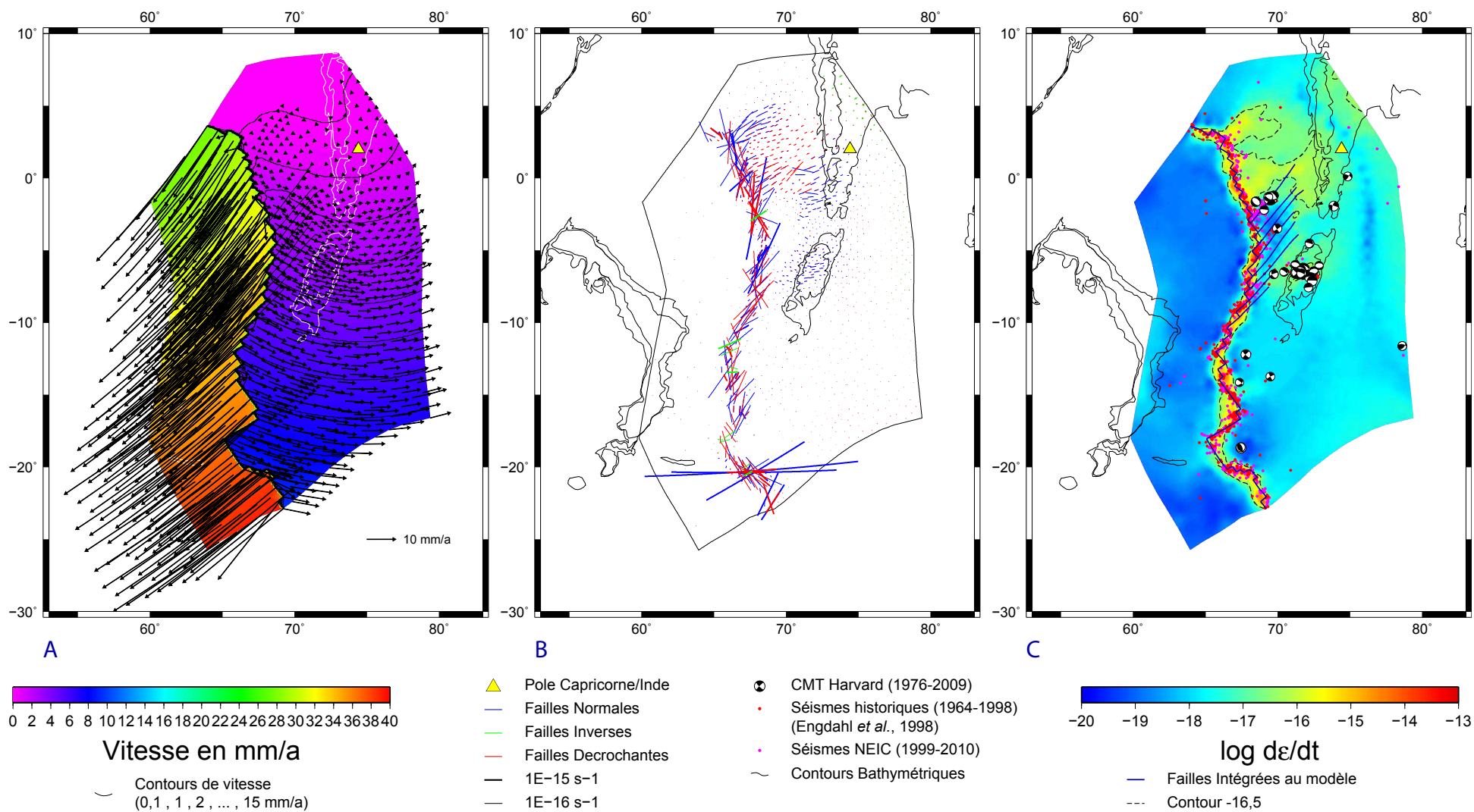


FIGURE 3.28 – Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 16.

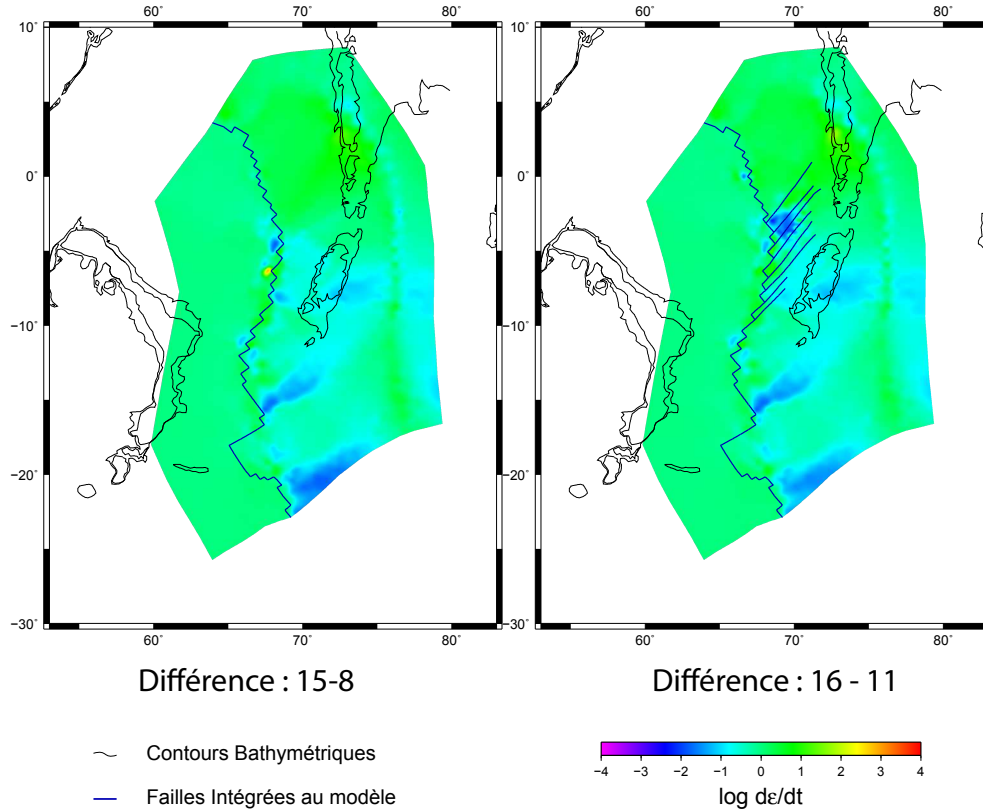


FIGURE 3.29 – Comparaison des taux de déformation entre les cas 15 et 8, et 16 et 11.

Le calcul des taux de glissement (Figure 3.30) des failles révèle des taux de glissement très importants sur la zone de fracture H. Ce taux élevé semble être en accord avec l'activité sismique de la zone de fracture. Cependant la déformation ne se retrouve pas pour les zones de fracture plus au Sud. De la même manière que pour les cas 11 à 14, le taux d'extension Nord-Sud absorbée par les zones de fracture devient, pour le cas 16, 1,20 mm/a à la longitude 69°E et 1,18 mm/a à 70°E.

Sur la figure 3.30, nous avons ajouté la carte des taux de glissement lorsque l'on active toutes les zones de fracture. On peut y distinguer que toutes les zones de fracture au Sud de la latitude du banc des Chagos ont quasiment un taux de glissement nul partout sauf à proximité de la dorsale. Au Nord, la plupart des zones de fracture ont un taux de glissement compris entre 0,1 et 0,7 mm/a. La zone de fracture H est toujours la plus active, ce qui est cohérent avec la sismicité observée.

Les pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de vitesse sont reportés dans le tableau 3.4. Leur position est proche du pôle initial de *DeMets et al. (2010)* dans les deux cas, avec tout de même un léger déplacement vers le Nord.

La position du pôle Capricorne/Inde de MORVEL est plus au Nord que tous les pôles calculés précédemment. Dans nos résultats, nous constatons que cette position plus au Nord favorise le glissement le long de la zone de fracture H. Cependant, les taux de déformation au niveau du banc des Chagos sont beaucoup plus faibles, ce qui n'est pas cohérent avec la sismicité observée dans cette région. De plus, cela déplace la

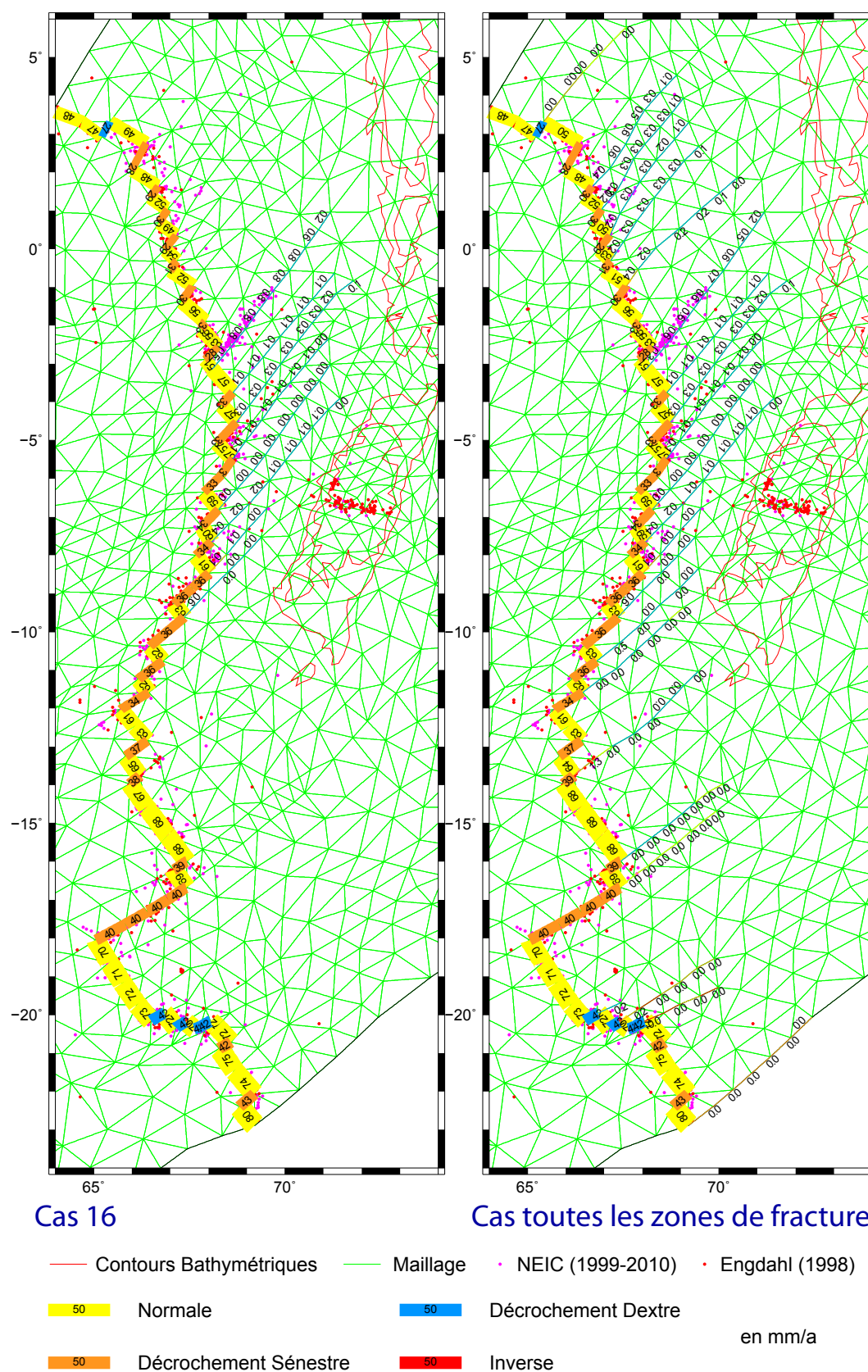


FIGURE 3.30 – Taux de glissement des failles (en mm/a) pour le cas 16 et dans le cas où toutes les zones de fracture sont activées.

Contours	Cas 15		Cas 16	
	Lon.	Lat.	Lon.	Lat.
3 mm/a	73.96	2.51	74.23	2.21
4 mm/a	74.08	3.84	74.30	1.46
5 mm/a	74.35	2.91	74.30	3.11

TABLE 3.4 – Pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de la vitesse de surface (3 mm/a, 4 mm/a et 5 mm/a) pour les cas 15 et 16. Le pôle de rotation initial était situé à 74.4°E, 2.0°S.

zone la plus déformée au Nord du banc des Chagos, or dans cette région, la sismicité y est très faible.

3.3 Conclusion

Le code SHELLS s'avère un outil de modélisation puissant aux multiples possibilités. Nous avons choisi d'admettre un certain nombre de paramètres (cf. Tableau 3.1) et testé différentes configurations et conditions aux limites. Les principaux enseignements de ces tests sont :

(1) Le choix du maillage est important, nous avons choisi de lisser les bords et densifier le maillage pour suivre au mieux les structures majeures (dorsale, zones de fracture).

(2) Imposer des vitesses initiales à l'ensemble des points situés sur les limites extérieures du maillage revient à imposer les zones de déformation (cas 1 et 2). Introduire un bord libre sur la frontière Inde/Capricorne et imposer une condition de type 2 au bord Somalie (i.e. pas de déformation sur la plaque somalienne) prédit une déformation diffuse distribuée sur le banc oriental de la dorsale Centrale Indienne, mais qui reste mal localisée par rapport à la sismicité observée (cas 3 à 6).

(3) Tenir compte des contraintes géophysiques (âge, topographie, flux de chaleur) corrige en partie ce défaut (cas 7 à 10). Une extension Nord-Sud apparaît clairement au niveau du banc des Chagos, cette focalisation est sans doute liée à la présence du banc des Chagos qui fragilise la lithosphère. D'autres zones de déformations apparaissent, l'une large et étendue, au Nord-Est de la dorsale, entre 5°S et 4°N, d'autres vers le Sud, étroites et perpendiculaires à la dorsale, à 15°S et le long du bord Capricorne (artefact possible). Le modèle 8 reste le plus satisfaisant pour l'ensemble de ses prédictions, notamment avec de la compression à l'Est du pôle Capricorne / Inde.

(4) Introduire les zones de fracture comme zones de faiblesse potentielles a pour effet de focaliser la déformation par des glissements dextres (cas 11 à 14). Ceux-ci aboutissent à une extension Nord-Sud et un raccourcissement Est-Ouest à l'Est de la dorsale Centrale Indienne. Là où les zones de fracture s'arrêtent ou sont absentes, la déformation devient diffuse. Les modèles 11 et 13 (zones de fracture les plus longues) prédisent le mieux la sismicité observée, même si les failles les plus actives des modèles

ne sont pas les plus sismogènes.

(5) Le modèle est robuste et les déformations prédites sont bien là où elles sont observées, même si on fait varier légèrement les conditions de vitesse initiales sur les bords Somalie et Capricorne (cas 8/15 et 11/16). Le point important est sans doute de disposer d'un modèle cohérent (Capricorne / Inde déduit des mouvements Somalie / Inde et Capricorne / Somalie au même âge). Dans le modèle MORVEL avec zones de fracture (cas 16), les failles les plus actives sont bien les plus sismogènes et les zones de déformation au sud des Chagos disparaissent.

Pour aborder les autres zones de déformation, nous utiliserons ces résultats (points 1, 2 et 3), notamment en gardant un bord libre du côté des frontières diffuses et en prenant en compte directement les contraintes géophysiques (âge, topographie, flux de chaleur).

Application aux autres zones de déformation

Dans le chapitre précédent, nous avons montré que le code SHELLS permettait de reproduire globalement les déformations entre les plaques Inde et Capricorne. Dans ce chapitre, nous abordons les autres zones de déformation entre les plaques Capricorne et Australie, puis entre les plaques Inde et Australie dans le bassin de Wharton et enfin la déformation de l'ensemble de la plaque Indo-australienne (Figure 4.1). Nous nous baserons sur le modèle cinématique MORVEL (*DeMets et al.*, 2010) pour définir les conditions de vitesse aux limites des modèles.

De la même manière que pour modéliser la région Somalie/Inde/Capricorne, nous utiliserons dans tous ces modèles la bathymétrie extraite de ETOPO1 (*Amante et Eakins*, 2009), échantillonnée à 2 minutes d'arc et l'âge de la lithosphère établi par *Müller et al.* (2008) (Figure 4.1). Les épaisseurs de croûte et du manteau utilisées sont celles présentées sur la figure 3.11 du chapitre précédent.

4.1 Modélisation de la zone frontière Capricorne - Australie

En observant la géométrie des plaques Antarctique, Capricorne et Australie, et la position du pôle de rotation Capricorne / Australie par rapport à la dorsale sud-est Indienne, on constate que cette configuration est très proche du système Somalie, Inde et Capricorne. La plaque Capricorne sera ici considérée comme fixe, la vitesse sur ce bord sera donc constante et égale à zéro. La frontière entre la plaque Capricorne et Australie est diffuse, nous considérerons donc le bord Nord-Est du maillage comme un bord libre. Au Sud de la dorsale, nous appliquerons aux bords de la plaque Antarctique les vitesses déduites de la rotation Antarctique / Capricorne, et au Nord de la dorsale et le long du bord Est les vitesses déduites de la rotation Australie / Capricorne.

4.1.1 Maillage et conditions initiales

Le maillage a été construit en prévoyant d'ajouter ensuite les zones de fractures. Il s'étend le long de la dorsale Sud-Est Indienne entre 27°S et 48°S et couvre les trente derniers millions d'années d'ouverture de la dorsale ($\simeq 1000$ km de part et d'autre de celle-ci). Le maillage sur les bords est plus espacé pour réduire le nombre de point du contour et faciliter la définition des conditions aux limites.

Les principales structures bathymétriques comprises dans ce périmètre sont la partie nord du plateau de Kerguelen, sur la plaque Antarctique, Broken Ridge au Nord-Est et le plateau de Saint-Paul et Amsterdam à proximité de l'axe de la dorsale. Sur cette dernière, les failles transformantes sont peu marquées au Nord-Ouest du plateau de Saint-Paul et Amsterdam et présentent deux décalages importants au sud-est du plateau (Figure 4.2). Le flux de chaleur résultant de l'âge de la lithosphère et de la bathymétrie ne présente pas de discontinuités particulières si ce n'est autour du plateau de Saint-Paul Amsterdam.

Je présente dans un premier temps, les résultats de la modélisation de la zone frontière entre les plaques Capricorne et Australie dans un modèle sans zone de fracture. Les conditions aux limites sont donc de type 2 sur les bords Antarctique et Capricorne, du type 1 ou 0 pour le bord Australie, et du type -1 pour le bord Nord-Est. Les rotations sont tirées du modèle MORVEL (*DeMets et al.*, 2010), avec la plaque Capricorne comme référence (Tableau 3.2). Le pôle Australie / Capricorne est situé au sein de la frontière diffuse entre les plaques Australie et Capricorne.

Le cas 17 adapte le cas 8 à la zone d'étude. Les conditions aux limites du bord Australie sont donc de type 2. Les points sur ce bord auront donc une vitesse fixe sans degré de liberté. Le bord entre les plaques Capricorne et Australie est laissé libre avec la condition de type -1 (Figure 4.3).

4.1.2 Modélisation sans zones de fracture.

La sismicité intraplaque (*Engdahl et al.* (1998), catalogue NEIC et CMT Harvard) se concentre surtout au Nord de la zone étudiée. Les localisations d'*Engdahl et al.* (1998) sont très précises et la description faite ici se base essentiellement sur ce catalogue. Des séismes sont localisés au Sud-Ouest de la ride 90^{ème}Est, certains sont en décrochement. Proches de la dorsale, des séismes présentent un caractère extensif dans la direction Nord-Ouest Sud-Est. Quelques mécanismes compressifs parallèles à l'axe de la dorsale sont également présents. Une sismicité intraplaque est observée également de manière plus ponctuelle dans le prolongement des zones de fracture au Sud-Est du maillage. La plaque Antarctique présente également de la sismicité entre le plateau de Kerguelen et la dorsale, principalement répartie dans le prolongement des failles transformantes. *Bergman et al.* (1984) associent cette sismicité à de la contraction thermique.

Notre modélisation prédit un taux de déformation conséquent au voisinage de l'axe de la dorsale (Figure 4.4). Comme pour la dorsale Centrale Indienne les éléments adjacents à la dorsale ($t < 1$ Ma) subissent de grandes déformations, avec parfois des valeurs très élevées. Nous n'explorerons pas plus leur comportement, car il dépend en grande partie du tracé de la dorsale par rapport au pôle de rotation et de la géométrie du maillage par rapport à ce tracé. Concernant les flancs de la dorsale, la plaque Antarctique se comporte comme un bloc rigide. Les faibles variations dans le logarithme du maximum du taux de déformation pour la plaque Antarctique proviennent du relief et ne sont pas significatives. La sismicité observée sur la plaque Antarctique ne semble donc pas associée à un taux de déformation élevé. Nous ne sommes pas parvenus dans

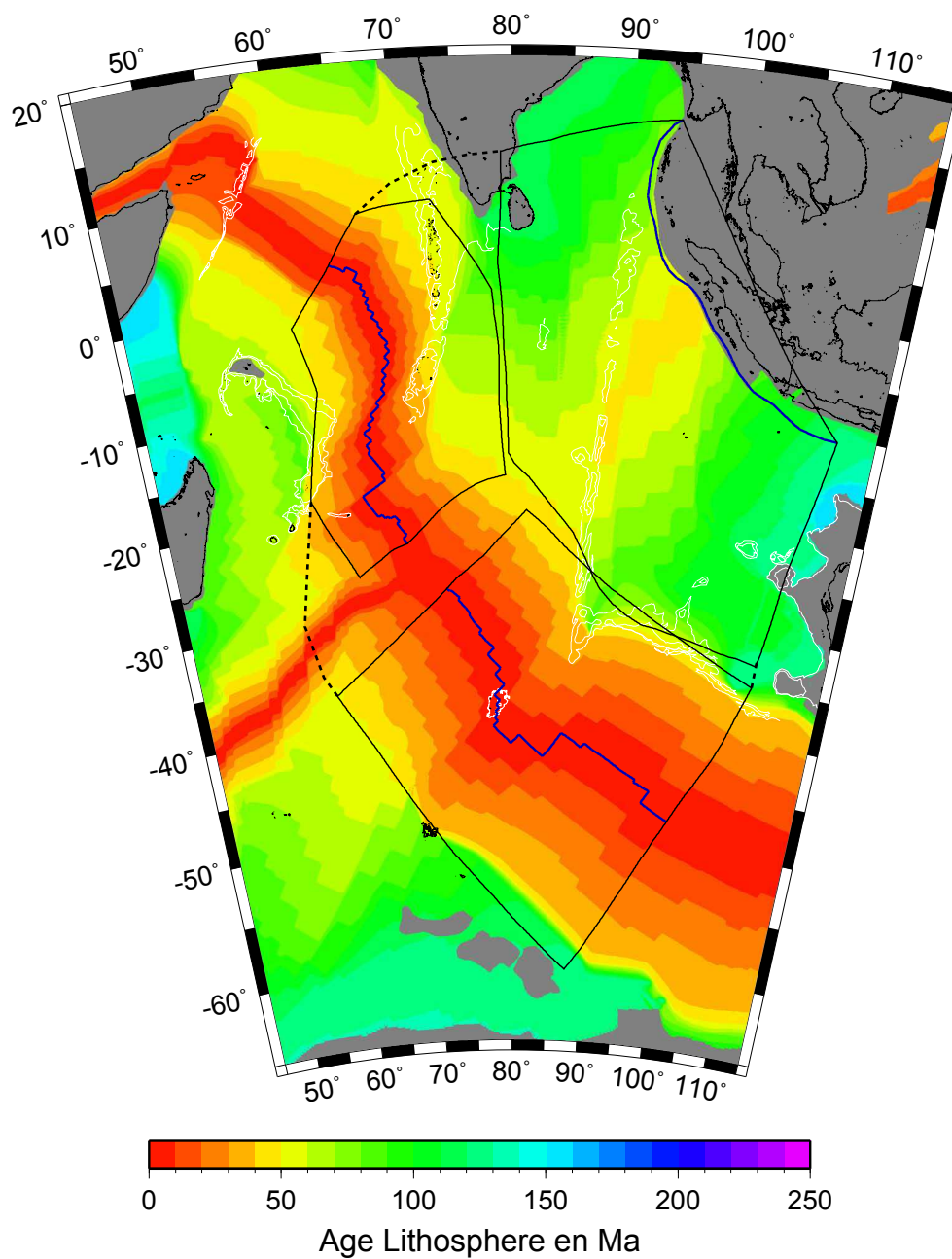


FIGURE 4.1 – Age de la lithosphère océanique de l’Océan Indien (*Müller et al.*, 2008), et limites des zones étudiées.

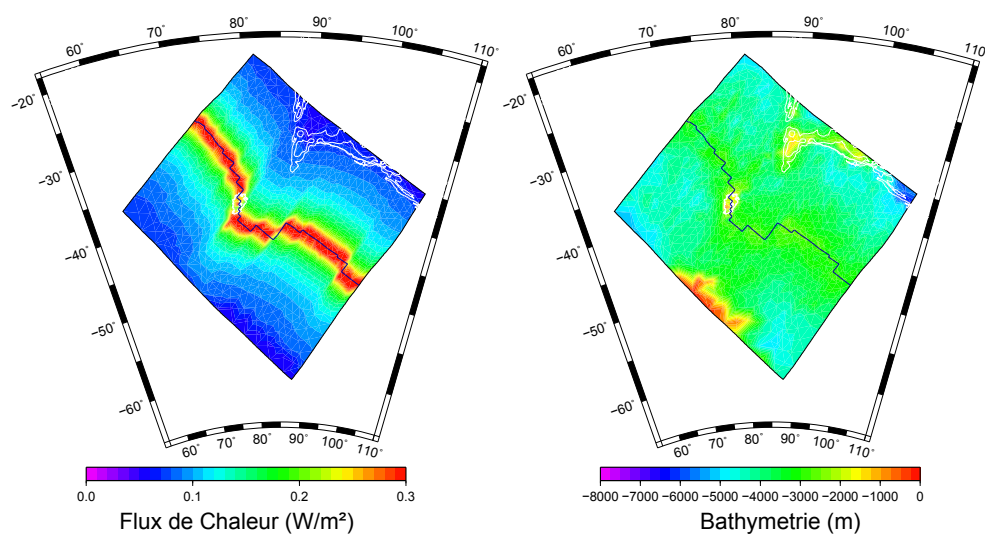


FIGURE 4.2 – Flux de chaleur et bathymétrie calculés par « OrbData » utilisés ensuite par SHELLS dans le calcul de déformations.

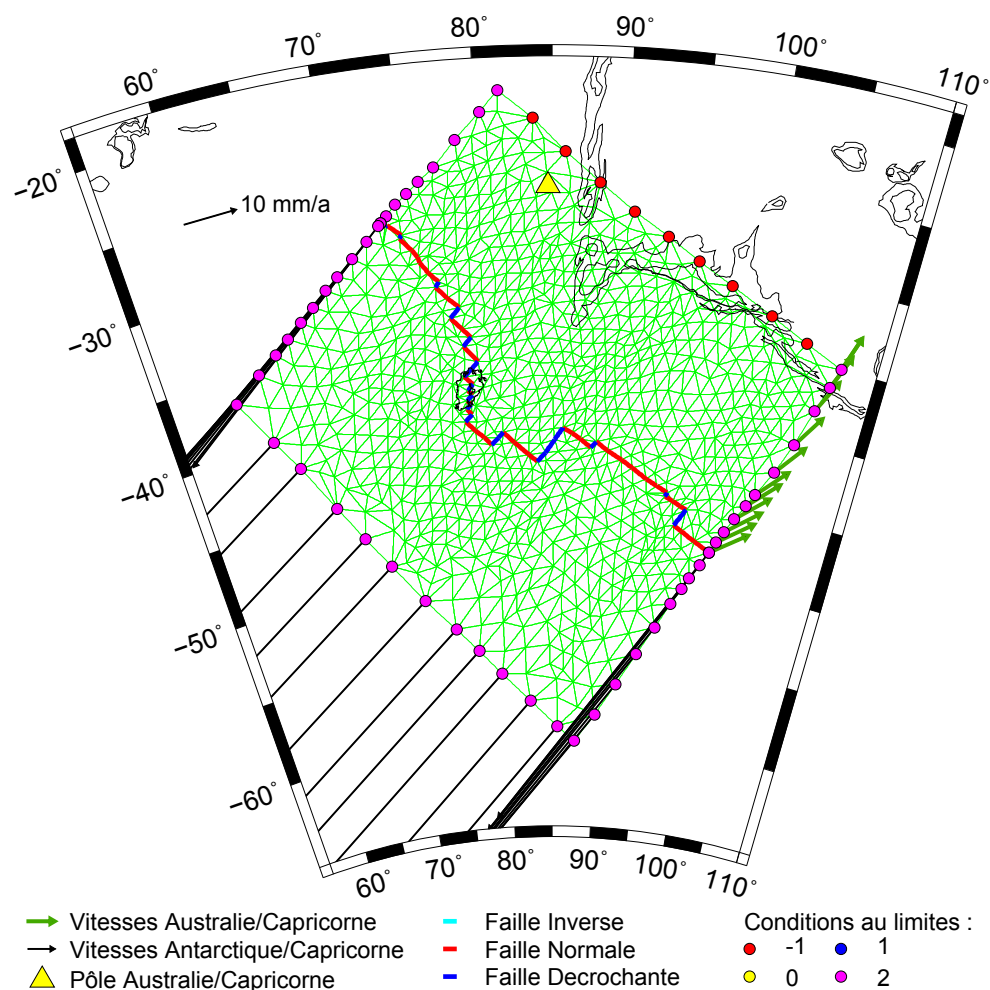


FIGURE 4.3 – Conditions aux limites de la modélisation de la frontière entre les plaques Capricorne et Australie.

Contours	Cas 17	
	Lon.	Lat.
3 mm/an	83.78	-24.75
4 mm/an	85.07	-30.18
5 mm/an	81.66	-22.79

TABLE 4.1 – Pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de la vitesse de surface (3 mm/an, 4 mm/an et 5 mm/an) pour le cas 17. Le pôle initial Australie/Capricorne est situé en 84,7°E, 25,8°S.

nos différents essais avec des conditions aux limites différentes, à prédire une déformation suffisamment forte au sein de la plaque Antarctique pour l’associer à la sismicité observée. Il faudrait probablement introduire un contraste de vitesse entre les bords Nord et Sud de la plaque Antarctique pour produire de la déformation entre le plateau de Kerguelen et la dorsale.

Les taux de déformations les plus élevés prédits par le modèle sont observés entre le bord Capricorne et le plateau de Saint-Paul et Amsterdam. Au Sud-Ouest de ce plateau et jusqu’à la faille transformante à 85°E, le taux de déformation est faible. On constate ici, comme dans le cas 8, que lorsque le décalage horizontal entre segments de dorsales est important, la déformation à proximité est faible. La faille transformante forme alors une zone de faiblesse de grande dimension qui focalise toute la déformation du corridor adjacent. Au Nord-Est de cette zone transformante, deux autres zones de déformation intraplaques sont identifiées. Deux séismes localisés par *Engdahl et al. (1998)* recoupent les zones déformées. En revanche, la sismicité proche du bord Australie ne se retrouve pas dans une zone de déformation.

La zone de déformation élevée coïncide avec la sismicité pour la partie la plus proche de l’axe. Le type et l’orientation des failles dans cette zone de déformation correspond à un comportement extensif dans une direction Nord-Ouest Sud-Est, qui se retrouve dans les CMT du catalogue Harvard. La sismicité caractérisée par des mécanismes en décrochement située aux environs du pôle de rotation (matérialisé par un triangle jaune sur les figures) correspond à une zone de faible déformation. Elle n’est donc pas prédite par le modèle, et elle n’est pas liée directement au mouvement de l’Australie par rapport à la plaque Capricorne. On peut penser qu’elle correspond au décrochement le long d’une zone de fracture orientée parallèlement à la dorsale, et qui absorberait les déformations.

Les contours de vitesse représentés sur la Figure 4.4-A ont été utilisés pour déterminer la position du pôle de rotation résultant du calcul des vitesses par SHELLS. La position du pôle varie selon le contour choisi (Tableau 4.1). La déformation influence le champ de vitesse et donc la position du pôle de rotation qui en est déduit. Le contour 4 mm/an, par exemple, présente un changement de courbure vers 86°E, 40°S qui coïncide avec l’augmentation de la déformation. Il est donc difficile de déterminer exactement la position du pôle dont ce contour serait un petit cercle.

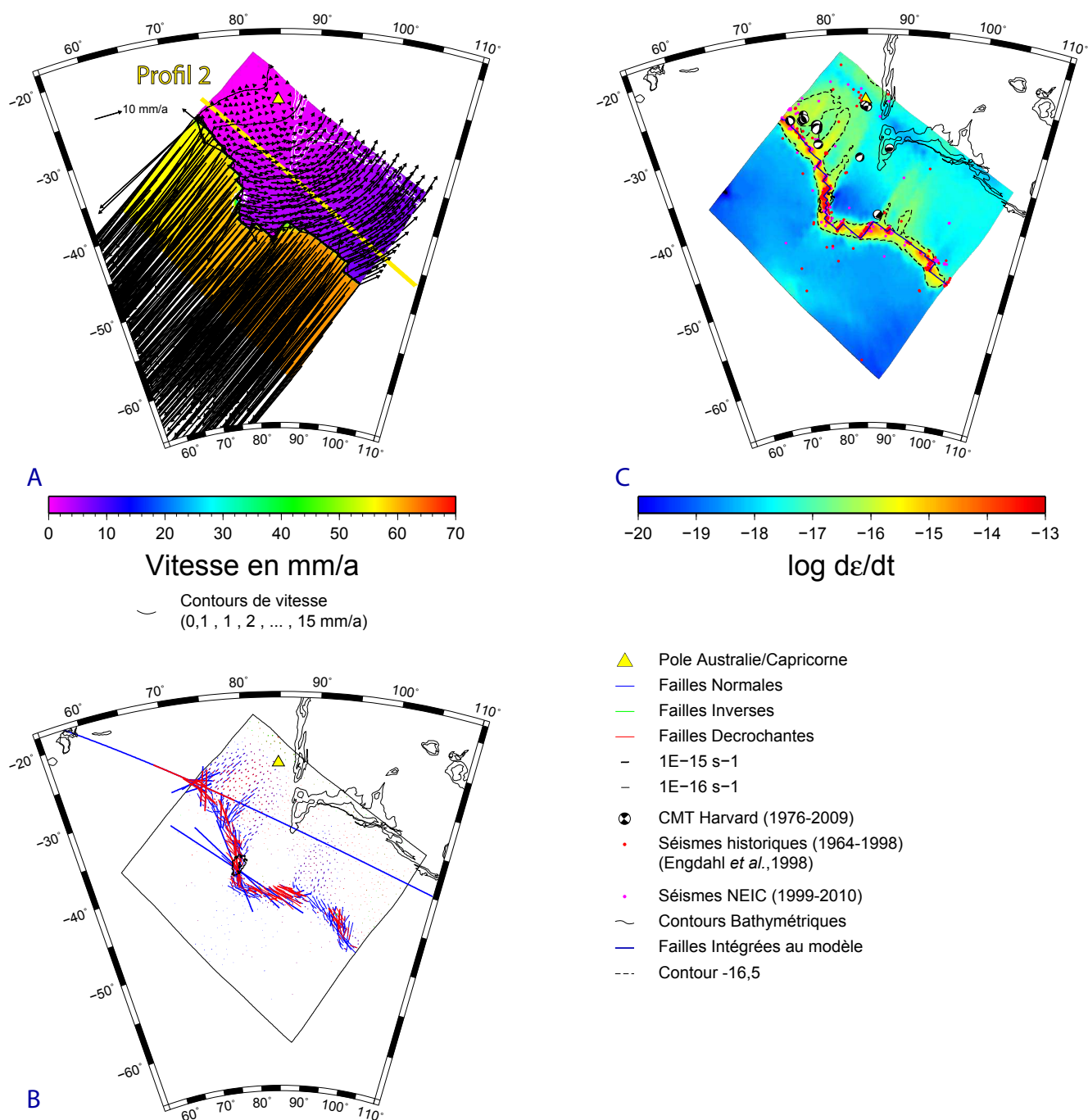


FIGURE 4.4 – Résultat de la modélisation pour le cas 17. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.

Afin d'évaluer l'extension suivant un profil parallèle à la dorsale, j'ai défini un profil de 3500 km de long, allant du point 75°E, 25°S jusqu'au point 105°E, 45°S, dont l'azimut moyen est de 136,4°, parallèle à la dorsale. J'ai ensuite projeté les vecteurs vitesse situés à moins de 50 km de part et d'autre de ce grand cercle et reporté les valeurs sur la figure 4.5. On constate une variation très particulière de la vitesse d'extension sur ce profil avec une forme en cloche. La vitesse est proche de 0 du côté de la plaque Capricorne et sur le bord Australie, atteint son maximum (1,5 mm/an) entre 32°S et 37°S de latitude et décroît ensuite jusqu'à 0 vers 44°S (la projection des vecteurs vitesse de l'Australie sur le grand cercle tend vers 0). Cela signifie donc que l'extension traduite par les failles normales calculées par SHELLS est progressive et ne se fait pas sur toute la longueur du profil (comme on peut le voir sur la figure 4.4-B).

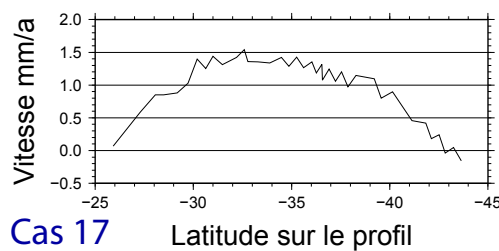


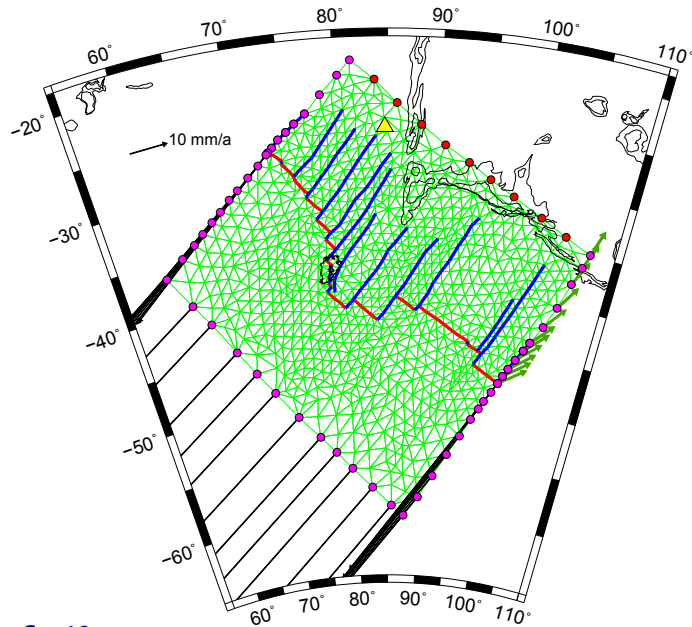
FIGURE 4.5 – Variation de la vitesse le long du profil parallèle à la dorsale du point (75°E, 25°S) au point (105°E, 45°S) pour le cas 17.

4.1.3 Modélisation avec zones de fracture activées

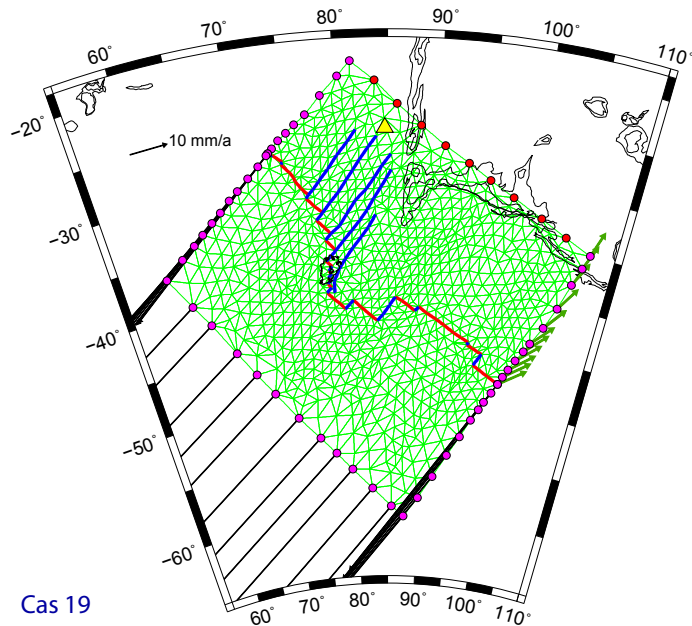
De la même façon que pour la modélisation de la frontière Inde/Capricorne, nous avons testé l'influence des zones de fracture sur la déformation en activant toutes les zones de fractures visibles sur la gravimétrie dans le cas 18 (Figure 4.6, et seules les zones de fractures situées au Nord du plateau de Saint-Paul et Amsterdam pour le cas 19 (Figure 4.6).

La principale différence structurale avec la frontière Inde / Capricorne est l'orientation respective des segments de dorsale et des zones de fracture par rapport à l'orientation de la dorsale Sud-Est Indienne. Sur la frontière Inde / Capricorne, la dorsale a globalement une direction Nord-Sud, avec des segments et des zones de fracture orientés à 45° par rapport à cette direction générale. Dans le cas présent, les segments de dorsale sont parallèles à l'orientation générale de la dorsale et les zones de fracture lui sont perpendiculaires.

L'activation de toutes les zones de fracture concentre la déformation dans la partie Nord de la région étudiée. La déformation est caractérisée par un comportement extensif parallèlement à la direction de la dorsale et en décrochement le long des zones de fracture. Les zones de fracture transforment la déformation en déplacement le long de celles-ci. Les séismes localisés à proximité du pôle de rotation ne coïncident pas avec une zone de forte déformation. La sismicité principale au Nord reste contenue dans le contour -16,5. Une autre zone de déformation, moins intense, s'étend plus à



Cas 18



Cas 19

→ Vitesses Australie/Capricorne
 → Vitesses Antarctique/Capricorne
 ▲ Pôle Australie/Capricorne

— Faille Inverse
 — Faille Normale
 — Faille Decrochante

Conditions au limites :

● -1	● 1
● 0	● 2

FIGURE 4.6 – Conditions aux limites de la modélisation du système Antarctique Capricorne Australie.

Contours	Cas 18		Cas 19	
	Lon.	Lat.	Lon.	Lat.
3 mm/an	84.75	-25.71	84.66	-25.62
4 mm/an	85.67	-30.86	85.28	-29.25
5 mm/an	82.76	-24.00	83.42	-24.58

TABLE 4.2 – Pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de la vitesse de surface (3 mm/an, 4 mm/an et 5 mm/an) pour les cas 18 et 19. Le pôle initial Australie/Capricorne est situé en 84,7°E, 25,8°S.

l’Est entre les zones de fracture à 88° et 96°E et re ète une extension parallèle à la direction de la dorsale. Les zones de fracture les plus actives sont donc celles situées au Nord-Ouest du plateau de Saint-Paul et Amsterdam avec des taux de glissement élevés, jusqu’à 0.6 mm/an, et un comportement dextre (Figure 4.9), ce qui traduit une extension Nord-Sud le long de la zone de fracture et un raccourcissement Est-Ouest. Un segment de zone de fracture proche de la dorsale situé en (31°S, 77°E) présente un glissement sénestre important de 0,8 mm/an. Cette valeur ne correspond pas au comportement général de cette zone de fracture et ne semble pas avoir une réalité physique. On remarque aussi que le taux de glissement reste important loin de la dorsale (0,6 à 0,4 mm/an à plus de 500 km). Les zones de fracture, situées au Sud-Est du plateau de Saint-Paul Amsterdam ont des taux de glissements plus faibles de l’ordre de 0,1 à 0,3 mm/an et produisent un décrochement sénestre. Ce type de comportement se traduit par de l’extension Est-Ouest et du raccourcissement Nord-Sud, ce qui semble être le résultat de la remontée de l’Australie vers le Nord. La zone rigide au Sud-Est du plateau de Saint-Paul Amsterdam séparerait les deux mouvements extensifs Est-Ouest et Nord-Sud.

Dans le cas 19, seules les zones de fracture au Nord du plateau de Saint-Paul et Amsterdam sont activées. La localisation et les taux de déformation sont les mêmes que pour le cas 18 (Figure 4.8). Dans le cas 19, les taux de glissement sur les zones de fracture sont légèrement plus élevés ; moins nombreuses celles-ci focalisent plus la déformation (Figure 4.9). La partie Sud-Est du maillage, exempte de zones de fracture, est alors laissée plus libre et subit moins de déformation. On retrouve toutefois la même zone de déformation entre la dorsale et Broken Ridge ; la déformation semble limitée par les zones de fracture qui sont ici désactivées et donc ne jouent aucun rôle. L’alignement avec la zone de fracture est celle du maillage.

Les positions des pôles de rotation déduits des contours 3, 4 et 5 mm/an montrent la même variabilité que pour le cas 17. Dans le cas 18, les zones de fracture provoquent des « marches d’escalier » dans les contours de vitesse, mais sans affecter la position des pôles par rapport au cas 17. Dans le cas 19, les zones de fracture ne perturbent pas les contours 4 et 5 mm/an, mais les positions sont perturbées par la déformation au Sud-Est du plateau de Saint-Paul et Amsterdam.

Les courbes de vitesse le long du profil parallèle à la dorsale pour les cas 18 et 19

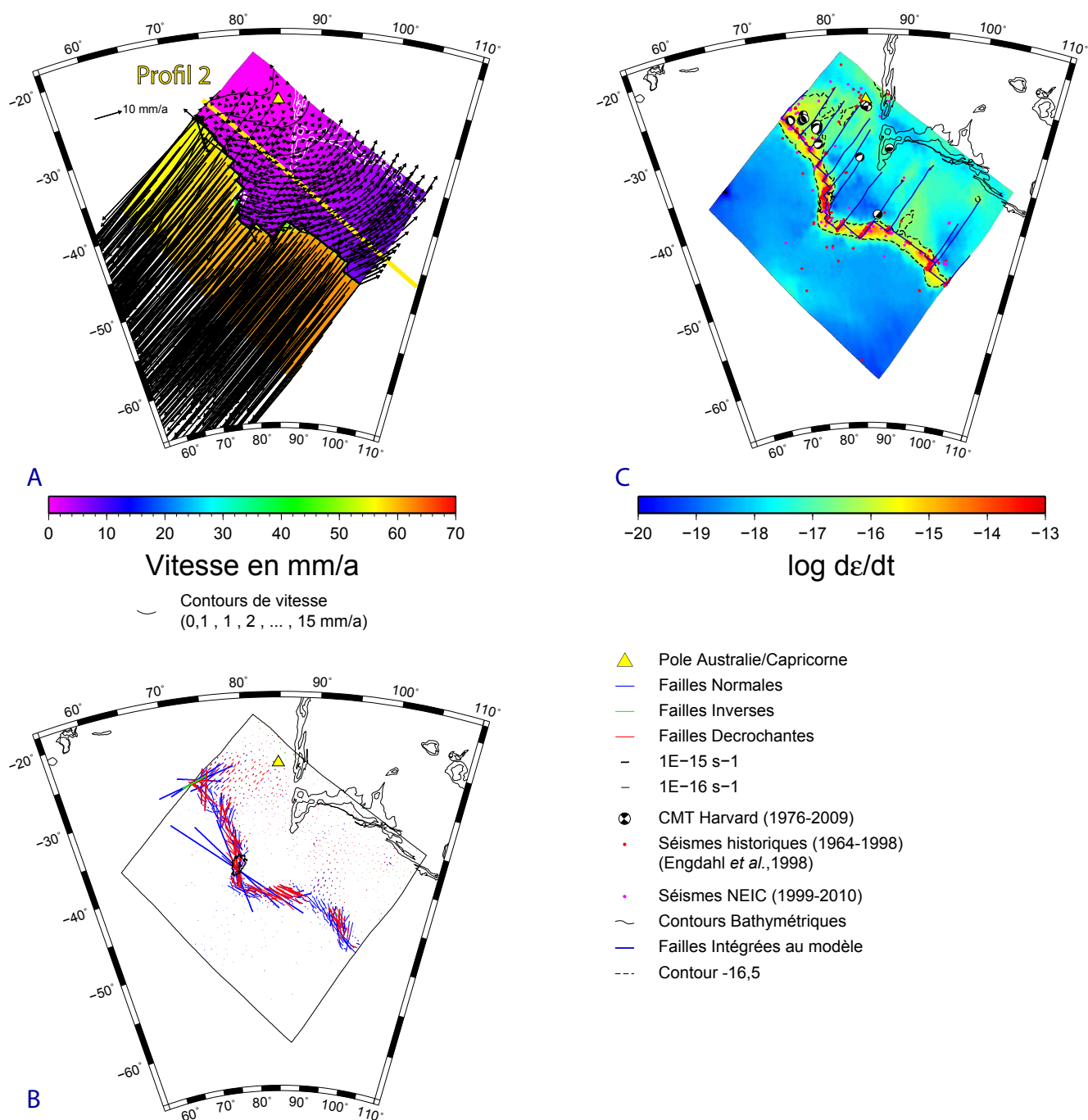


FIGURE 4.7 – Résultat de la modélisation pour le cas 18. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation réparti et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.

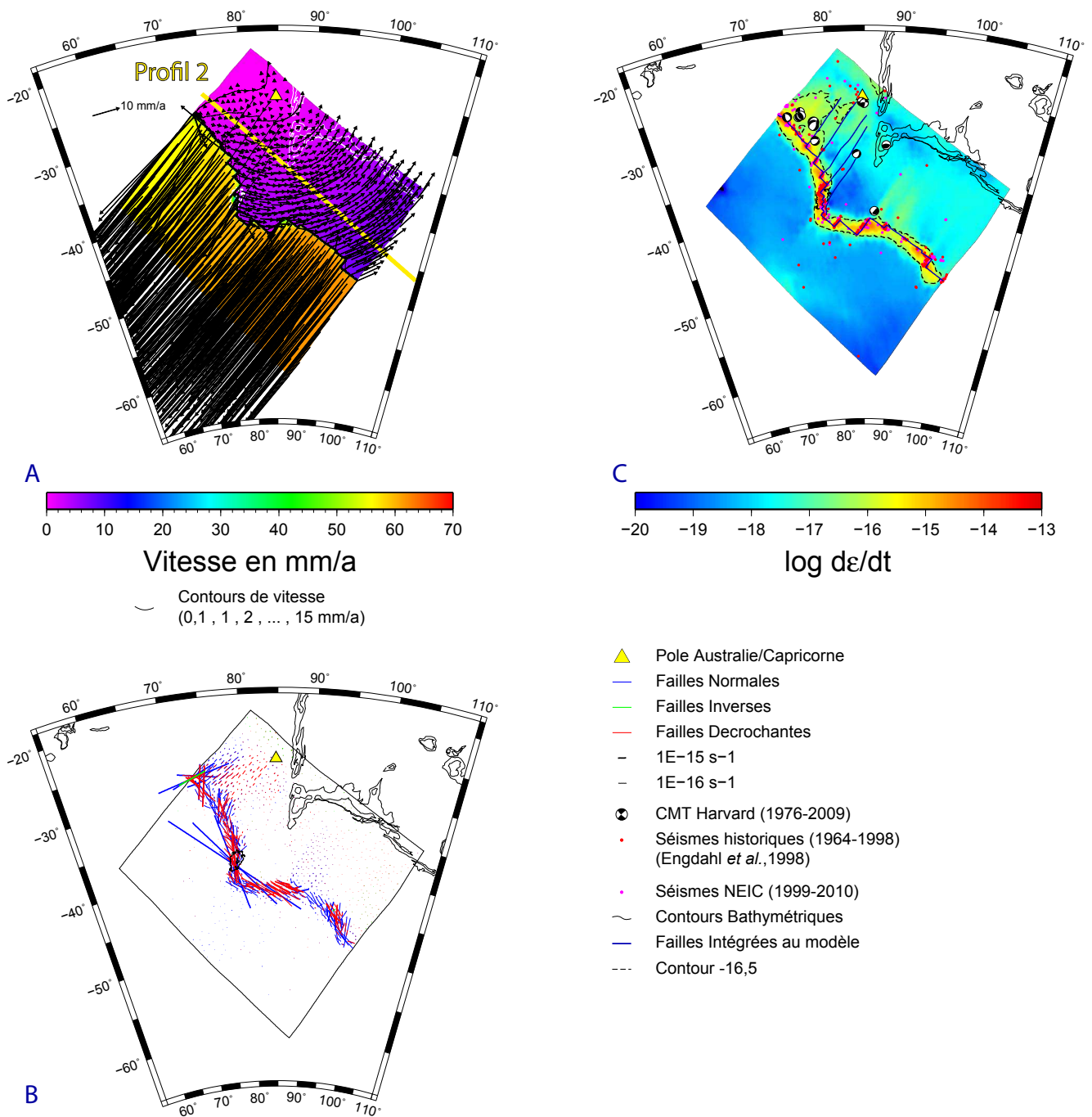
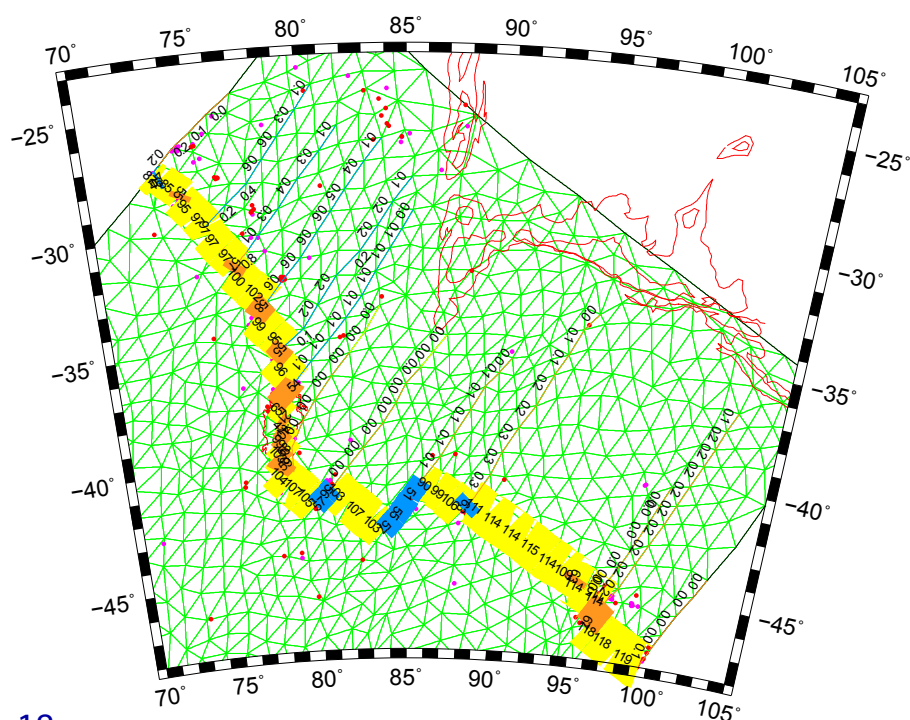
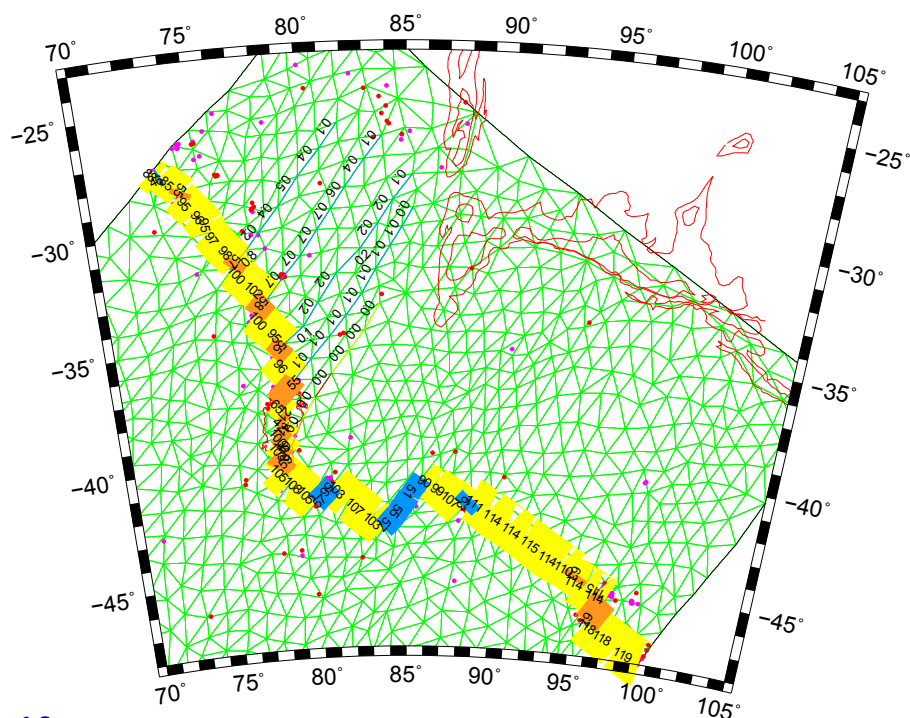


FIGURE 4.8 – Résultat de la modélisation pour le cas 19. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.



Cas 18



Cas 19

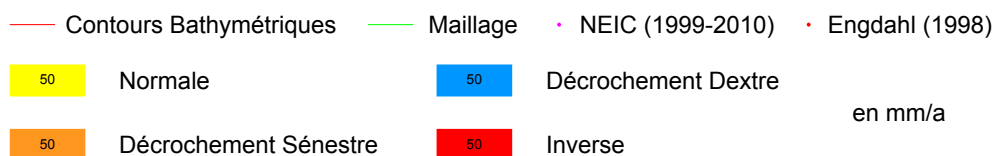


FIGURE 4.9 – Type de faille et taux de glissement en mm/an pour les cas 18 et 19.

sont très proches de celle du cas 17 (Figure 4.10). La principale différence vient de la plus forte vitesse à proximité du bord Capricorne. La présence des zones de fracture a décalé la déformation et donc, les plus grands mouvements vers le bord Capricorne. Les zones de fracture étant perpendiculaires à la direction globale de la dorsale, la projection des taux de glissement sur un grand cercle parallèle à la dorsale Sud-Est Indienne donne des valeurs proches de zéro.

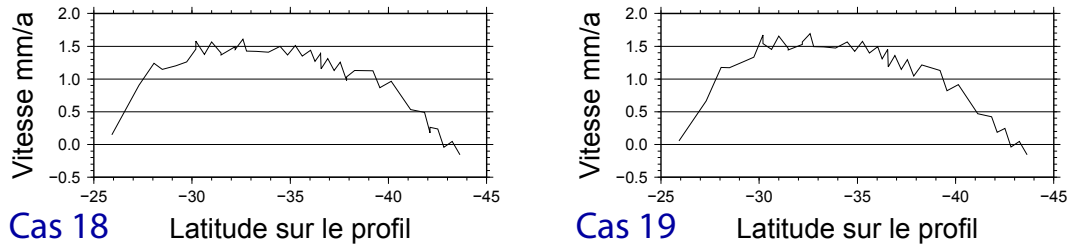


FIGURE 4.10 – Variation de la vitesse le long du profil parallèle à la dorsale du point (75°E, 25°S) au point (105°E, 45°S) pour les cas 18 et 19.

D'autres essais ont été effectués en réduisant la partie active des zones de fracture à quelques centaines de kilomètres, ces essais ne sont pas présentés ici, les effets sont équivalents à ceux présentés dans le chapitre précédent avec une diminution du taux de déformation autour des zones de fracture, et des taux de glissement sont réduits lorsque les zones de fracture sont plus longues.

4.2 Modélisation de la déformation dans les bassins de Wharton et Indien Central

Nous poursuivons notre étude de la déformation de la plaque Indo-Australienne en nous intéressant à sa partie orientale. Le bassin de Wharton, à l'Est de la ride du 90^{ème}Est, est le théâtre d'une forte activité sismique intraplaque. Des séismes sont également localisés au Nord-Ouest de la ride du 90^{ème}Est. Les mécanismes au foyer des séismes laissent penser que d'anciennes zones de fracture ont pu être réactivées suite à la compression subie par la plaque dans cette zone. Nous avons là encore effectué plusieurs essais, avec et sans zones de fracture, et en faisant varier les coefficients de friction.

4.2.1 Maillage et conditions initiales

Les bassins de Wharton et Indien Central sont contemporains et d'âges Éocène à Paléocène (Figure 4.1). Outre les grandes zones de fracture fossiles Nord-Sud, mieux marquées dans le bassin de Wharton, la bathymétrie de la zone est caractérisée par la ride du 90^{ème}Est et Broken Ridge au Sud; le maillage inclut une petite portion continentale (Sud de l'île de Ceylan). Les deux bassins ont une profondeur inférieure à 5000m. Le flux de chaleur lié à l'âge de la lithosphère est faible (<0.1 W/m²) et

quasiment constant sur toute la zone. Ce flux de chaleur est en fait très perturbé par la déformation (*Weissel et al.*, 1980; *Geller et al.*, 1983).

Le maillage couvrant la partie Est du Bassin Indien Central et le bassin de Warthon a été réalisé en prévision d'activer les zones de fracture. La subduction de Sumatra est définie avec un pendage inférieur à 20° . Le front de subduction est en fait découpé en trois parties pour considérer l'augmentation du pendage vers le Nord : j'ai imposé un pendage de 12° du bord Sud-Est du front de subduction à 7.5°S ($103,5^\circ\text{E}$) , puis de 15° jusqu'à 4°N (93°E), et enfin, de 18° jusqu'au point le plus au Nord. Ces pendages ont été calculés à partir des contours des « slabs » définis par *Gudmundsson et Sambridge* (1998).

4.2.2 Modèle sans zones de fracture

J'ai procédé de la même manière que pour les autres zones d'étude. Les frontières entre les plaques Capricorne, Australie et Inde sont larges et diffuses. Le bord Sud-Est du maillage fait partie de la plaque rigide Australie. Le bord Nord appartient à la plaque rigide Inde, et le bord Est est attribué à la plaque de la Sonde (Indonésie). Les conditions aux limites imposées à ces trois côtés du maillage seront de type 2 (i.e. vitesses complètement contraintes par le modèle MORVEL). Le bord Ouest est considéré comme libre avec une condition aux limites du type -1.

Dans un premier temps, nous n'avons pas tenu compte des zones de fracture fossiles. Les résultats de ce premier modèle (cas 20) sont présentés sur la figure 4.11. Le champ de vitesse calculé exprime la remontée vers le Nord du bloc Australie par rapport au bloc Inde, fixe. Le pôle de rotation Australie/Inde déduit du champ de vitesse est très proche du pôle initial. Dans toute la partie à l'Est du pôle de rotation, les contours suivent des cercles concentriques. Le bassin Indien Central se comporte différemment. Le champ de vitesse indique qu'il se déplace vers le Nord-Ouest par rapport à l'Inde, fixe.

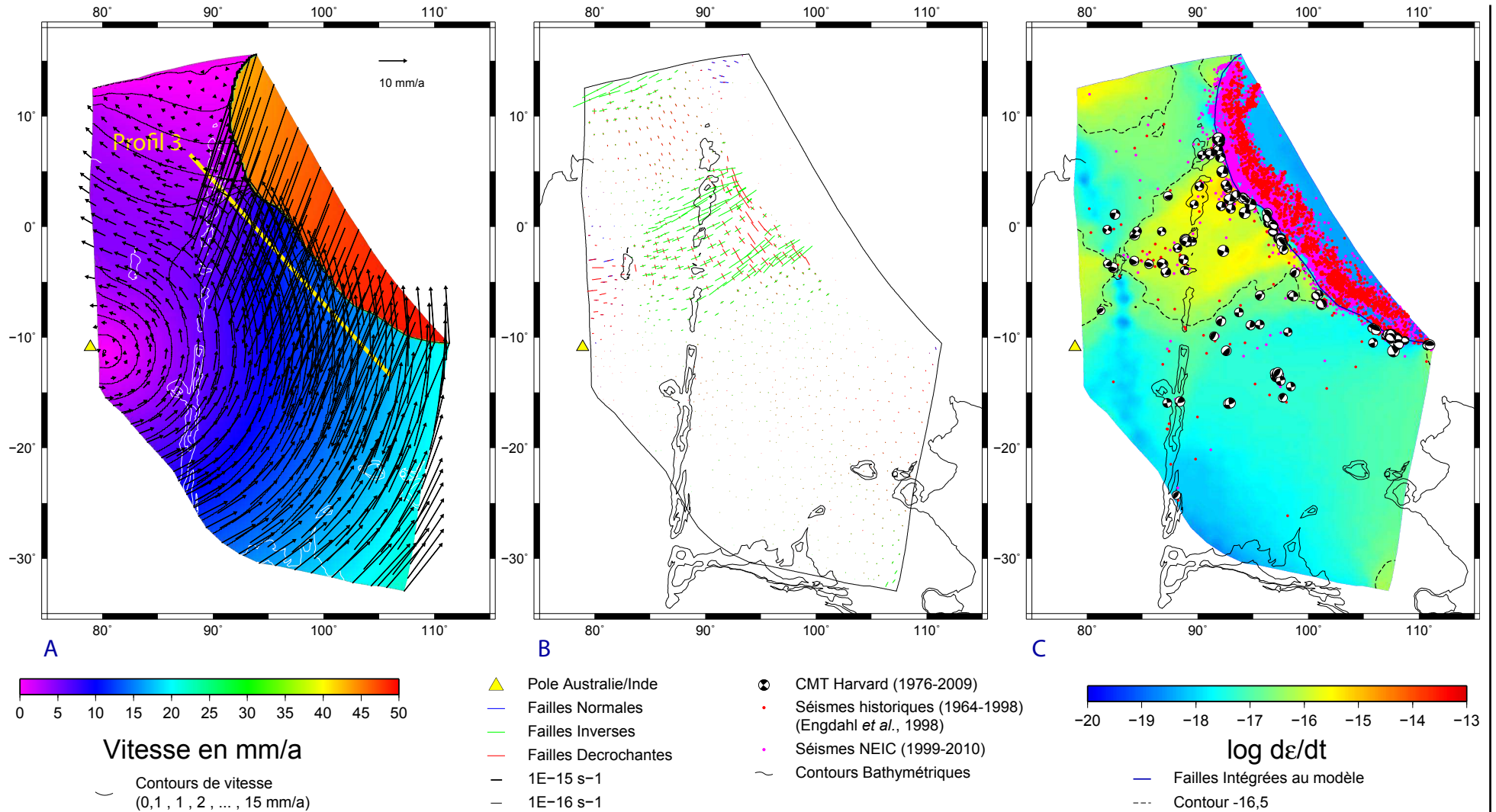


FIGURE 4.11 – Résultat de la modélisation pour le cas 20. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.

La zone principale de déformation est centrée sur une ligne reliant le front de subduction au pôle de rotation. Entre 83°E et la subduction, deux comportements se superposent : des chevauchements de direction NO-SE, plus importants à proximité de la zone de subduction, et de part et d'autre de cette ligne perpendiculaire au front, et des décrochements NO-SE, parallèles à la subduction et décroissants vers le Sud-Ouest. Les directions de contrainte NO-SE sont cohérentes. A l'Ouest de 83°E (mont Afanassi - Nikitin), les décrochements sont de direction Est-Ouest, mais de moindre ampleur et avec une faible composante normale. On observe même une ligne « neutre » entre 80°E, 5°S et 85°E, 20°S, passant par le mont Afanassi - Nikitin (Figure 4.11). On observe également une déformation compressive le long du bord Nord-Ouest du maillage (et dans une moindre mesure dans le coin inférieur Sud-Est).

Le catalogue de la sismicité intraplaque sur la zone d'étude est bien fourni et permet d'analyser les résultats des différents cas étudiés. Dans ce modèle sans zones de fracture, on constate que le maximum du taux de déformation situé en (4°N, 95°E) correspond bien à une zone très active sismiquement. En revanche, toute la sismicité du bassin de Wharton, notamment entre 5°S et 20°S, ne se trouve pas dans la zone de déformation prédite, de même que la sismicité au Sud du Golfe du Bengale.

Les vecteurs vitesse ont été projetés sur un arc de grand cercle compris entre les points 88°E, 6.5°N et 106.2°E, 13.5°S en suivant l'azimut 138° (direction parallèle à la subduction à l'Equateur, profil 3 sur la Figure 4.11A). Le profil de vitesse croît rapidement entre 0 mm/an à 6°N à 13 mm/an à 4°S, où elle devient constante. Les valeurs négatives traduisent un raccourcissement. Plus la pente de cette courbe est forte et plus la déformation est importante. Le raccourcissement, parallèlement au front de subduction, s'effectue donc principalement entre le bord Inde et la latitude 4°S.

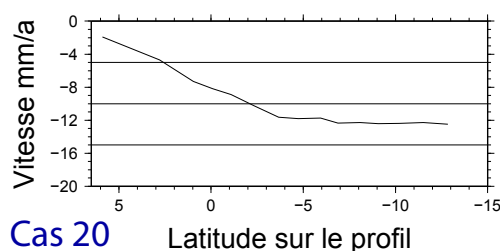


FIGURE 4.12 – Variation de la vitesse le long du profil parallèle à la dorsale du point (88°E, 6,5°N) au point (106, 2°E, 13,5°S) pour le cas 20.

Le calcul des taux de glissement montre que le comportement de la subduction change à 4°N (93°E). Au sud de ce point, il s'agit bien d'une limite de plaque en convergence, avec un plan de subduction en faille inverse dont le taux de glissement croît de 48 mm/an jusqu'à 70 mm/an pour le point le plus au Sud-Est. Au Nord de 4°N, la limite de plaque devient une faille en décrochement dextre, avec un taux de décrochement d'environ 44 mm/an. On pourrait penser que le changement de pendage imposé en ce point est à l'origine de ce changement de comportement, mais un autre essai (non présenté ici), réalisé avec un pendage constant sur toute la subduction, aboutit

à un résultat identique. C'est donc bien un effet de la géométrie du front de subduction et de la cinématique qui sont à l'origine de ce changement de comportement.

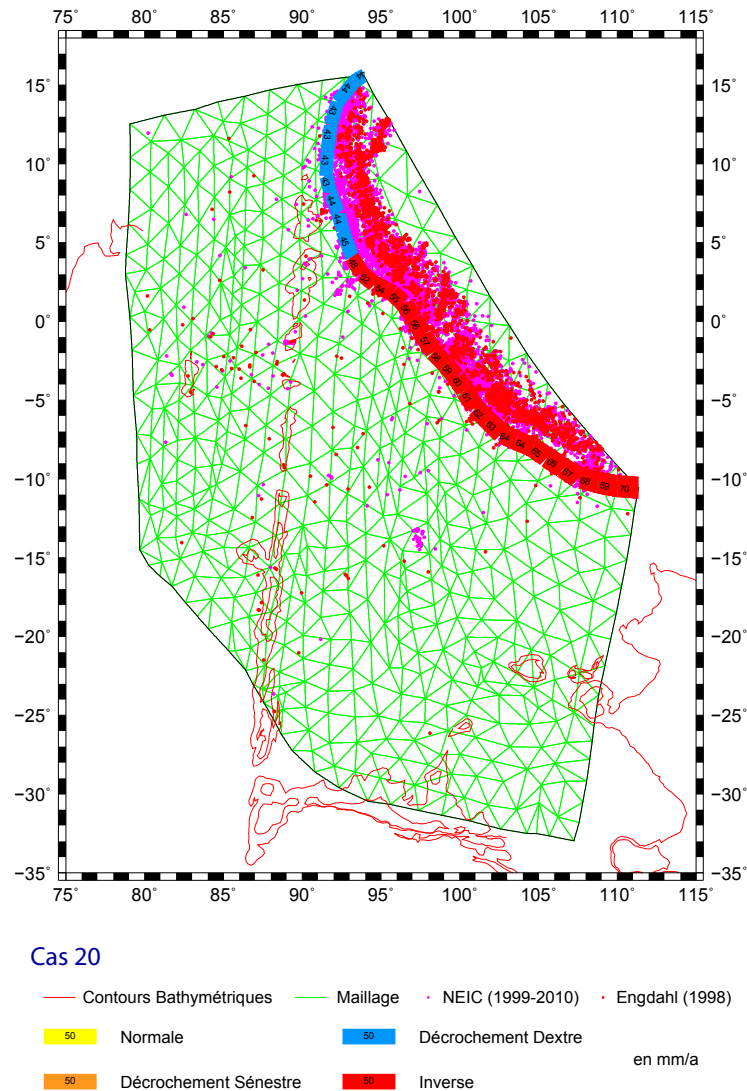


FIGURE 4.13 – Type de faille et taux de glissement en mm/an pour le cas 20.

4.2.3 Modèles avec zones de fracture

Comme nous venons de le voir, la déformation dans le cas 20 est localisée sur la partie centrale du maillage, perpendiculairement à la subduction. La sismicité Sud du bassin de Wharton n'est pas prédite par ce modèle. Nous allons donc activer les zones de fractures fossiles pour évaluer leur influence sur la déformation intraplaque.

Les zones de fracture sélectionnées sont celles qui sont les plus visibles sur une carte de gravimétrie. Elles ont pour la plupart une direction Nord-Sud et sont les plus nombreuses dans le bassin de Wharton ; seules quelques zones de fracture sont retenues dans le bassin Indien Central. Le pendage imposé à ces failles est de 90° et leur coefficient de friction est de 0.03.

Le résultat le plus surprenant est le champ de vitesse calculé. Les zones de fracture immédiatement à l'Est de la ride du 90^{ème} Est agissent comme une véritable frontière

de plaque entre l'Inde et l'Australie. Quasiment tout le bassin Indien Central et la ride du 90^{ème}Est (jusqu'à 15°S) deviennent solidaires de la plaque Inde (vitesse quasi nulle). Le pôle de rotation déduit des contours migre vers l'Est pour se situer en 85°E, 12°S. Dans la partie Est et entre les failles, le mouvement traduit toujours la remontée de l'Australie vers le Nord. La déformation se concentre dans la partie sud de la ride du 90^{ème}Est, entre les deux zones de fracture juste à l'Est de la ride du 90^{ème}Est, et le long de la zone de subduction. Les failles inverses les plus importantes apparaissent entre les deux zones de fracture à l'Est de la ride du 90^{ème}Est ; elles sont perpendiculaires aux zones de fracture. D'autres, aussi importantes, se répartissent le long du front de subduction, avec une direction Nord-Est Sud-Ouest, et sont associées à un comportement décrochant dans la direction perpendiculaire. Sur la partie Sud de la ride du 90^{ème}Est, des décrochements N-S prédominent.

Dans ce modèle avec zones de fracture, la déformation prédite est en bon accord avec la sismicité observée dans le bassin de Wharton (localisation et direction des contraintes). En revanche, elle ne prédit pas du tout la sismicité du bassin Indien Central et de la partie Nord de la ride du 90^{ème}Est.

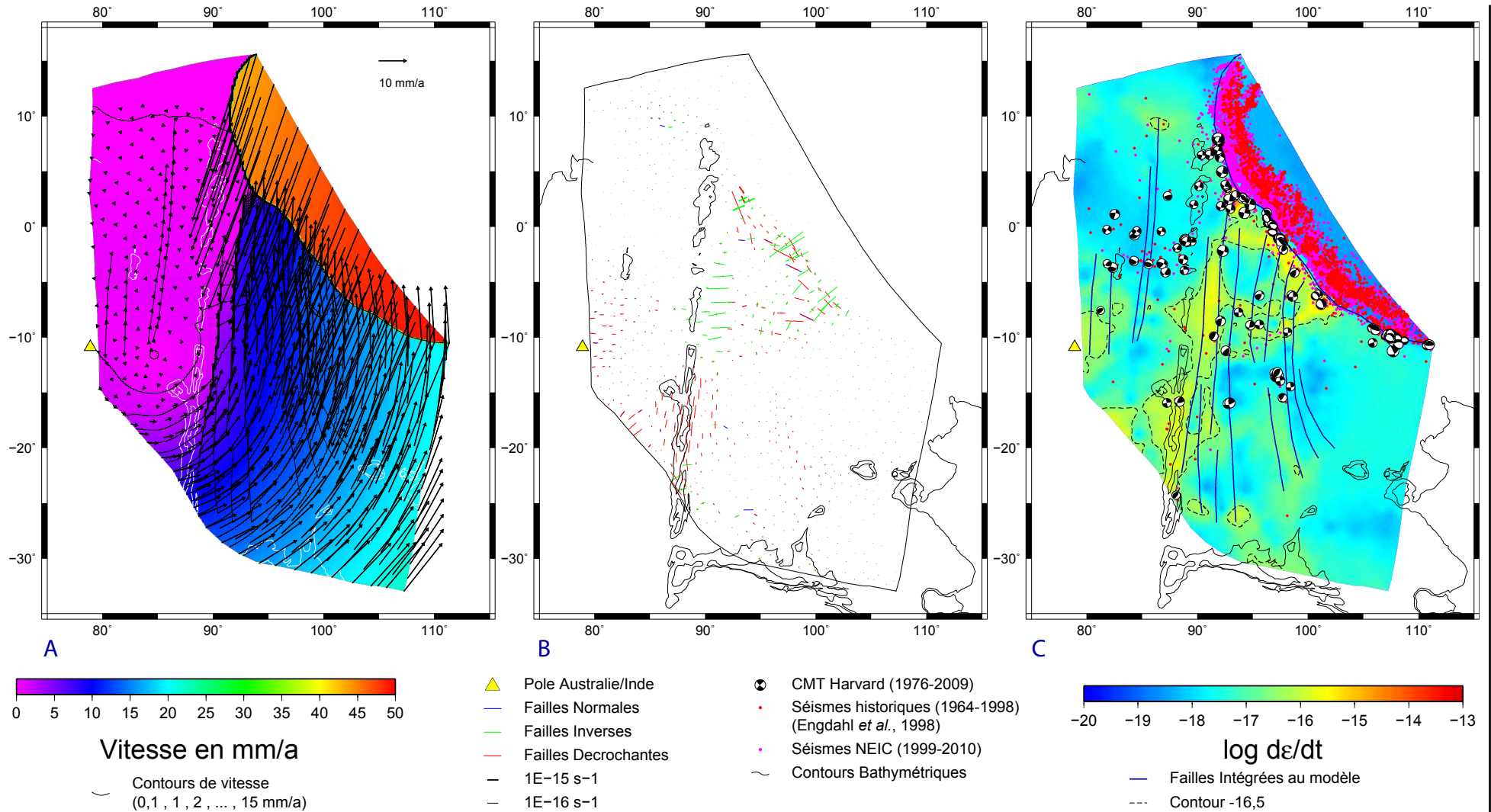


FIGURE 4.14 – Résultat de la modélisation pour le cas 21. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.

L'examen des taux de glissement montre la même transition subduction-décrochement le long de la fosse de Sumatra que dans le cas précédent (Figure 4.15). Les taux de glissement sur les zones de fracture du bassin de Wharton atteignent 8 mm/an sur la zone de fracture à 92°E dont le comportement est en décrochement sénestre, en accord avec le raccourcissement le long du front de subduction et les mécanismes au foyer des séismes enregistrés sur cette zone de fracture. Il est intéressant de remarquer que la terminaison de cette zone de fracture, à sa jonction avec la zone de subduction, coïncide avec une concentration de séismes, avec la transition subduction/décrochement dextre, et avec le taux de déformation le plus élevé calculé. Les autres zones de fracture du bassin de Wharton ont des taux de glissement plus faibles et un comportement en décrochement sénestre. Dans le bassin Indien Central, seules les deux zones de fracture les plus à l'Est ont un taux de glissement non négligeable et y focalisent sans doute la déformation.

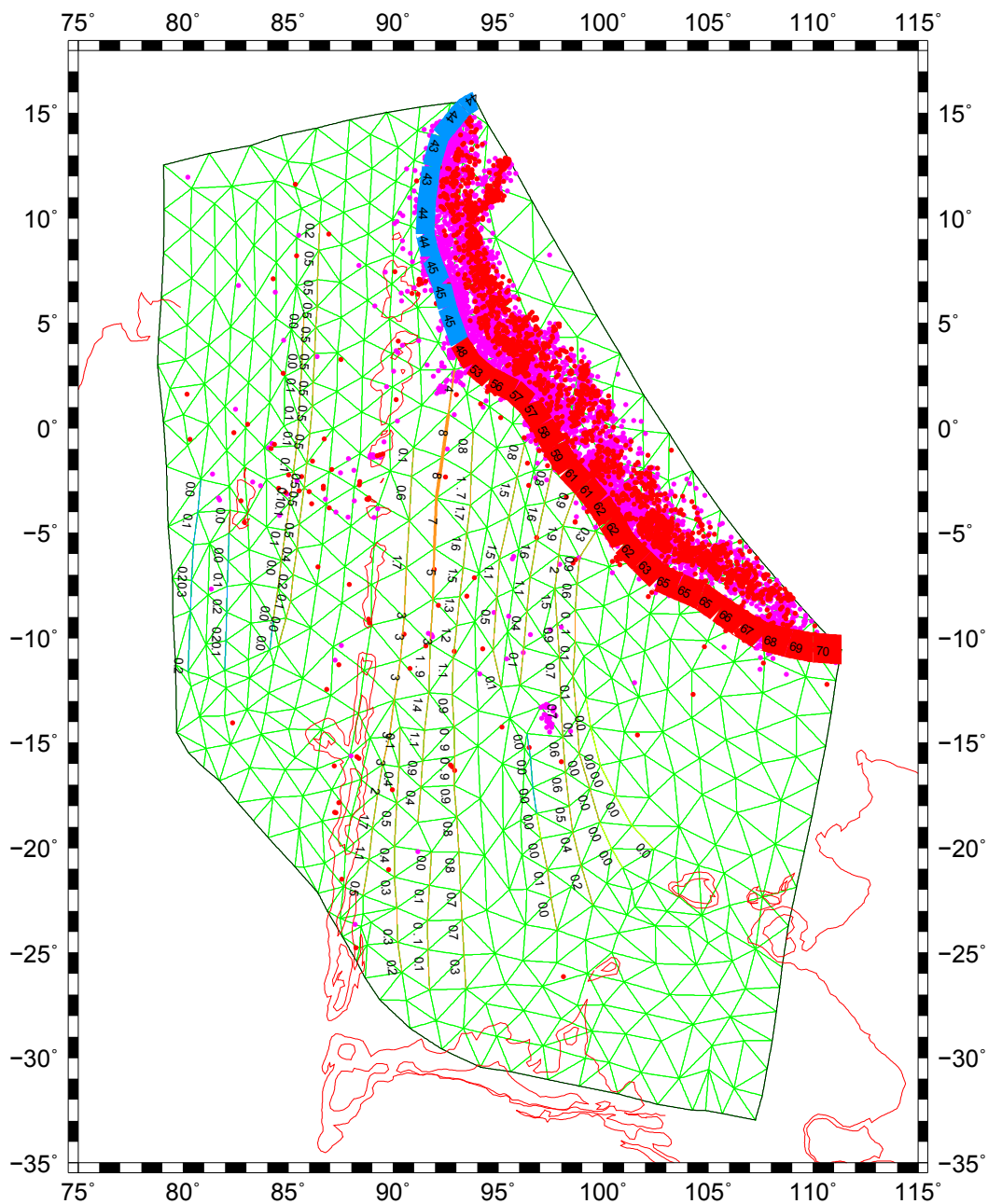
Dans un autre essai, nous avons prolongé les zones de fracture jusqu'à la subduction, et dans ce cas, le résultat diffère le long de la zone de subduction. Le taux de déformation est réduit le long du front de subduction et la déformation est alors absorbée par du glissement sur les zones de fracture.

4.2.4 Influence du coefficient de friction des zones de fracture sur la déformation

Dans les deux modèles précédents (Inde / Capricorne et Capricorne / Australie), le coefficient de friction des failles agissait aussi sur la dorsale et les transformantes. Le modèle présent étant exempt de centre d'expansion, nous avons pu tester l'influence de ce coefficient sur la déformation. En augmentant le coefficient de friction des failles, on se rapproche du coefficient de friction dans un milieu continu, car on augmente la transmission des contraintes à travers les failles.

Les conditions du modèle sont identiques au cas 21 (maillage et conditions aux limites). Nous avons testé les coefficients de friction suivants : 0,17, 0,35, 0,50 et 0,85. Dans le cas 21 et tous les modèles précédents, ce coefficient était de 0,03 pour les failles et de 0,85 pour le milieu continu. Considérer des zones de fracture avec un coefficient de friction de 0,85 revient donc à ce qu'il n'y ait pas de zones de fracture.

L'effet de ces différents coefficients de friction est présenté sur la figure 4.16. Nous ne représentons ici que le logarithme du maximum des taux de déformation. En premier lieu, l'essai avec un coefficient de 0,85 reproduit bien le modèle 20, sans zones de fracture. Avec un coefficient réduit à 0,5, les zones de fracture restent bloquées et on retrouve le cas 20. En second lieu et à l'autre extrême, augmenter le coefficient de friction de 0,03 (cas 21) à 0,17 ne modifie pas ou très peu la distribution de la déformation. La zone la plus déformée reste concentrée au Nord des zones de fracture du bassin de Wharton. Avec un coefficient de 0,35, le comportement est intermédiaire entre ces cas extrêmes. La surface limitée par le contour -16,5 inclut alors la plupart des séismes intraplaques observés. Cette image ressemble aussi le plus à la distribution des anomalies de gravité de longueur d'onde intermédiaire (150-300 km) qui expriment



Cas 21

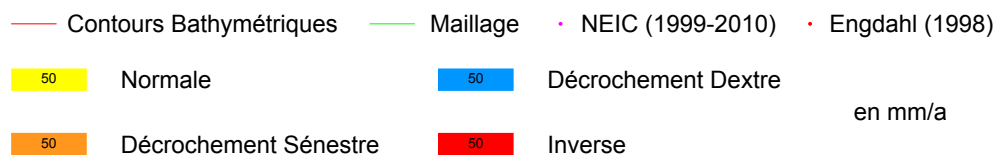


FIGURE 4.15 – Type de faille et taux de glissement en mm/an pour le cas 21.

le lambeau de la lithosphère. La reconstruction des plaques de *Royer et Gordon (1997)* indique une convergence entre la plaque Capricorne et la plaque Australienne. Cette convergence pourrait avoir produit d'important séismes et des plissements à grande échelle de la lithosphère suggérés par des ondulations dans les données de gravimétrie. Cependant, même en faisant varier le coefficient de friction des failles, il n'est possible d'obtenir des taux de déformation élevés dans les parties centrale et Est du bassin de Wharton où de la sismicité est observée. C'est également le cas pour la sismicité entre le Golfe du Bengale et au Nord de la ride du 90^{ème} Est. Notons qu'en « rigidifiant » les zones de fracture, la déformation à proximité du bord Inde et dans le coin inférieur droit du maillage augmente.

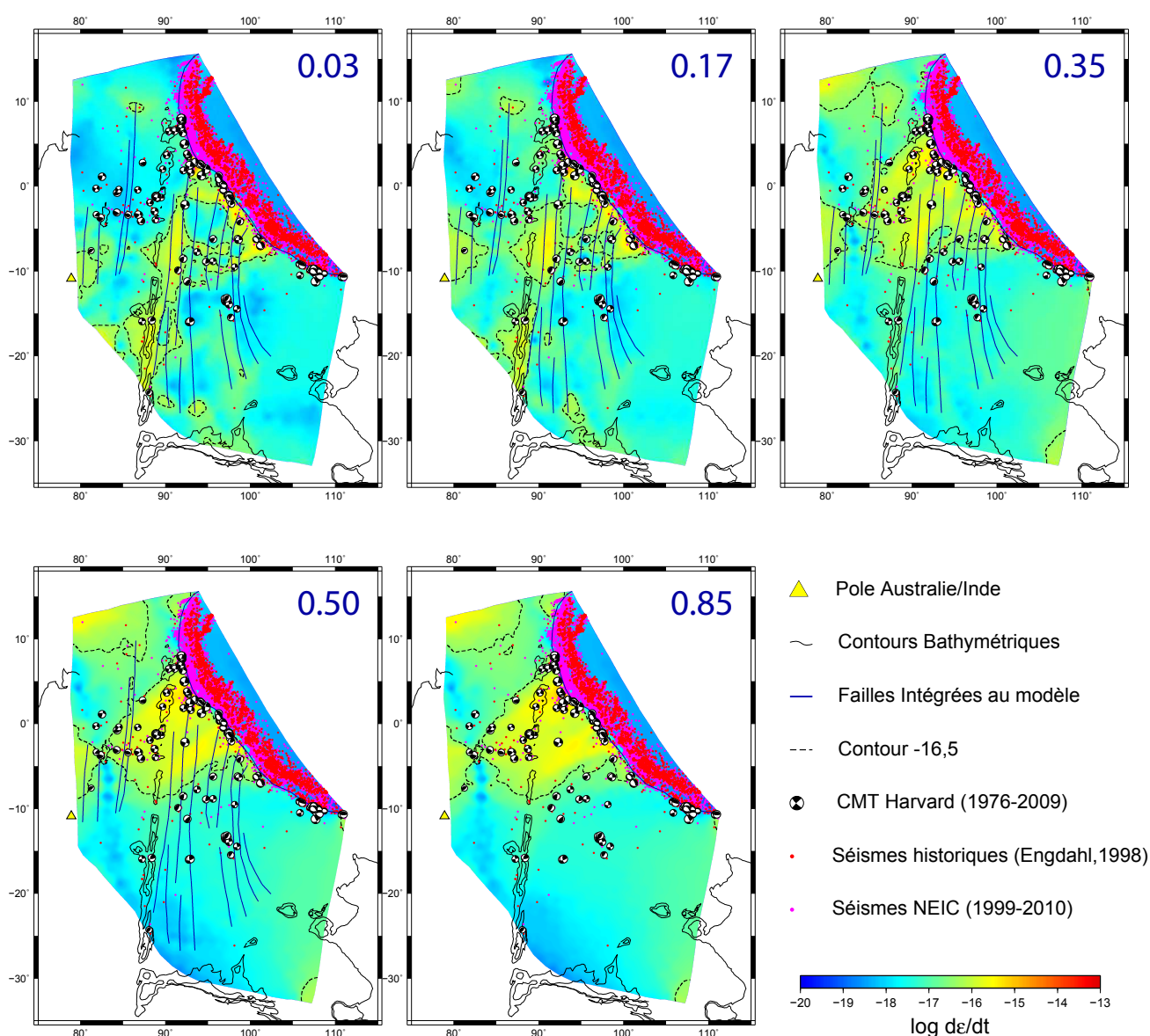


FIGURE 4.16 – Influence du coefficient de friction des failles sur le taux de déformation.

Supposer un coefficient de friction des failles de 0,35 permet d'expliquer le mieux l'étendue de la zone déformée. Les zones de fracture du bassin de Wharton ne sont plus actives depuis 40 à 70 millions d'années, et on peut supposer que, la lithosphère continuant de s'épaissir, ces zones de fractures se sont « soudées » avec le temps. Elles

auraient donc plus de difficulté à être réactivées et permettent de transmettre les mouvements et la déformation. Cependant, ce coefficient peut aussi être typique des zones de fracture fossiles, quel que soit l'âge de la lithosphère, mais nous n'avons pas pu le tester sur les zones de fracture des dorsales Centrale et Sud-Est indiennes (cf. paragraphe 3.2.4.2).

4.3 Application à la plaque Indo-Australienne

Nous allons ici regrouper toutes les zones étudiées précédemment pour reproduire les déformations subies par la plaque Indo-Australienne dans son ensemble.

4.3.1 Cas du modèle sans zones de fracture

Le maillage de la plaque Indo-australienne reprend celui des différents blocs étudiés précédemment, avec quelques compléments de façon à couvrir l'ensemble de la plaque dans sa partie déformée. Il intègre donc la dorsale Sud-Ouest Indienne et le point triple de Rodrigues (Figure 4.17).

La plaque Capricorne se trouve ainsi au centre du maillage et nous avons rapporté tous les vecteurs angulaires du modèle cinématique global MORVEL à cette plaque, prise comme plaque de référence. Les champs de vitesse calculés dans SHELLS seront donc relatifs à la plaque Capricorne. La vitesse de tous les points du bord du maillage sera calculée en fonction des rotations du modèle MORVEL, et la condition aux limites de type 2 (vitesse complètement contrainte) leur sera appliqué (Figure 4.17).

Comme pour les études précédentes, nous avons intégré les données géophysiques dont nous disposons, bathymétrie et âge de la lithosphère. Le flux de chaleur résultant est calculé par « OrbData » (Figures 4.1 et 4.18).

Les résultats du modèle sans zones de fracture (Cas 23) sont présentés dans la figure 4.19. Le champ de vitesse résultant, défini par rapport à la plaque Capricorne, ressemble à l'interaction de deux vortex dont les centres sont les pôles de rotation Inde / Capricorne et Australie / Capricorne. Le champ vectoriel des autres plaques n'est pas représenté pour ne pas surcharger la figure. Les pôles de rotation initiaux (triangles) se retrouvent quasiment au centre des contours 0.1 mm/an. La présence de deux pôles de rotation au sein de la plaque provoque des mouvements très complexes au sein de la plaque. La direction des vecteurs vitesses entre les deux pôles est contrainte par la position de chacun de ces pôles et par le taux de rotation relatif.

La carte C met en évidence trois zones disjointes à fort taux de déformation. Le contour -16,5 dessine à l'Ouest deux zones en arches : la première coupe la dorsale centrale Indienne entre 2°S et 8°S, inclut le banc des Chagos et rejoint la dorsale au nord de la zone de fracture Marie-Celeste (15°S). La seconde repart de cette dorsale vers 20°S et recoupe la dorsale sud-est Indienne entre le point triple de Rodrigues et le plateau de Saint-Paul et Amsterdam. Ces deux régions incluent la plupart des séismes enregistrés dans ces régions. A l'Est, le contour -16,5 part de la subduction, englobe toute la partie Nord du bassin de Wharton et une partie du bassin

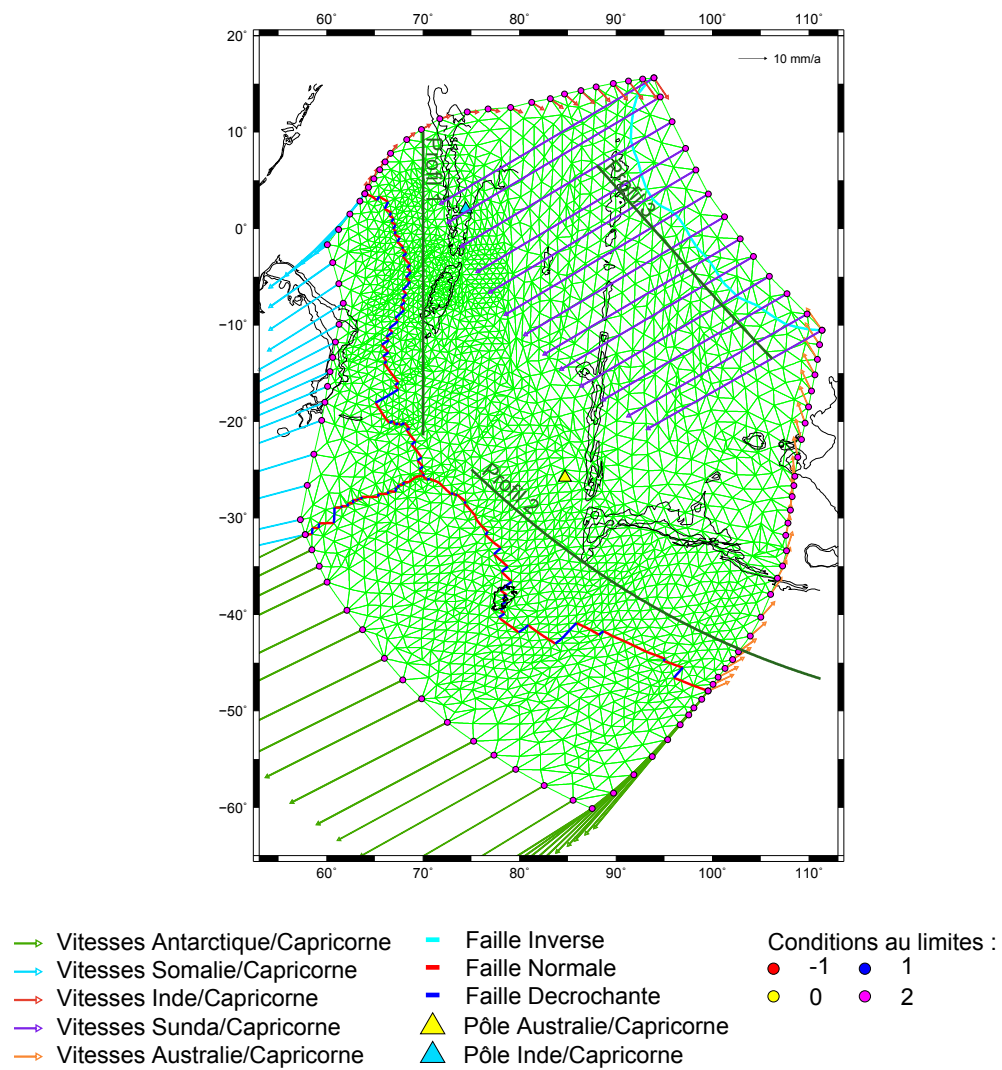


FIGURE 4.17 – Conditions aux limites pour le modèle global de la zone déformée de la plaque Indo-Australienne.

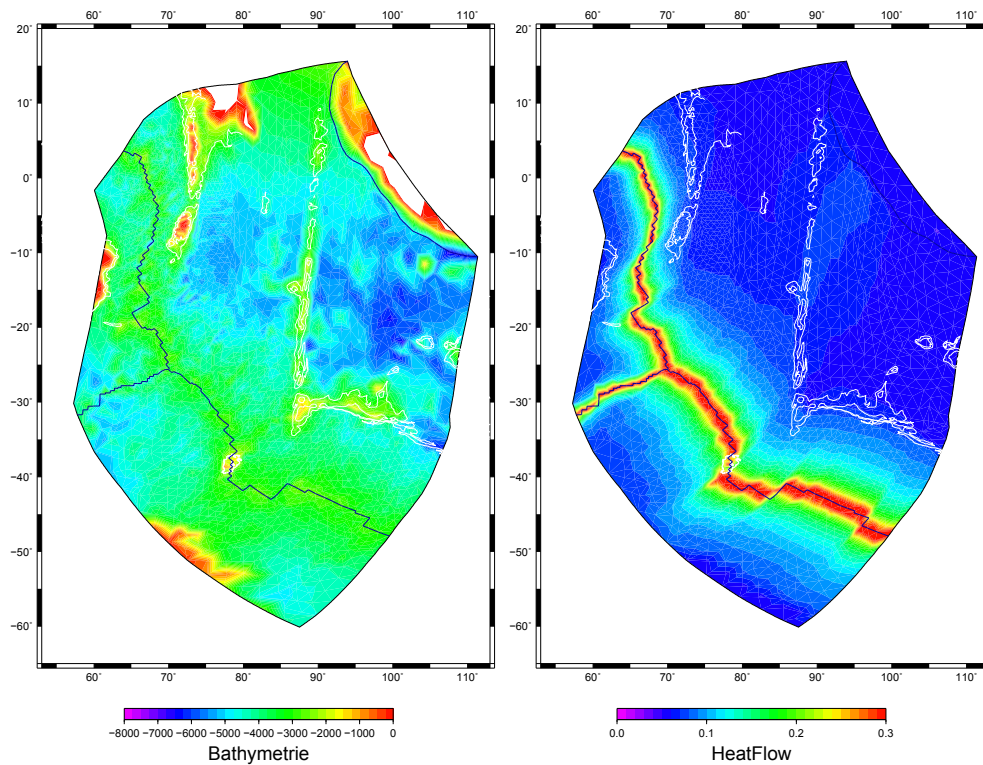


FIGURE 4.18 – Bathymétrie et flux de chaleur calculé par « OrbData » utilisés ensuite par SHELLS dans le calcul des déformations.

Indien Central et permet de retrouver de nombreux séismes. La zone au plus fort taux de déformation n'est toutefois pas associée à de la sismicité. Elle correspond à des failles inverses orientées NE-SO. La déformation compressive prédite sur le bord Inde, comprend bien un ou deux séismes, mais est inattendue. Au niveau de la subduction, les failles sont en décrochement ce qui est cohérent avec la sismicité enregistrée (carte B). Au niveau de l'archipel de Chagos, les failles normales détectées correspondent bien aux mécanismes aux foyers en extension N-S des séismes. Néanmoins, toutes les zones sismiques ne sont pas reproduites par ce modèle, notamment dans le Bassin Indien Central, dans la zone centrale du Bassin de Wharton et au Sud de la ride du 90^{ème} Est.

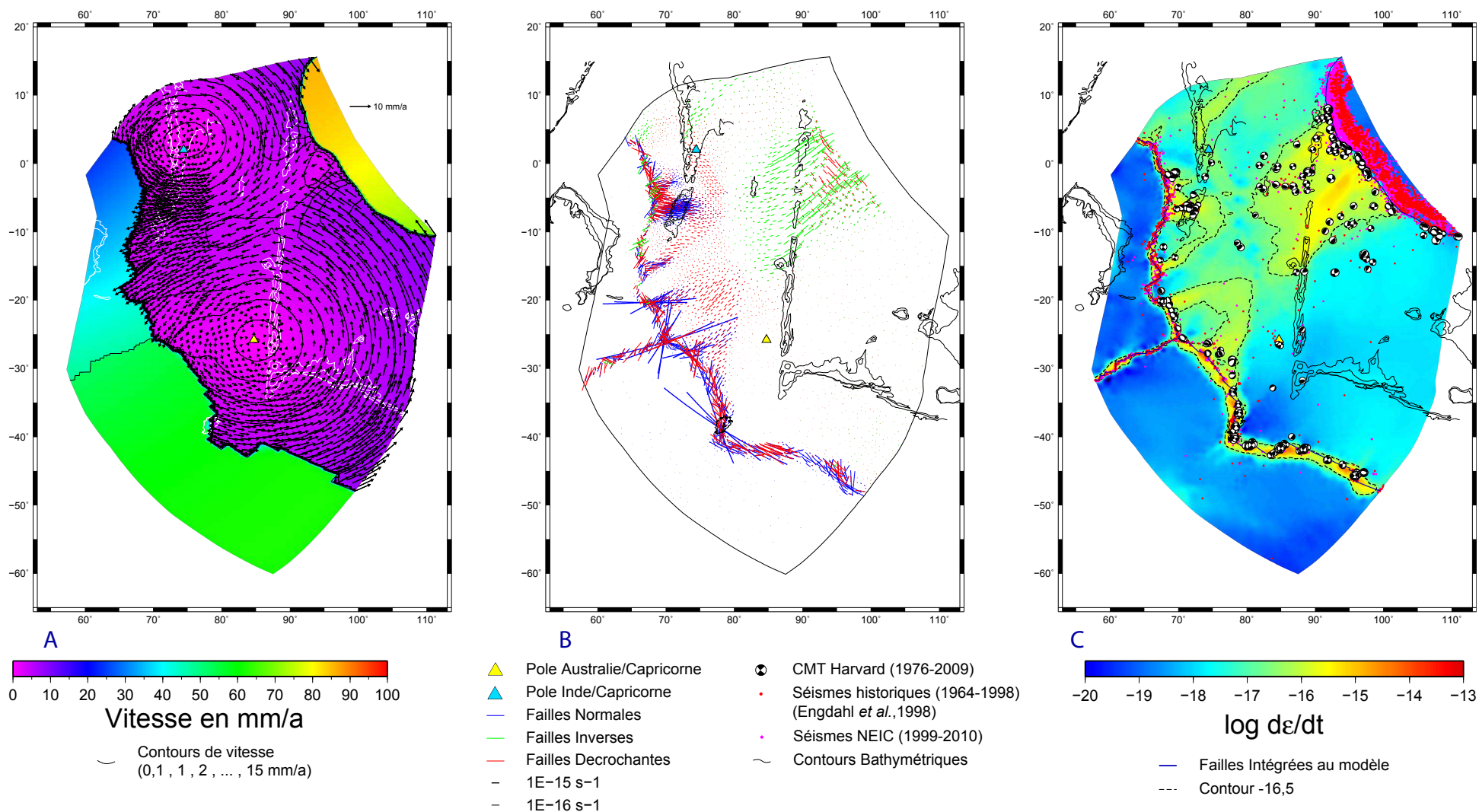


FIGURE 4.19 – Résultat de la modélisation pour le cas 23. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.

Dans la figure 4.20, les vecteurs vitesse sont projetés sur segments de grands cercles respectivement parallèles à la dorsale Centrale Indienne (profil 1, méridien 70°E), à la dorsale Sud-Est Indienne (profil 2) et à la subduction de Sumatra (profil 3 ; Figure 4.17). Le référentiel pour les vecteurs vitesse est la plaque Capricorne. Les vitesses projetées sur le profil 1 sont comprises entre -2 et 2 mm/an. Entre 2°S et 8°S de latitude, le changement de pente correspond à la zone de déformation que l'on a décrit précédemment (chapitre 3). La vitesse constante entre 9°N et l'Équateur traduit l'éloignement de la plaque Inde rigide de 2 mm/an par rapport à la plaque Capricorne. Les vitesses projetées sur le profil 2, comprises entre 1 et 2 mm/an, traduisent l'extension du anc Nord de la dorsale Sud-Est Indienne, parallèlement à la dorsale ; au Sud de 35°S, le mouvement vers le Nord de l'Australie augmente, la projection de vecteurs sur le profil 2 décroît donc vers 0 au fur et à mesure que la composante Nord des vecteurs croît. Les vitesses projetées sur le profil 3 sont comprises entre 4,5 et -7 mm/an et décroissent rapidement de 5°N à 3°S. Ces vecteurs étant observés par rapport à la plaque Capricorne, le changement de signe indique simplement que la plaque Inde descend vers le Sud-Est et la plaque Australie remonte vers le Nord-Ouest, traduisant un raccourcissement. Là où la pente est la plus forte, la déformation est la plus forte, ce qui est conforme avec les taux de déformation de la Figure 4.19. Au Sud-Est de (102°E, 7°S), les vitesses deviennent constantes, il n'y a donc plus de déformation. Le raccourcissement entre les deux plaques vaut environ 11,5 mm/an.

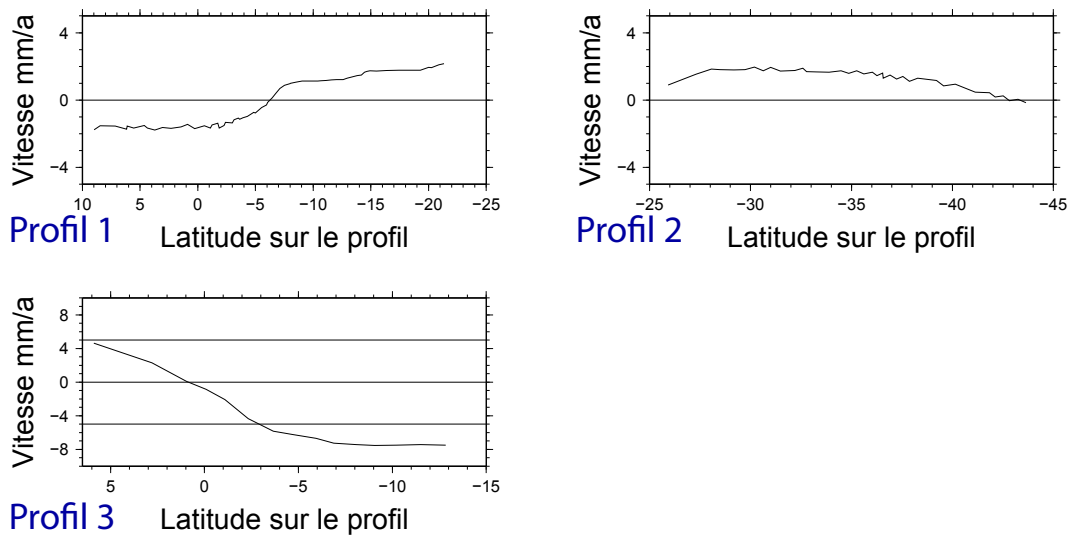


FIGURE 4.20 – Variation de la vitesse le long des trois profils de la Figure 4.17 pour le cas 23.

4.3.2 Modèle avec zones de fracture sur les dorsales

Le cas 24 introduit dans le modèle global uniquement les zones de fracture des dorsales Centrale et Sud-Est indiennes, en leur attribuant un coefficient de friction de 0,03 (Figure 4.21). Les conditions aux limites sont identiques à celles du cas 23. Le résultat est sensiblement le même que pour le cas 23. Nous retrouvons les 3 zones disjointes à forts taux de déformation observées dans le cas précédent. La zone proche

de la subduction ne présente aucune modification. La sismicité du bassin Indien Central et du centre du bassin de Wharton n'est pas complètement prédite. La zone de l'archipel de Chagos est mieux contrainte. Les zones de fracture enregistrent de forts taux de glissement entre 2°S et 15°S jusqu'à 1 mm/an sur la dorsale Centrale Indienne (Figure 4.22). Au Nord de 2°S, les zones de fracture sont inactives. Sur la dorsale Sud-Est Indienne, les zones de fracture ne coulissent pas, sauf les 2 plus grandes zones de fracture proches du point triple de Rodrigues dont le taux de glissement atteint 1 mm/an. Les failles à l'Est du point triple sont principalement décrochantes là où les taux de déformation sont les plus forts. D'une manière générale, les zones de fracture actives n'ont pas d'influence sur les taux de déformation. Cependant, en coulissant, elles réduisent le taux de déformation dans les corridors qu'elles délimitent.

Les variations de vitesse sur les 3 segments de grands cercles décrits précédemment sont proches du cas 23 sans zones de fracture (Figure 4.23). Les zones de fracture de la dorsale Centrale Indienne étant les plus actives, elles provoquent des discontinuités dans les courbes de vitesse du profil 1. Les autres profils ne changent pas et les interprétations pour le cas 23 restent les mêmes.

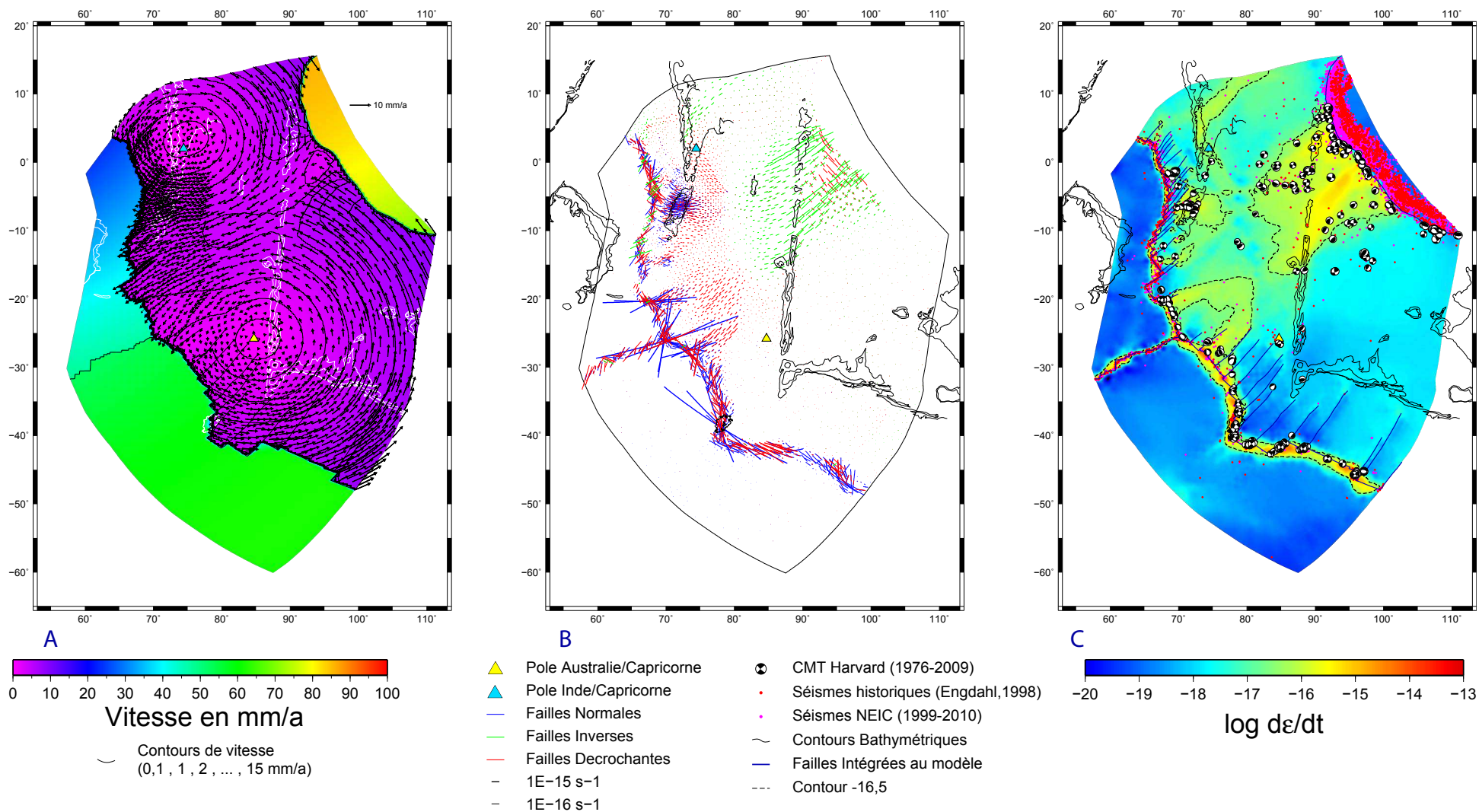


FIGURE 4.21 – Résultat de la modélisation pour le cas 24. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.

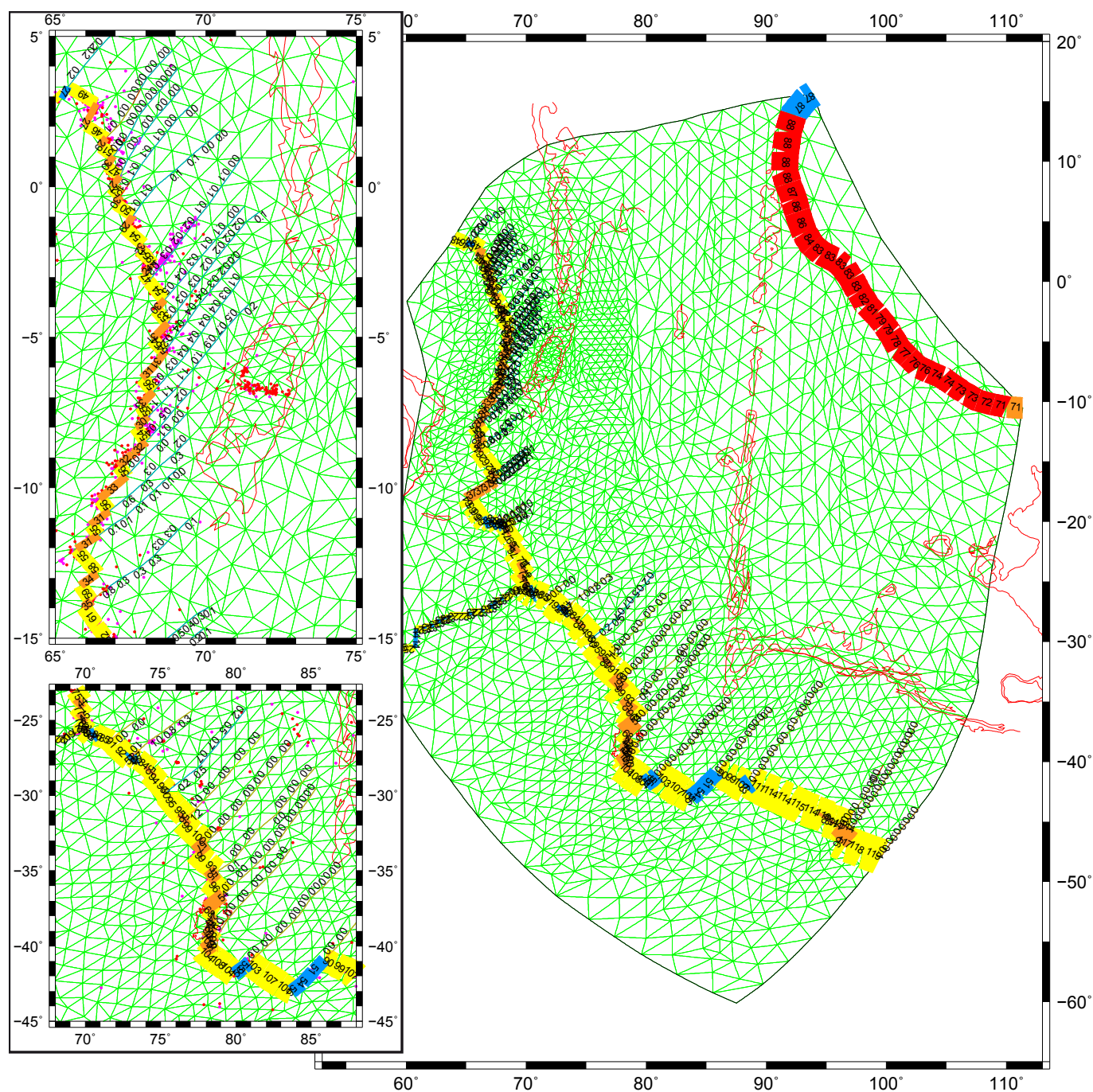


FIGURE 4.22 – Nature et taux de glissement des failles (en mm/a) pour le cas 24 et dans le cas où les zones de fracture longues sont activées.

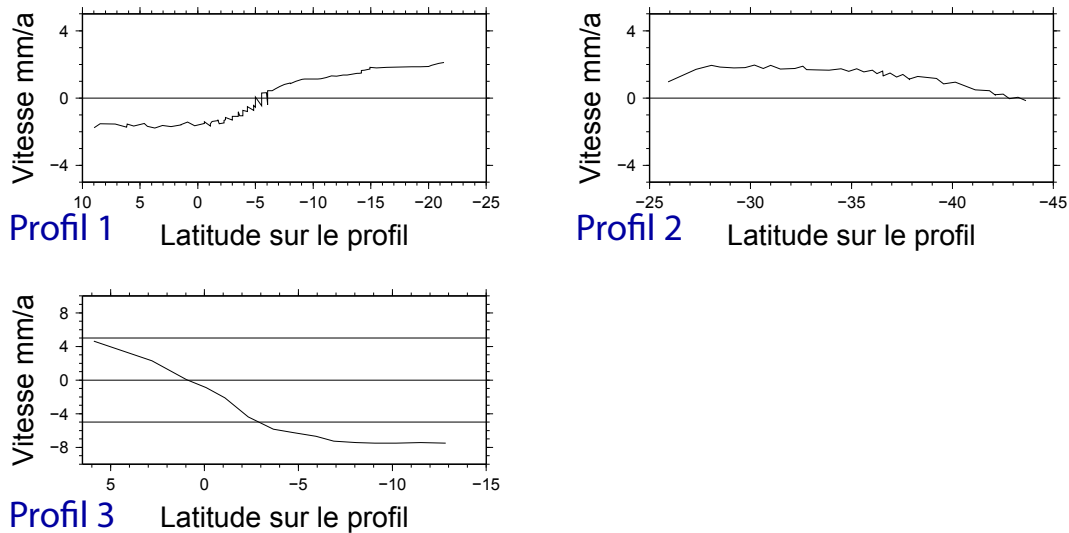


FIGURE 4.23 – Variation de la vitesse le long de trois profils pour le cas 24.

4.3.3 Modèle avec toutes les zones de fracture

Le dernier cas traité (Cas 25) est celui du modèle global intégrant l'ensemble des zones de fracture le long des dorsales Centrale et Sud-Est indiennes et des bassins Indien Central et de Wharton. Deux nouvelles zones de fracture ont été ajoutées à l'Est du banc de Chagos [4.24](#).

Les résultats de ce modèle sont présentés sur la Figure [4.25](#). Le champ de vitesse (carte A), défini par rapport à la plaque Capricorne, présente, comme pour le cas sans zones de fracture, deux « vortex » l'un centré sur le pôle de rotation Inde / Capricorne, l'autre légèrement décalé vers l'Est par rapport au pôle Australie / Capricorne initial. On remarque un minimum du champ de vitesse au niveau de la subduction de Sumatra; cela traduit simplement que ces points se déplacent peu par rapport à la plaque Capricorne. On observe surtout une discontinuité importante du champ de vitesse dans le bassin de Wharton le long de la zone de fracture bordant la ride du 90^{ème} Est. Les zones de fracture à l'Est du point triple ont le même effet, bien que moindre. Les zones de fracture ont donc une influence importante sur le champ de vitesse.

Les zones de déformation maximale (délimitées par le contour -16.5 sur la carte C) présentent une répartition plus complexe que celle rencontrée dans les modèles précédents. Les zones de fracture introduites jouent un rôle important dans leur découpage.

Au niveau du banc de Chagos, la déformation est associée à des failles principalement normales Est-Ouest, mais aussi à des décrochements dans la même direction. Cette zone de déformation intense coïncide avec la forte sismicité observée sur ce banc. La déformation se poursuit vers le Sud jusqu'au Sud-Est du point triple de Rodrigues, où une sismicité diffuse est observée. La connexion entre ces deux zones est caractérisée par un comportement décrochant Est-Ouest, mais n'est pas associée à de la sismicité. Une ramification rejoint la dorsale Centrale Indienne vers 20°S, avec du décrochement orienté SO-NE. La sismicité au Sud-Est du point triple de Rodrigues présente différents mécanismes au foyer d'après le catalogue Harvard : des séismes en failles inverses

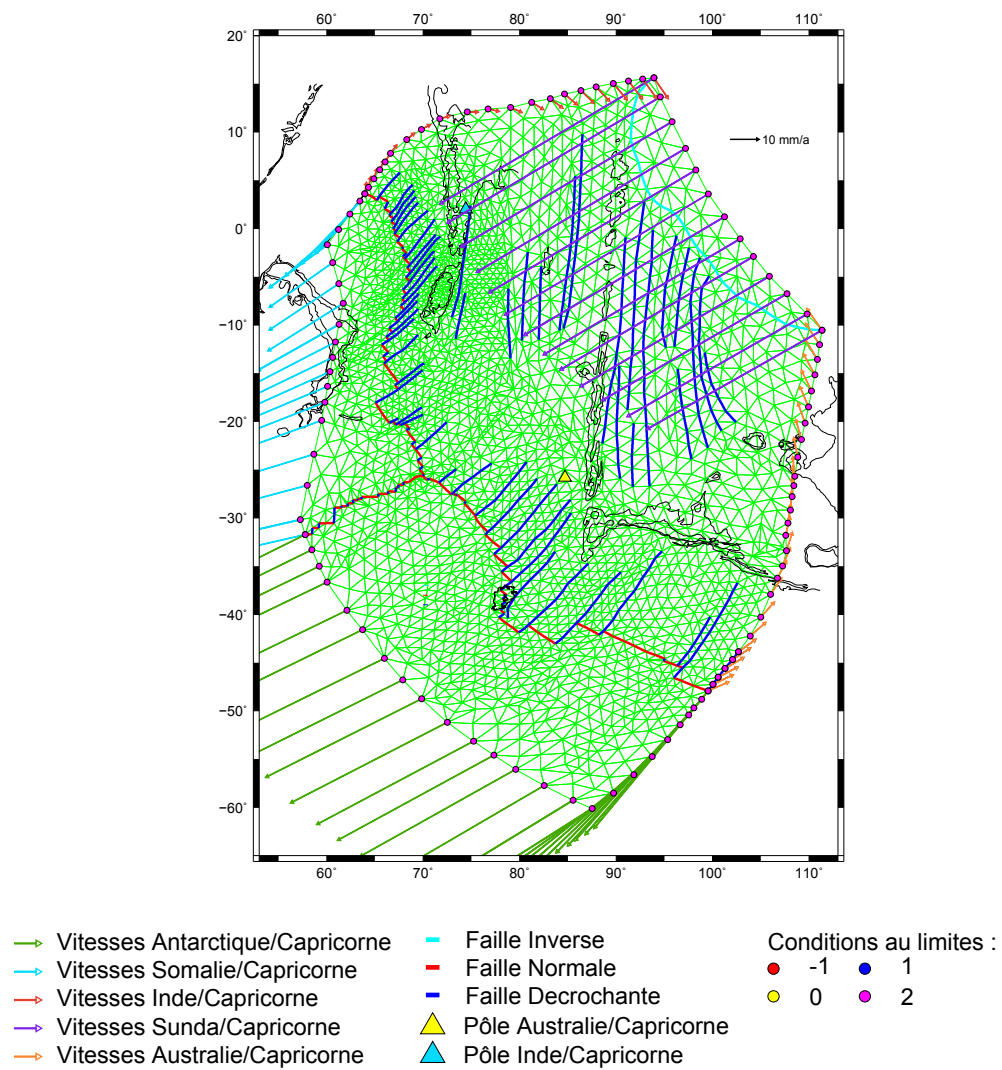


FIGURE 4.24 – Conditions aux limites, maillage et zones de fracture pour le modèle global de la partie déformée de la plaque Indo-Australienne.

que la modélisation ne prédit pas, des séismes en failles normales et en décrochement dont les directions parallèles aux zones de fracture sont bien prédites par notre modèle.

Ce modèle prédit également une déformation autour du pôle de rotation Australie/Capricorne (le pôle déduit du champ de vitesse est en fait 4° plus à l'Est) . Cette zone se poursuit vers le Nord, le long de la ride du 90^{ème}Est, avec des failles en décrochement Nord-Sud associées. Nous retrouvons ce comportement dans les deux séismes du catalogue Harvard recensés à proximité du pôle de rotation Australie/Capricorne. Légèrement au Nord-Est, dans la partie Sud de la ride du 90^{ème}Est, deux autres séismes présentent des mécanismes en failles inverses là où le code SHELLS prédit des failles inverses.

Au Sud des zones de fracture du bassin Indien Central, une zone de déformation allongée dans la direction Est-Ouest a un comportement compressif Nord-Sud. Bien que seul un séisme en faille inverse soit relevé dans cette zone, on observe bien dans cette région des plis Est-Ouest du socle et des sédiments. En revanche, la sismicité intense du bassin Indien Central, entre 0° et 5°S , n'est pas vraiment prédite par ce modèle, si ce n'est dans une bande étroite délimitée par deux zones de fracture.

Au Nord-Est du maillage, aux latitudes où la subduction devient décrochante, entre 5°N et 10°N , des failles inverses orientées Est-Ouest associées à un taux de déformation élevé sont présentes ; bien qu'une sismicité lui corresponde, il n'y a pas de mécanismes au foyer pour confirmer ce contexte. De manière générale, le taux de déformation reste élevé le long de la subduction de Sumatra. Le maximum est atteint à la latitude 2°N . A cet endroit, le comportement est à la fois compressif perpendiculairement au front de subduction, et décrochant parallèlement au front de subduction. On retrouve ce comportement, parfois atténué, tout le long de la zone de subduction jusqu'à 8°S .

Dans le bassin de Wharton, on retrouve une zone de déformation importante à 91°E . Cette zone est caractérisée par des failles inverses Est-Ouest perpendiculaires aux zones de fracture. A l'Est de cette zone, la déformation englobe la sismicité enregistrée dans cette région du Bassin de Wharton. Cependant les séismes détectés au Sud de 12°S ne sont pas prédits par ce modèle.

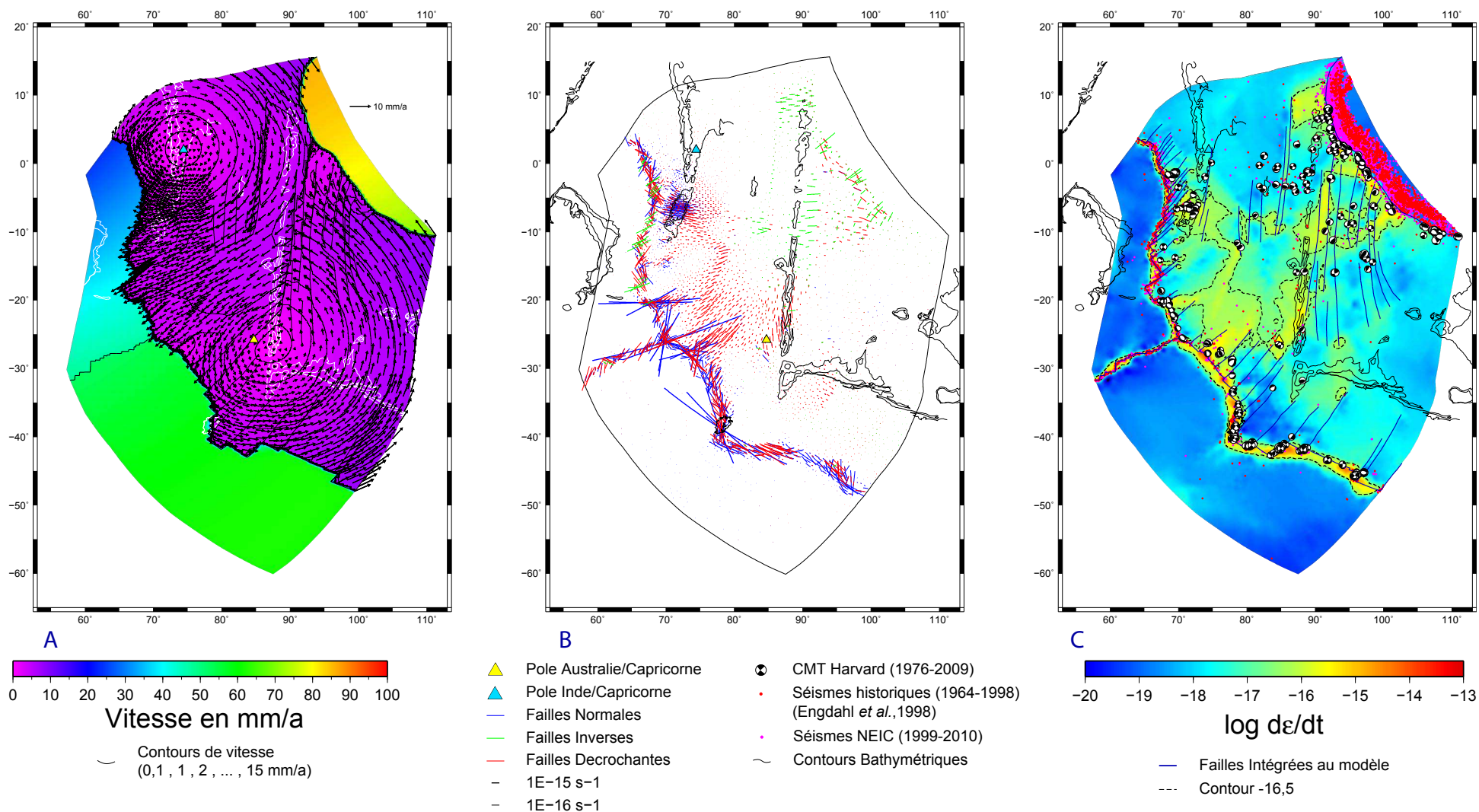


FIGURE 4.25 – Résultat de la modélisation pour le cas 25. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.

Les zones de fracture de la dorsale Centrale Indienne situées au Nord de 1°S ne sont pas actives. Au Sud de 1°S , les zones de fracture fonctionnent de façon sénestre avec des taux de glissement compris entre 0,1 et 1 mm/an. La zone de fracture où la plus forte sismicité est enregistrée ne glisse que de 0,2 mm/an. La zone de fracture la plus « rapide » (1 mm/an) se situe en fait à l'Ouest du banc des Chagos.

Les zones de fracture de la dorsale Sud-Est Indienne sont sénestres et glissent entre 0,1 et 1,7 mm/an. Les deux zones de fracture glissant le plus se situent au Sud du point triple de Rodrigues. Celle du Nord (27°S) est sénestre avec des vitesses de 1,7 mm/an tandis que celle du Sud (30°S) est dextre avec des vitesses de 1,4 mm/an.

Dans le Bassin de Wharton, toutes les zones de fracture sont sénestres et glissent jusqu'à 7 mm/an. Les zones de fracture les plus « rapides » ne présentent pas forcément le plus de séismes décrochants.

Les variations de vitesses le long des 3 grands cercles parallèles aux dorsales et à la subduction (Figure 4.27) ressemblent aux cas précédents pour les deux dorsales, avec des discontinuités de vitesse au passage des zones de fracture. Dans le bassin de Wharton, sur le profil 3, l'effet des zones de fracture est identique, mais accentué.

4.4 Conclusion

L'application des conditions initiales du modèle Inde / Capricorne à la zone frontière Capricorne / Australie permet de reproduire une frontière diffuse au Nord du plateau de Saint-Paul et Amsterdam, où la sismicité intraplaque est observée. Les zones de fracture de Saint-Paul et Amsterdam introduisent une zone rigide entre une zone déformée au Nord et de plus petit foyers de déformation au Sud-Est du plateau. L'introduction des zones de fracture concentre la déformation dans la partie Nord du maillage. La zone sismogène aux alentours du pôle de rotation Australie / Capricorne n'est cependant pas reproduite.

La modélisation de la frontière diffuse entre l'Inde et l'Australie est basée sur le même principe que pour les deux autres zones étudiées, avec trois bords contraints par le modèle cinématique MORVEL (Inde, Sonde et Australie) et un bord laissé libre. L'équilibre prédit un comportement à la fois compressif et décrochant dans le bassin de Wharton, avec des directions équivalentes à celles observées. Les zones de fracture du bassin de Wharton jouent un rôle très important dans la déformation, notamment celles situées à l'Est de la ride $90^{\text{ème}}$ Est qui agissent comme une frontière décrochante entre l'Australie et l'Inde. Les taux de glissement sont élevés avec une direction sénestre compatible avec les observations. L'application d'un coefficient de friction des failles plus élevé permet d'étaler les déformations et de reproduire une partie des déformations compressives observées dans le bassin Indien Central. Les zones déformées au Sud du bassin de Wharton et dans le bassin Indien Central ne sont cependant pas prédites par nos modélisations.

La modélisation simultanée des frontières diffuses entre les plaques Inde, Australie et Capricorne, réunissant les maillages des modèles précédents, permet de s'affranchir du recours aux bords libres entre les plaques. Ce modèle global reproduit les compor-

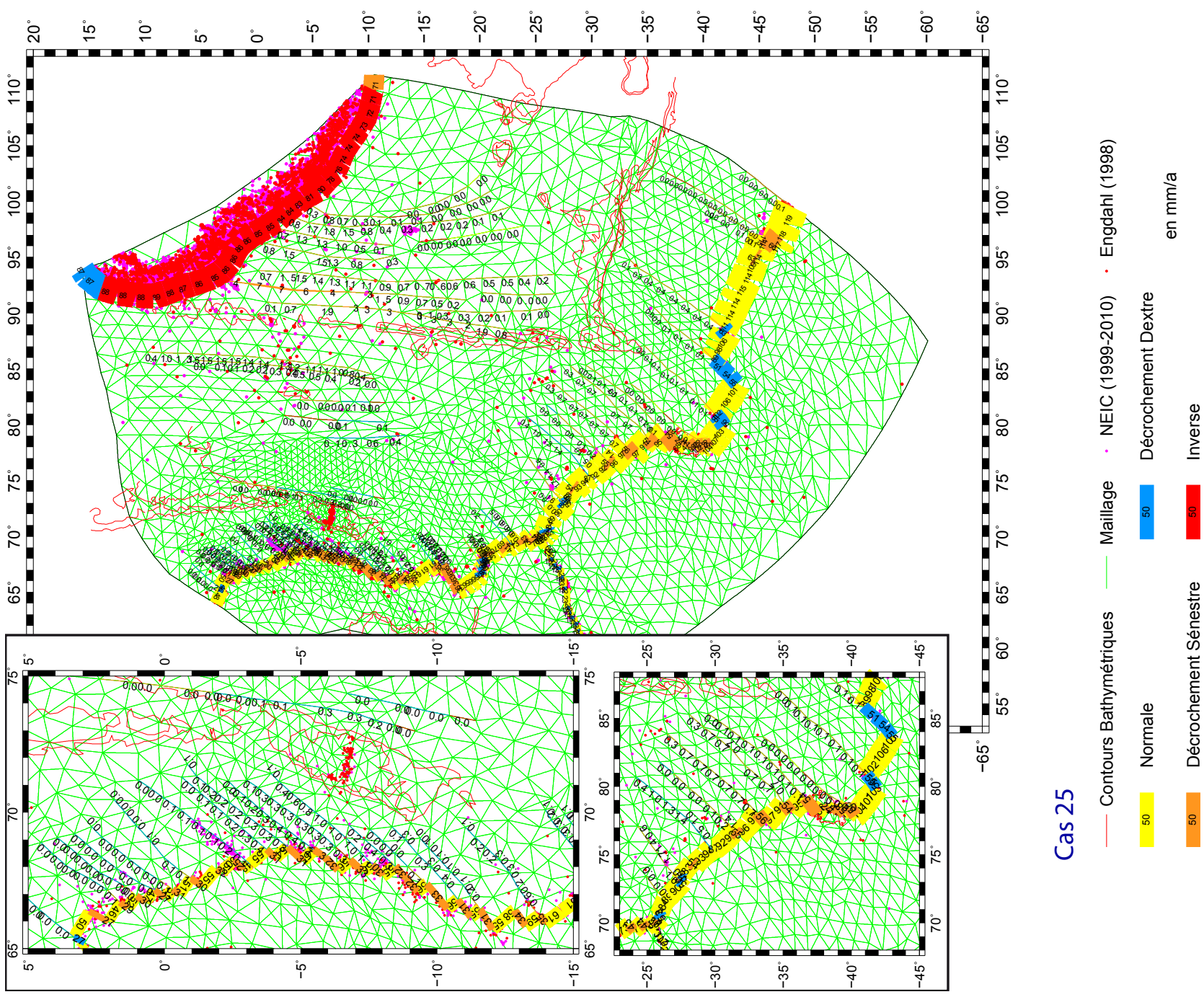


FIGURE 4.26 – Nature des failles et taux de glissement (en mm/an) pour le cas 25 intégrant toutes les zones de fracture.

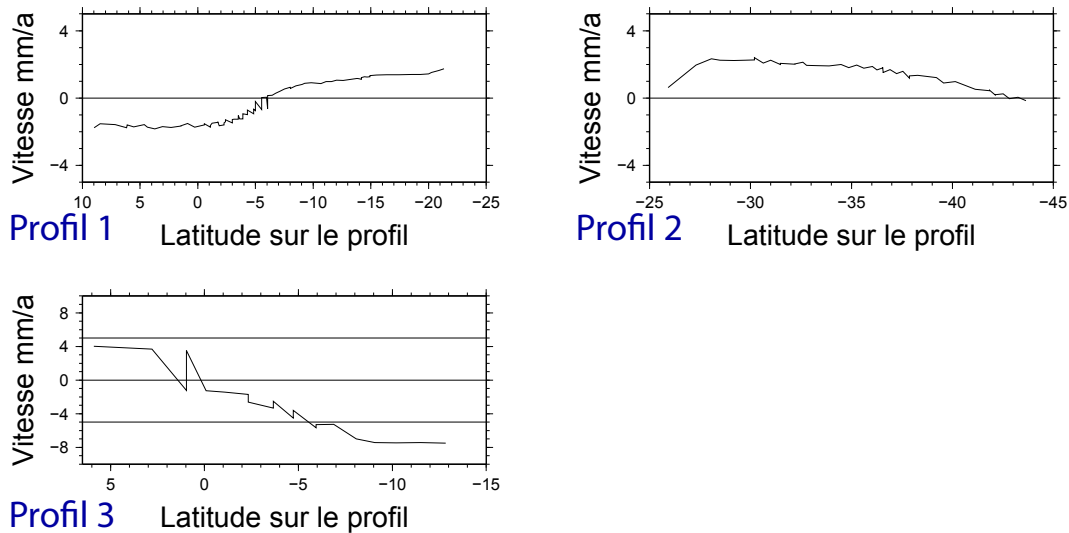


FIGURE 4.27 – Variation de la vitesse le long de trois profils pour le cas 25.

tements prédits par les modèles individuels et en élimine certains artefacts. Sur le anc oriental de la dorsale Centrale Indienne, le modèle prédit une déformation extensive dans une direction Nord-Sud et un éloignement de l'Inde par rapport à la plaque Capricorne de 2 mm/an. Au Nord-Est de la dorsale Sud-Est Indienne, la déformation est également extensive avec dans une direction parallèle à la dorsale avec une extension approximative de 2 mm/an. L'ajout des zones de fracture apporte une meilleure corrélation avec la sismicité autour du pôle de rotation Australie / Capricorne. La déformation compressive dans le bassin de Wharton se traduit par un raccourcissement de 11,5 mm/an entre l'Inde et l'Australie dans une direction Nord-Ouest Sud-Est. Les zones de fracture du bassin de Wharton et sans doute la présence de la ride du 90^{ème} Est jouent un rôle majeur dans le changement de style de déformation entre les bassins Indien Central et de Wharton. La déformation du bassin Indien Central reste cependant imparfaitement prédite par le modèle global. Cette déformation ne semble pas uniquement régie par des aspects mécaniques ; l'anomalie positive du flux de chaleur dans cette région, qui n'a pas été prise en compte dans nos modélisations, joue certainement un rôle important. L'étude de *Delescluse et Chamot-Rooke (2008)* va dans ce sens et montre que la serpentinisation du manteau est à l'origine de ces anomalies thermiques et affaiblirait la croûte océanique. L'étude préliminaire présentée en annexe (p. 199) semble aller dans ce sens également. Un coefficient de friction plus élevé améliorerait sans doute le modèle (le modèle global utilise un coefficient de friction constant pour l'ensemble des failles considérées - dorsales, transformantes, zones de fracture et qui semble trop faible pour les zones de fracture fossiles).

CHAPITRE 5

Discussion

Les résultats présentés dans cette thèse peuvent être mis en perspective avec les études précédentes de la déformation de la plaque Indo-Australienne. Dans tous les modèles réalisés, on retrouve toujours trois zones à fort taux de déformation. La première de ces zones englobe le banc des Chagos et s'étend jusqu'à la dorsale Centrale Indienne, et prédit une extension Nord-Sud. La seconde, localisée entre le point triple de Rodrigues et les zones de fracture de Saint-Paul et Amsterdam, présente une extension Nord-Ouest Sud-Est. Et enfin, une zone au Nord du bassin de Wharton et à l'Est de la ride du 90^{ème} Est, le long de la subduction de Sumatra, présente de la compression dans une direction Nord-Ouest Sud-Est. Ces trois zones, plus ou moins étendues selon les conditions initiales des modèles, ont déjà bien été étudiées comme nous l'avons vu dans le chapitre 1.

5.1 Comparaison avec le modèle de Kreemer *et al.* (2003).

Nous caractérisons les zones déformées par leur taux de déformation en s^{-1} . C'est en fait le logarithme de cette valeur qui est représentée sur les cartes C de résultat, sur lesquels nous avons choisi le contour -16,5 pour délimiter les zones les plus déformées. Cette valeur est équivalente à $1.10^{-9} \text{ an}^{-1}$ et correspond approximativement au seuil de déformation choisi par *Kreemer et al.* (2003) dans leur modèle global de déformation (voir Figure 1.14).

Le modèle de *Kreemer et al.* (2003), déduit de données géodésiques, peut être directement comparé avec le cas 23 basé sur les rotations instantanées du modèle Morvel. Le calcul du second invariant par le code SHELLS et dans le modèle de Kreemer *et al.* est équivalent. Nous avons donc reporté sur la figure 5.1, les résultats du cas 23 et ceux de Kreemer *et al.* pour l'Océan Indien avec la même échelle de couleur.

Malgré la faible résolution de la figure de Kreemer *et al.*, nous pouvons tout de même comparer les grandes tendances. Globalement, le modèle de Kreemer *et al.* propose des taux de déformation plus élevés que ceux prédits par notre modèle 23. Notre modèle ne reproduit pas les déformations associées à la subduction de Sumatra, et sous-estime les déformations aux dorsales. L'explication vient certainement du coefficient de friction des failles. Dans le code SHELLS, ce coefficient est le même pour tous les types de failles considérés. Il serait sans doute plus judicieux d'appliquer un coefficient de friction différent selon qu'il s'agisse d'une zone de fracture fossile, d'une faille transformante, d'une subduction ou d'un segment de dorsale.

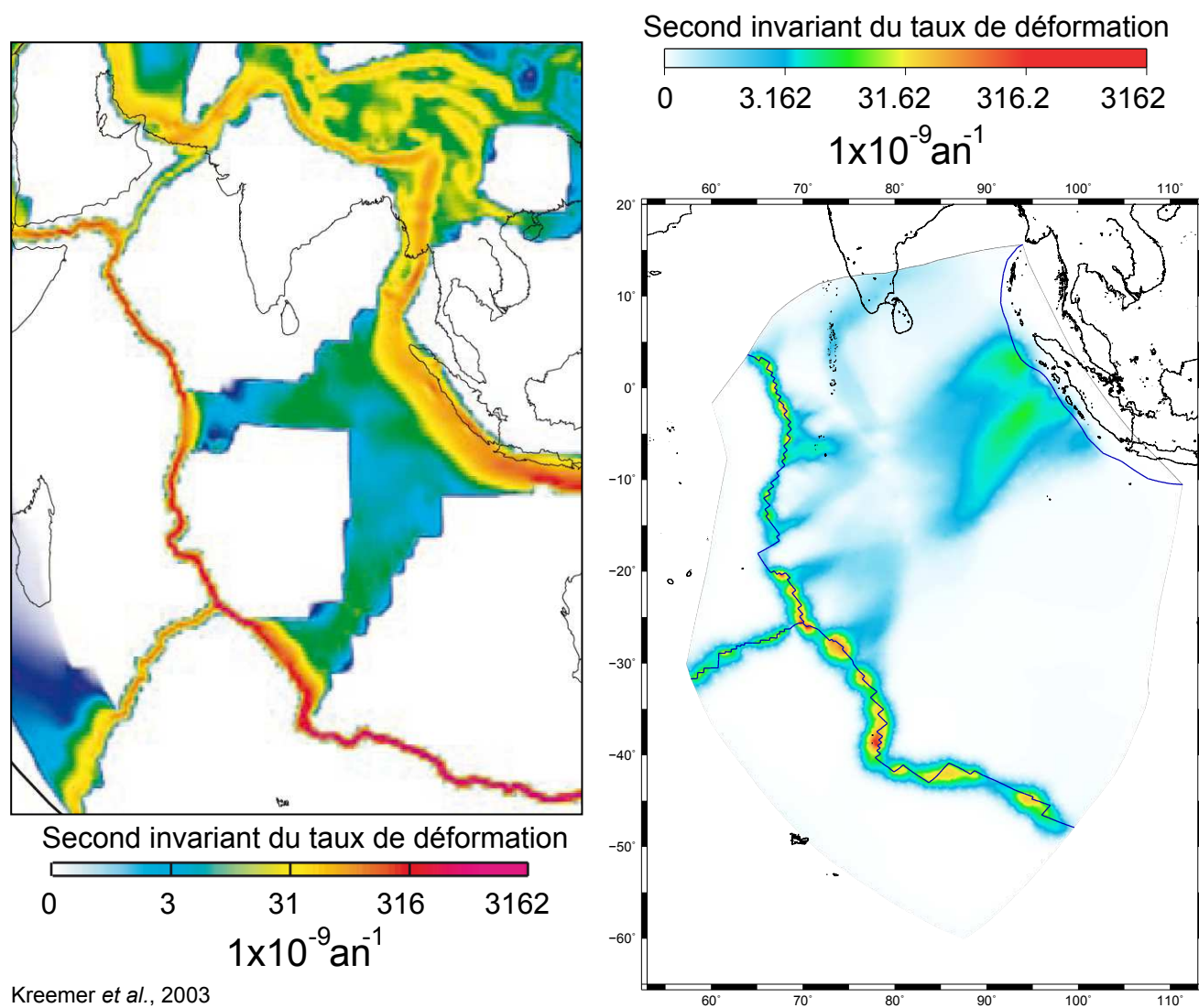


FIGURE 5.1 – Comparaison des taux de déformation entre le modèle de *Kreemer et al.* (2003) et le cas 23. Les échelles de valeurs et de couleurs ont été adaptées au modèle de *Kreemer et al.*.

Dans la région du banc des Chagos, le modèle global de Kreemer *et al.* prédit une déformation très localisée avec des taux de l'ordre de $15.10^{-9} \text{ an}^{-1}$, tandis que notre modèle prédit une déformation plus diffuse entre la dorsale et le banc des Chagos avec des taux de 5 à $10.10^{-9} \text{ an}^{-1}$.

En se déplaçant vers l'Est, dans le bassin Indien Central, le modèle de Kreemer *et al.* met en évidence une grande zone de déformation avec des taux d'environ $15.10^{-9} \text{ an}^{-1}$. Cette zone n'est pas reproduite par nos modèles. J'envisage deux explications à cette incohérence. La première pourrait provenir de la position du pôle de rotation Inde / Capricorne du modèle global MORVEL. Ce pôle est en effet situé beaucoup plus au Nord que ceux des modèles basés uniquement sur les données de l'océan Indien (*DeMets et al.*, 2005). Une position plus au Sud pourrait peut-être produire plus de déformation dans cette zone. Il serait intéressant d'explorer des positions de pôle différentes pour évaluer leur influence sur la déformation globale calculée. L'autre hypothèse envisagée serait un effet du cambage de la lithosphère. La collision himalayenne est à l'origine de la déformation de la plaque Indo-Australienne, et provoque le cambage de la lithosphère océanique dans le bassin Indien Central. Ce cambage provoque la circulation de fluide qui favorise la réaction de serpentinisation dans le bassin Indien Central montrée par l'étude de *Delescluse et Chamot-Rooke* (2008) qui se produit profondément comme le laisse supposer l'enracinement des failles inverses dans le manteau supérieur (*Bull et Scrutton*, 1990). Cette réaction exothermique provoque certainement les anomalies positives de flux de chaleur dans cette zone qui fragilise la croûte océanique.

Le modèle de Kreemer *et al.* diffère du cas 23 au niveau de la zone de subduction. Comme dit précédemment, le coefficient de friction des failles est certainement trop faible pour cette zone. Néanmoins, notre modélisation montre deux zones de déformation avec des taux d'environ $20.10^{-9} \text{ an}^{-1}$, ces deux zones sont présentes également dans le modèle de Kreemer *et al.* avec des taux de déformation proches.

Les deux modèles diffèrent pour la partie au Nord du plateau de Saint-Paul et Amsterdam. Le modèle de Kreemer *et al.* suit la zone de fracture de Saint-Paul Amsterdam et se propage jusqu'à la zone de subduction. Cette frontière est plus au Nord de plusieurs degrés pour le cas 23 avec des taux de déformation plus faibles. Cependant, les limites des plaques de Kreemer *et al.* sont directement liées à la sismicité observée. Pour établir leur modèle, ils utilisent des vitesses géodésiques récoltées à terre, et associent soit les taux de glissement des failles pour la zone Asie, soit les taux de déformations calculées à partir des moments des tenseurs des séismes du catalogue d'Harvard. Les limites des zones déformées de Kreemer *et al.* ne représentent pas forcément toutes les déformations subies par la plaque Indo-Australienne car il est lié au catalogue de séismes d'Harvard et des données géodésiques disponibles. Notre modèle apporte donc une meilleure résolution dans les zones faiblement déformées.

Notre modèle prédit de la déformation au sein de la plaque Capricorne et au Sud-Ouest de l'Inde. Ces déformations ne sont pas reproduites par le modèle de Kreemer *et al.*. La partie Australie est complètement rigide dans les deux modèles.

5.2 Comparaison avec l'étude de Delescluse et Chamot-Rooke (2007).

L'étude de *Delescluse et Chamot-Rooke* (2007) basée sur l'inversion de la sismicité et sur des mesures de vitesses géodésiques, et incorporant l'anomalie de flux de chaleur, reproduit la déformation au sein des bassins Indien Central et de Wharton. Ce modèle offre une autre base de comparaison pour nos modèles. Nous avons reporté sur une même figure 5.2 le meilleur modèle produit dans leur étude obtenu avec le flux de chaleur et la figure 4.19-B du cas 23.

Pour mener à bien la comparaison, il faut associer les traits verts (failles inverses) de notre figure aux doubles flèches convergentes représentant la compression sur la figure de *Delescluse et Chamot-Rooke* (2007). De même les traits rouges (failles décrochantes) sont à associer aux doubles flèches convergentes perpendiculaires à des doubles flèches divergentes. Les traits bleus (failles normales) sont à comparer aux doubles flèches divergentes.

La partie extensive sur le banc des Chagos n'est quasiment pas reproduite par le modèle de Delescluse et Chamot-Rooke. A l'Est de la ride du 90^{ème} Est, nous retrouvons le double comportement en décrochement et en compression avec des directions globalement similaires pour le décrochement et la compression le long de la longitude 95°E. On peut observer les mêmes contrastes dans les taux de déformation entre les deux modèles, les taux prédits par notre modèle sont cependant plus élevés. Au Sud de 10°S, nous ne reproduisons pas les déformations, de même dans le bassin Indien Central entre 75°E et 90°E. L'hypothèse de l'influence des anomalies de flux de chaleur semble être la réponse au manque de déformation dans ces zones pour la même raison qu'expliquée dans le paragraphe 5.1.

Delescluse et Chamot-Rooke (2007) calculent les taux du moment à partir des séismes historiques dans cinq zones géographiques. J'ai choisi de comparer ces taux pour la zone géographique aux alentours du banc des Chagos. Nous avons repris les mêmes paramètres (épaisseur et module de cisaillement) et défini une surface équivalente s'étendant du point 8,5°S, 68°E au point 8°N, 74°E pour épaisseur de 20 km. Nous avons fait la moyenne des taux de déformation obtenus dans cette zone pour le cas 23, et nous avons appliqué la formule du calcul du taux des moments de *Holt et al.* (1995) :

$$\dot{M} = 2\mu V \left(\frac{1}{2} |\dot{\varepsilon}_{\phi\phi} + \dot{\varepsilon}_{\theta\theta}| \right) + \sqrt{\frac{1}{4} (\dot{\varepsilon}_{\phi\phi} - \dot{\varepsilon}_{\theta\theta})^2 + \varepsilon_{\theta\phi}^2}$$

avec $\mu = 4,5 \cdot 10^5$ Pa, le module de cisaillement, V le volume de la zone, $\varepsilon_{\phi\phi} = \dot{\varepsilon}_{22}$, $\varepsilon_{\theta\theta} = \dot{\varepsilon}_{11}$ et $\varepsilon_{\theta\phi} = \dot{\varepsilon}_{12}$ dans le code SHELLS.

La valeur observée par Delescluse et Chamot-Rooke est de $4,23 \cdot 10^{18} \text{ N.m.an}^{-1}$, tandis que dans le cas 23, la valeur moyenne calculée dans la zone est de $1,51 \cdot 10^{18} \text{ N.m.an}^{-1}$. Cette valeur est environ 3 fois plus faible que celle de *Delescluse et Chamot-Rooke* (2007). Cette valeur reste cependant du même ordre de grandeur que celle observée. Le moment représente l'aptitude de la zone géographique considérée à être sujette

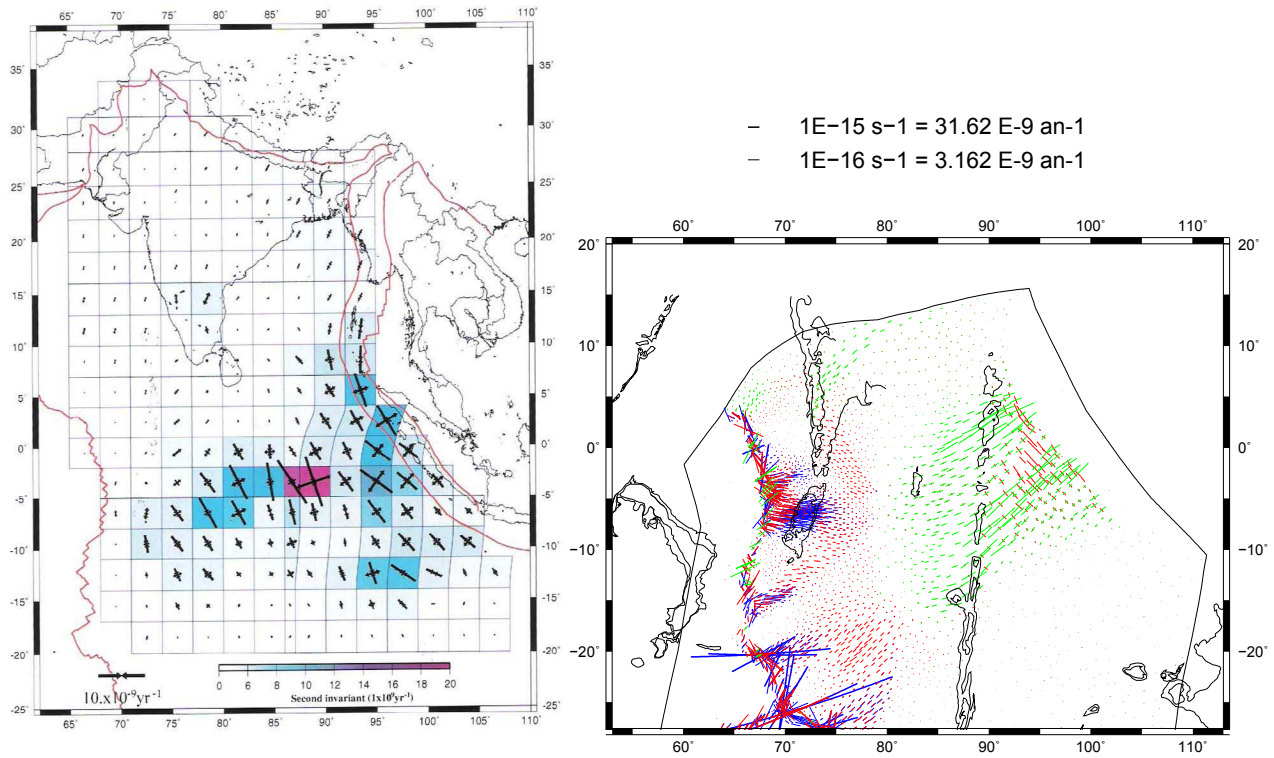


FIGURE 5.2 – Comparaison des taux de déformation entre le modèle de *Delescluse et Chamot-Rooke* (2007) et le cas 23.

à de la sismicité. Le taux calculé étant plus faible que celui observé, notre modèle sous-estime donc la sismicité connue de la zone.

5.3 Lien entre observations et déformation prédite

5.3.1 Sismicité de l'océan Indien

Nous nous sommes principalement basés sur la distribution de la sismicité pour discuter de la validité des modèles réalisés, car elle est intimement liée à la déformation lithosphérique. Il est toutefois important de rappeler que la sismicité enregistrée et cataloguée par les réseaux sismologiques terrestres est très incomplète pour l'océan Indien. Comme nous l'avons vu dans le Chapitre 2, ces catalogues sont quasi exempts de séismes de magnitude inférieure à 4. Recourir à des réseaux hydroacoustiques serait nécessaire pour obtenir un catalogue plus complet et donc plus représentatif de l'extension géographique des zones déformées. Les expériences menées par le laboratoire dans l'Atlantique et l'océan Indien montrent que ces réseaux détectent 30 à 50 fois plus d'évènements que les réseaux terrestres. Nous avons par exemple montré que plus de zones de fracture seraient réactivées par la déformation. L'absence de sismicité observée sur ces zones de fracture invalide-t-elle nos prédictions? *Bohnenstiehl et al.* (2004) a montré qu'en utilisant des données hydroacoustiques, beaucoup plus de répliques sont détectées sur la zone de fracture H. Pour conclure plus précisément sur l'analyse des zones de fractures réactivées par la déformation et des zones faiblement

déformées, il est nécessaire de compléter les catalogues sismiques à l'aide de données hydroacoustiques sur des durées plus longues.

Les mécanismes au foyer des séismes, quand ils peuvent être déterminés, apportent en plus une information sur la rupture, sur les contraintes, et sur la géométrie des failles. Les séismes intraplaques de très fortes magnitudes ($M > 7$) sont particulièrement étudiés, car ils sont rares et sont des conséquences directes de la déformation. Au cours des dix dernières années, seulement deux séismes dans ces magnitudes se sont produits dans le domaine intraplaque étudié.

Le premier s'est produit le 18 Juin 2000 dans le bassin de Wharton ($13,80^{\circ}\text{S}$, $97,45^{\circ}\text{E}$, $M_w = 7,9$) ; *Robinson et al.* (2001); *Abercrombie et al.* (2003)). Le mécanisme de rupture de ce séisme fait débat. *Robinson et al.* (2001) proposent une rupture simultanée en décrochement sur deux failles perpendiculaires à 50 km d'écart, l'une dans une direction Nord-Sud et l'autre Est-Ouest. *Abercrombie et al.* (2003) proposent pour leur part que la seconde rupture a eu lieu sur une faille inverse à l'extrémité de la rupture initiale. On retrouve alors le double comportement qui se produit dans le bassin de Wharton, à la fois du décrochement sénestre Nord-Sud, et de la compression Nord-Ouest Sud-Est.

Lorsque l'on active les zones de fractures fossiles dans le bassin de Wharton (cf. paragraphe 4.2.3 et 4.3.2), les zones de fracture dans le bassin de Wharton présentent des taux de mouvement élevés avec un comportement sénestre.

Le second séisme s'est produit au Nord-Ouest du banc des Chagos ($68,4^{\circ}\text{E}$, $2,7^{\circ}\text{S}$, $M_w=7.5$) sur la zone de fracture H (nommée ainsi par *Royer et al.* (1997)). Son mécanisme au foyer correspond à une rupture le long de la zone de fracture H avec un décrochement dextre, de direction inverse à celui de la zone transformante dont cette zone de fracture est le prolongement (*Bohnenstiehl et al.*, 2004; *Antolik et al.*, 2006). *Antolik et al.* (2006) concluent que les séismes de forte magnitude en décrochement en milieu océanique ne peuvent se produire que sur de très longues zones transformantes ou dans le domaine intraplaque. Ces séismes nous indiquent donc en domaine intraplaque quelles sont les zones de fractures réactivées par la déformation. Nos modèles prédisent bien le comportement dextre pour la zone de fracture H. Le taux de glissement est de l'ordre de 0,2 mm/an dans le cas 25. Les modèles de la zone frontière Inde - Capricorne (paragraphe 3.2.5) utilisant les rotations de MORVEL (*DeMets et al.*, 2010) sont ceux proposant le taux glissement le plus élevé sur cette zone de fracture, entre 0,6 et 0,8 mm/an. Dans ces cas-là, la position du pôle de rotation de MORVEL est située 6° plus au Nord des modèles obtenus à partir des données de l'Océan Indien (*DeMets et al.*, 2005; *Merkouriev et DeMets*, 2006), et influence visiblement les taux de glissement le long de cette zone de fracture. L'analyse des zones de fracture et de leur taux de glissement peuvent devenir des critères de validation de nos tests en reliant ces glissements à la sismicité observée sur ces zones de fracture. Cependant, les rotations Inde/Capricorne ont des incertitudes importantes (tant sur la position du pôle que sur l'angle de rotation)

5.3.2 Déformation de grande longueur d'onde

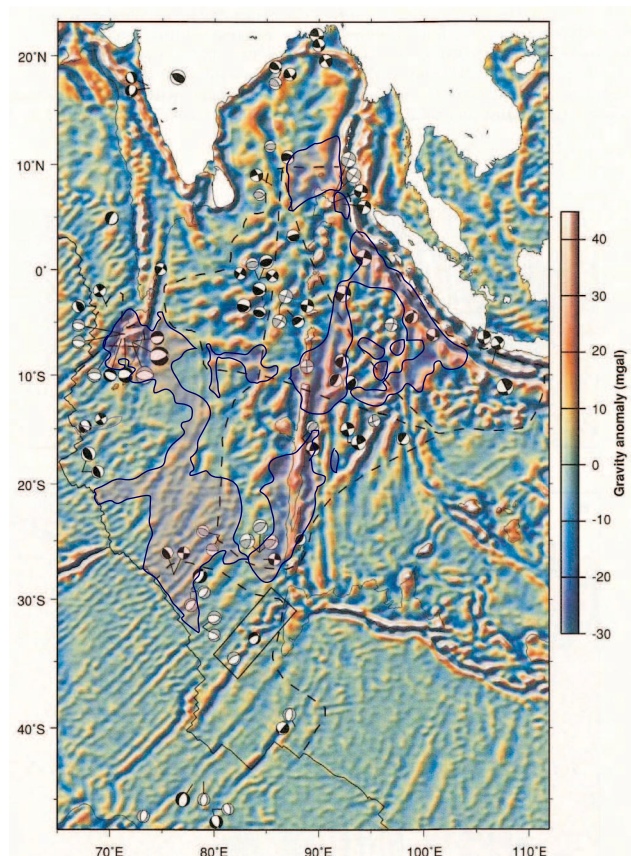
Nous pouvons aussi tenter la comparaison de nos modèles avec la déformation de grande longueur observée, par exemple par la gravimétrie. *Royer et Gordon (1997)* utilisent les grandes ondulations dans la gravimétrie à l'air libre (entre 150 et 300 km de longueur d'onde) pour définir les limites diffuses entre les plaques Inde, Capricorne et Australie, et plus particulièrement dans les zones compressives. Nous avons reporté sur la figure 5.3, la figure issue de l'article de *Royer et Gordon (1997)* et le taux de déformation du cas 25.

On constate que la série d'anomalies positives au niveau du front de subduction correspondent à des taux de déformation élevés, ces taux de déformation, correspondent à un comportement compressif et décrochant parallèlement au front de subduction. À l'Est de la ride du 90^{ème} Est, où les taux de déformation correspondent à de la compression pure Nord-Sud dans notre modèle, il est difficile de distinguer la signature gravimétrique des zones de fracture avec des ondulations éventuelles du socle ; cette signature est peut-être accentuée par le contexte en compression. Au Sud de la ride du 90^{ème} Est, notre modèle prédit du décrochement sénestre dont la signature gravimétrique sera difficile à distinguer de l'anomalie associée à la ride. De part et d'autre de la ride, l'anomalie gravimétrique est très réduite. Dans le bassin de Wharton, la région à taux de déformation maximum, perpendiculaire à la subduction, est bien parallèle à la série d'anomalies gravimétriques d'orientation SO-NE attribuées au raccourcissement général NO-SE. Dans le bassin Indien Central, la zone de déformation maximum vers 10°S coïncide avec des linéations gravimétriques Ouest-Est ; toutefois celles plus au Nord ne sont pas prédites par notre modèle. L'origine des anomalies positives perpendiculaires à la dorsale Sud-Est Indienne n'est pas déterminée ; leur distribution ne correspond pas complètement aux zones de déformation maximum prédites. En conclusion, même si l'accord entre zones de déformation maximum prédites et plissements de la lithosphère n'est pas parfait, leurs directions sont cohérentes dans les bassins de Wharton et Indien Central.

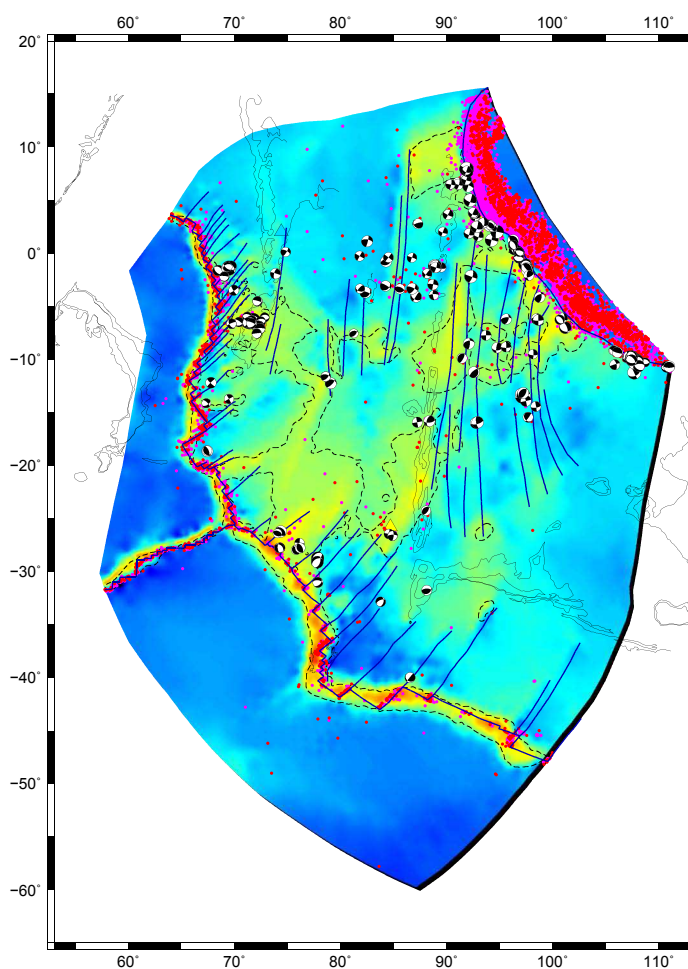
5.4 Taux de raccourcissement et d'extension

Les taux d'allongement et de raccourcissement dans les zones déformées ont été calculés par plusieurs auteurs. Nous pouvons les comparer aux vecteurs vitesses le long des profils 1 et 3 pour le cas 23. *Royer et Gordon (1997)* ont calculé un raccourcissement de 125 ± 28 km entre l'Inde et l'Australie depuis 11 Ma, ce qui équivaut à un raccourcissement de $11,4 \pm 2,5$ mm/an le long d'un profil entre les points (16°N, 83°E) et (17°S, 105°E). Le taux de raccourcissement calculé par *Delescluse et Chamot-Rooke (2007)* est de $13,8 \pm 1,2$ mm/an. Nos modèles globaux prédisent un taux très proche. La projection des vecteurs vitesses du cas 23 sur ce même profil (Figure 5.4) relativement à la plaque Capricorne vaut 4,5 mm/an pour l'Inde et -7 mm/a pour l'Australie. Par rapport à l'Inde, l'Australie se rapproche donc de 11,5 mm/a.

De la même façon pour l'extension à l'Ouest de Chagos, *Royer et Gordon (1997)* prédisent un allongement de $12,5 \pm 9,7$ km en 11 Ma, ce qui est équivalent à $1,8 \pm 0,4$



Royer et Gordon, 1997



Cas 25

FIGURE 5.3 – Comparaison entre la gravimétrie à l'air libre (filtrée entre les longueurs d'onde 150 et 300 km) et les limites de plaques diffuses (lignes tiretées) (*Royer et Gordon, 1997*) et les déformations calculées dans le cas 25. Les zones de taux de déformation élevés sont reportées sur la carte d'anomalie gravimétrique.

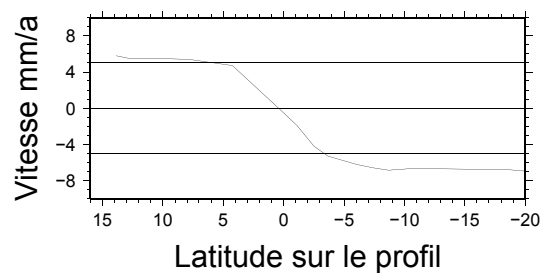


FIGURE 5.4 – Variation de la vitesse des plaques Inde et Australie, projetée sur un profil entre les points (16°N, 83°E) et (17°S, 105°E) dans le bassin de Wharton, relativement à la plaque Capricorne (Cas 23).

mm/a, entre 0°N et 10°S à la longitude 70°E. *Delescluse et Chamot-Rooke* (2007) obtiennent $1,7 \pm 1,3$ mm/an. Le profil 1 de la Figure 4.20 entre les mêmes latitudes équivaut à une extension 2,6 mm/an, légèrement plus élevée.

On constate donc que les taux de raccourcissement et d'extension obtenus dans notre cas 23 sont très proches de celles obtenues par *Royer et Gordon* (1997); *Delescluse et Chamot-Rooke* (2007), alors que ces taux dérivent d'approches très différentes.

Conclusions et Perspectives

Conclusions

Ce travail dédié à l'étude des déformations de la lithosphère océanique, à partir de l'exemple de la plaque Indo-australienne, s'est décomposé en deux parties. La première a présenté une étude hydroacoustique dans l'objectif d'accéder à la sismicité de faible magnitude associée à la rupture de la lithosphère océanique sur des zones de fracture et dans les régions déformées. Les données des stations hydroacoustiques permanentes de l'OTICE dans l'océan Indien auraient permis d'apporter des éléments nouveaux à ce problème, puisque ces stations sont en place depuis plusieurs années. La difficulté d'accéder à ces données ne nous a pas permis de mener à bien notre recherche de précurseurs sismiques pour les séismes de forte magnitude sur les zones de fracture. La présence de reliefs sous-marins interrompant le canal SOFAR (rideau du 90^{ème} Est notamment) entre les deux stations utilisées (Diego Garcia et Cap Leeuwin) a limité aussi la région d'investigation.

Néanmoins, nous avons pu compléter cette étude à partir du catalogue de données hydroacoustiques de la mission De Mo-Hydro. Cette étude a mis en évidence 13 précurseurs sismiques. Ces événements se sont produits durant les trois jours précédents l'événement principal dans un rayon de moins de 80 km autour de la localisation indiquée par le catalogue NEIC. Le nombre limité d'hydrophones (trois) ne permet toutefois pas d'évaluer les erreurs de localisation de ces événements précurseurs par rapport à l'événement principal. Dans ces conditions, il est donc difficile de conclure sur les mécanismes de rupture de la lithosphère océanique.

L'autre volet, plus conséquent dans les résultats, est la modélisation numérique de la déformation de la plaque Indo-Australienne. Les observations géophysiques réalisées sur cette plaque montrent la présence de zones de déformation intraplaque de très grande dimension formant des limites de plaques diffuses. La plaque Indo-Australienne serait en fait une plaque composite, constituée de trois plaques rigides - Inde, Australie et Capricorne - séparées par de larges frontières diffuses. Les limites des composantes rigides restent néanmoins mal connues.

Notre étude montre que le code numérique en éléments finis SHELLS (*Bird, 1989; Bird et Kong, 1994; Kong et Bird, 1995; Bird, 1999*) est adapté à la modélisation de limites diffuses entre plaques rigides. Pour cela, nous avons considéré la plaque Indo-Australienne comme une plaque unique en appliquant sur ses limites, les vecteurs

vitesse de ses composantes rigides, prédits par la cinématique. Les frontières diffuses deviennent alors des bords libres séparant les plaques Inde, Capricorne et Australie. L'analyse de la sismicité de ces zones et les prédictions cinématiques basées sur cette géométrie montrent que les plaques Inde et Capricorne s'éloignent l'une de l'autre, tout comme les plaques Capricorne et Australie, et que les plaques Inde et Australie se rapprochent l'une de l'autre. Nous avons utilisé des rotations finies et instantanées pour imposer les vitesses des plaques les unes par rapport aux autres. Nous avons également pris en compte dans ces modélisations les structures bathymétriques et l'âge de la lithosphère. Le flux de chaleur considéré a été calculé dans SHELLS à partir de ces âges.

La modélisation de la limite diffuse entre l'Inde et la plaque Capricorne a montré l'importance des structures bathymétriques, ici le banc des Chagos, sur la localisation de la déformation. La présence du banc fragilise certainement la lithosphère et focalise la déformation extensive de la zone. Que se soit dans les modélisations restreintes à cette zone ou dans le modèle global, cette déformation est toujours reproduite. Deux autres zones déformées sont prédites au Nord-Est de la dorsale Centrale Indienne et une autre, plus petite, vers le Sud. L'introduction des zones de fracture focalise la déformation par des glissements dextres le long des zones de fracture ; cela aboutit à une extension Nord-Sud puisque les zones de fracture sont à 45° par rapport à l'orientation générale de la dorsale. Les failles les plus actives (plus fort taux de glissement) ne sont pas forcément les plus sismogènes. En utilisant la rotation instantanée du modèle MORVEL, dont le pôle est situé plus au Nord que le pôle fini, les déformations restent concentrées au Nord de la latitude du banc des Chagos, les zones de fracture qui ont les plus forts taux de glissement correspondent alors à celles qui sont les plus sismogènes.

L'étude de la frontière entre l'Australie et la plaque Capricorne met en évidence une zone de déformation extensive importante dans une direction parallèle à la dorsale au Nord du plateau de Saint-Paul Amsterdam, et une seconde zone plus petite au Sud-Est de ce plateau encadrant une région complètement rigide. Le plateau de Saint-Paul et Amsterdam agit comme une barrière à la déformation. L'introduction des zones de fracture repousse la déformation vers le Nord. Les zones de fracture sont animées par des glissements dextres, traduisant de l'extension Nord-Sud. Deux autres zones de fracture sont animées de glissements plus modestes sénestres qui traduisent de l'extension Est-Ouest.

La modélisation de la zone compressive parallèle au front de subduction de Sumatra n'est pas aussi probante que les deux modèles précédents. Les déformations observées dans le bassin Indien Central et le Sud du bassin de Wharton ne sont pas reproduites. Cependant, deux résultats importants apparaissent. Nous avons réussi à reproduire les différents types de déformation observés dans le Nord du bassin de Wharton et à l'Est du bassin Indien Central, c'est à dire, de la déformation en compression pure au Nord-Ouest de la ride du 90^{ème} Est, dans l'Est du bassin Indien Central, et de la déformation compressive associée à un comportement décrochant dans le Nord du bassin de Wharton. La direction du raccourcissement induit est parallèle au front de

subduction de Sumatra. L'autre résultat concerne la ride du 90^{ème} Est qui se comporte comme une zone frontière. En réactivant les zones de fracture fossiles dans les bassins de Wharton et Indien Central, on constate des taux de glissement élevés à l'Est de la ride, atteignant 7 mm/an au Nord du bassin de Wharton, et des valeurs de glissement plus faibles à l'Ouest (au maximum 1,5 mm/an) dans le bassin Indien Central. De plus, lorsque le coefficient de friction des failles est plus élevé, les déformations se concentrent alors dans le bassin de Wharton.

Ces résultats se retrouvent dans le modèle global. Les différents essais réalisés montrent des déformations au niveau du banc des Chagos, au Nord du plateau de Saint-Paul Amsterdam, et dans le bassin de Wharton et sur la ride du 90^{ème} Est. Nos modèles ne reproduisent cependant pas toutes les déformations, notamment au Sud du bassin de Wharton et dans le bassin Indien Central. Le code SHELLS suppose une lithosphère homogène soumise à des conditions aux limites uniquement cinématiques. Des circulations de fluide profondes, induites par la déformation, peuvent modifier le comportement mécanique de la partie fragile de la lithosphère (serpentinisation) et favoriser la déformation (*Delescluse et Chamot-Rooke, 2008*). Ce changement de rhéologie qui n'est pas pris en compte par SHELLS pourrait expliquer notre difficulté à prédire une déformation intense dans les bassins Indien Central et Sud Wharton. Pour tester cette hypothèse, il faudrait affecter à ces régions les anomalies de flux de chaleur observées. Les raccourcissements obtenus à partir de nos modélisations sont cohérents avec ceux calculés ou mesurés dans de précédentes études. D'après nos modèles, l'Inde s'éloigne de la plaque Capricorne d'environ 2 mm/an selon une direction Nord-Sud et l'Australie se rapproche de l'Inde à une vitesse de l'ordre de 11,5 mm/an selon une direction NO-SE.

Notre modélisation a démontré dans différentes géométries de plaques que les structures préexistantes de la lithosphère océanique jouaient un rôle majeur lorsque celle-ci était soumise à des contraintes horizontales compressives ou extensives. La ride volcanique des Chagos focalise la déformation extensive Inde / Capricorne; la ride du 90^{ème} Est et probablement les zones de fracture qui la bordent à l'Est désolidarisent les bassins Indien Central et Wharton. Les zones de fracture « fossiles » restent des zones de faiblesse privilégiées de la lithosphère océanique et absorbent une large part de la déformation par leur réactivation en décrochement, même en leur appliquant un coefficient de friction élevé. Le comportement de ces structures varie selon leur orientation par rapport aux directions de contrainte. Les zones de fracture de la dorsale Sud-Est Indienne présentent par exemple deux fonctionnements différents en décrochement dextre ou sénestre.

La cohérence générale de nos prédictions avec les observations, quant à la localisation des déformations et à leur intensité, valide le code SHELLS mais également les conditions aux limites que nous avons appliquées. Ces dernières reposent sur une approche cinématique de plaques rigides et sur une géométrie préconçue de leurs limites (les données inversées doivent être situées dans les parties non-déformées). La géométrie composite de la plaque Indo-Australienne s'en trouve donc confirmée. Nos

modèles mécaniques montrent toutefois que le contour des frontières diffuses peut être plus compliqué que celui imaginé par *Royer et Gordon* (1997).

Perspectives

La recherche de précurseurs sur les zones de fracture sous-marines actives et de la modélisation des déformations de la plaque Indo-Australienne demanderaient une meilleure connaissance de la sismicité de l'Océan Indien. La sismicité de forte magnitude (> 4) est relativement bien connue grâce aux catalogues des réseaux internationaux et apporte des renseignements précieux sur les styles de déformation et la direction des contraintes. La sismicité de plus faible magnitude reste encore méconnue et renseignerait sur des aspects importants telles que les précurseurs sismiques et la localisation précise des structures mobilisées par la déformation. Compte tenu de la dimension de la zone à couvrir (2000 x 3000 km), accéder à cette information passe actuellement par l'approche hydroacoustique. L'étude hydroacoustique en cours, dans le cadre de la thèse de Romain Château au laboratoire Domaines Océaniques, à partir des données de la mission De o-Hydro (3 stations) et de l'OTICE (2 stations), permettra de mieux caractériser les zones déformées. De plus, ce catalogue élargi devrait permettre une meilleure analyse des précurseurs sismiques grâce à une meilleure localisation des événements. Le projet Oha-Sis-Bio dont les instruments enregistrent actuellement la sismicité dans l'Océan Indien depuis janvier 2010 et jusqu'en 2013-2015, avec un réseau élargi de 9 stations complètera le jeu de données hydroacoustique disponible et viendra enrichir le catalogue d'événements.

L'étude mécanique réalisée pourrait être menée plus loin encore. Par exemple, nous n'avons pas pu expliquer la déformation observée au sein du bassin Indien Central. Nous supposons qu'elle a un lien avec l'anomalie positive de flux de chaleur. Une des premières améliorations à apporter à nos modélisations serait donc une meilleure prise en compte des aspects thermiques. Cela nécessiterait la réalisation d'une grille de flux de chaleur intégrant ces observations et sa prise en compte dans nos modélisations.

Nous avons constaté également que la modélisation des déformations au niveau des dorsales est parfois incohérente en raison de problèmes géométriques. Le dessin des limites de plaques, notamment des failles transformantes, devrait être en accord avec les pôles de rotations eulériens utilisés afin de réduire ces incohérences. Cela nécessiterait cependant de redéfinir ces limites, et donc de reprendre le maillage pour chaque modèle cinématique testé. Tester d'autres modèles cinématiques serait d'ailleurs intéressant et la modélisation pourrait devenir un outil de validation des pôles de rotation eulériens calculés.

Un autre point nécessiterait une étude plus approfondie. Nous avons observé l'effet de différents coefficients de friction des failles sur la déformation du bassin de Wharton. Dans le code SHELLS, ce coefficient est actuellement le même pour toutes les failles considérées dans le modèle. Il nous semble que ce coefficient devrait être différent selon qu'il s'agisse de failles représentant une limite de la plaque et de zones de fracture fossiles réactivées. Pouvoir affecter un coefficient de friction différent selon le type de faille nécessiterait donc de modifier le code SHELLS, mais élargirait encore l'éventail de tests possibles.

Nous n'avons introduit aucun couplage entre le manteau et la base de la lithosphère. Or, il semble difficile d'imaginer que ce couplage n'existe pas. SHELLS propose d'utiliser un modèle de plaques prédéfini, et donc de limites prédéfinies entre les plaques considérées pour calculer les mouvements du manteau à la base de la lithosphère. Supposer des limites étroites entre toutes les plaques n'est pas compatible avec la notion de limites diffuses ; il nous serait difficile par exemple de dessiner les contours de la plaque Capricorne. Une étude approfondie sur l'intégration des limites diffuses au code SHELLS est donc à prévoir si l'on souhaite considérer les interactions entre le manteau et la base de la lithosphère.

Une étude plus ambitieuse serait d'apporter un aspect dynamique à ce modèle, en modélisant les grandes étapes successives de l'ouverture de l'océan Indien à des intervalles de quelques millions d'années. La géométrie des frontières de plaques serait déduite des reconstructions cinématiques et les rotations quasi-instantanées, dérivées des rotations finies, définiraient les conditions de vitesses aux limites. Les déformations successives de la plaque Indo-Australienne seraient alors reproduites étape par étape. Cette approche permettrait de mieux comprendre l'initiation de la déformation et de prédire sa répartition géographique au cours du temps.

Annexe : Influence d'une anomalie du flux de chaleur dans le Bassin Central Indien.

L'étude présentée ici a été réalisée après l'envoi du manuscrit de thèse aux membres du jury, et a été développée succinctement lors de la soutenance. Elle fait l'objet d'une annexe, car d'une part, cette étude est préliminaire, et d'autre part, afin de conserver le travail de thèse tel qu'il a été soumis aux membres du jury. Cette étude nécessite d'être complétée en faisant varier l'anomalie de flux de chaleur introduite dans le bassin Indien Central et son extension.

L'étude de *Delescluse et Chamot-Rooke (2008)* montre que la serpentinisation du manteau serait à l'origine d'anomalies thermiques dans le Bassin Central Indien, et qui affaiblirait la résistance mécanique de la lithosphère océanique. La rhéologie de la lithosphère océanique est dépendante de la température et de la profondeur et du taux de déformation. Il est évident qu'une variation de flux de chaleur en surface influencerait les déformations et donc, les contraintes, que la lithosphère subirait. Ici, nous avons utilisé une valeur de flux de chaleur d'environ 0.1 W/m^2 , ce qui est environ le double de ce que propose *Geller et al. (1983)*. L'utilisation de profils Gaussien pour l'augmentation du flux de chaleur dans les deux directions a permis d'obtenir une augmentation progressive du flux de chaleur avec un maximum centré autour du point (-3°S , 84°E).

Nous avons appliqué ce nouveau profil de chaleur au maillage d'ensemble présenté à la fin du Chapitre 4 dans le cas sans zones de fractures et dans le cas avec zones de fractures activées (mêmes conditions que le cas 23). Les résultats sont présentés sur la figure A.1. À gauche est représentée la grille du flux de chaleur résultant utilisée pour le calcul des déformations. La carte centrale représente les déformations de la plaque Indo-Australienne sans zones de fracture, et la carte de droite, avec zones de fracture.

Le principal effet de cette anomalie de flux de chaleur est de concentrer des déformations dans cette zone. Dans les deux cas, avec et sans zones de fractures activées, la corrélation entre intensité de déformation calculée et sismicité observée est meilleure dans le Bassin Central Indien. Cette étude préliminaire mériterait un approfondissement afin d'estimer le flux de chaleur nécessaire pour reproduire les déformations liées à la serpentinisation du manteau dans le bassin Central Indien. Ce résultat préliminaire démontre toutefois que le flux de chaleur joue un rôle très important sur la déformation de la lithosphère océanique.

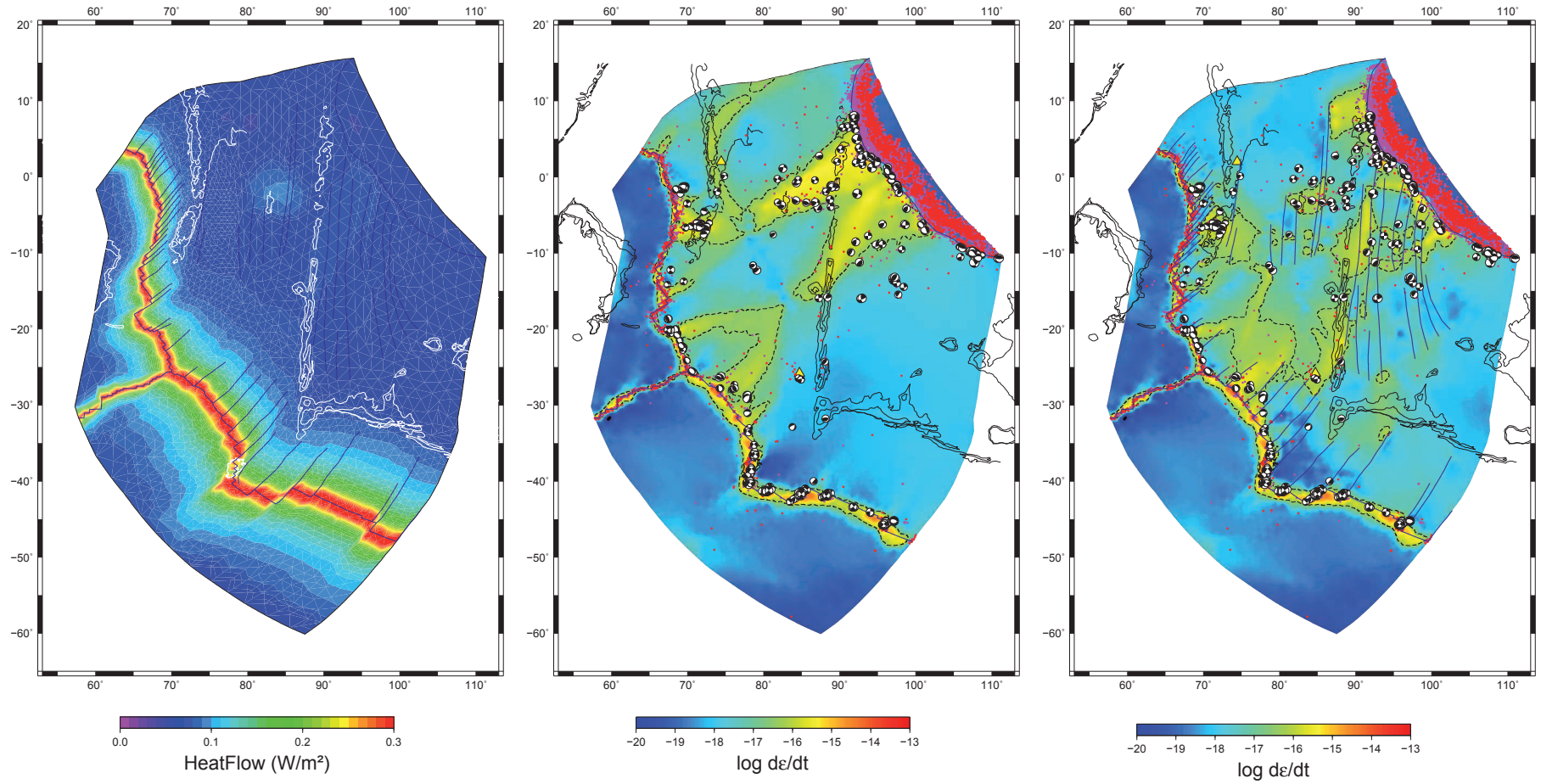


FIGURE A.1 – Résultat de la modélisation avec une anomalie de flux de chaleur dans le Bassin Central Indien. À gauche la carte de flux de chaleur utilisée, au centre, les déformations calculées sans zones de fracture, et à droite avec les zones de fracture activée.

Table des figures

1.1	La dérive des continents vue par <i>Wegener</i> (1929).	6
1.2	Schémas décrivant l'hypothèse de l'expansion océanique selon <i>Hess</i> (1962). À gauche, la remontée du manteau à l'axe des dorsales, et à droite, un schéma de la convection du manteau.	7
1.3	Hypothèse de la formation des chaînes volcaniques telles que Hawaï. Extrait de <i>Wilson</i> (1963b)	8
1.4	Interprétation des anomalies magnétiques comme des blocs aimantés successivement suite à l'accrétion océanique. Extrait de <i>Vine et Mat-</i> <i>thews</i> (1963).	9
1.5	Carte des anomalies magnétiques au Nord-Ouest des Etats-Unis et mar- quage des failles visibles. Extrait de <i>Vine</i> (1966).	9
1.6	Définition des failles transformantes par <i>Wilson</i> (1965b).	10
1.7	Fermeture de l'Océan Atlantique calculée par <i>Bullard et al.</i> (1965). . .	11
1.8	Calcul du mouvement de la plaque Pacifique par rapport à l'Amérique du Nord par <i>McKenzie et Parker</i> (1967), cet exemple sert à illustrer la théorie de la tectonique des plaques.	12
1.9	Modèle réalisé par <i>Morgan</i> (1968) composé de 20 plaques séparées par des dorsales, des rifts, des subductions ou des failles transformantes. . .	13
1.10	Premier modèle de plaques calculé par <i>Le Pichon</i> (1968). Les noms des plaques sont indiquées, ainsi que les taux d'extensions calculés et les types de limites.	14
1.11	Mouvements relatifs aux frontières de plaques dans le modèle RM1 de <i>Minster et al.</i> (1974).	15
1.12	À gauche, géométrie des plaques du modèle NUVEL 1 et NUVEL 1A et circuit d'inversion des données. À droite, rotations corrigées du modèle NUVEL 1A. <i>DeMets et al.</i> (1990, 1994a).	16
1.13	Définition des plaques du modèle Morvel et positions des pôles de rota- tion calculés dans Morvel. <i>DeMets et al.</i> (2010).	17
1.14	Modèles cinématiques déduits de mesures spatiales. A : Modèle SLR de <i>Christodoulidis et al.</i> (1985). B : Modèle de <i>Smith et al.</i> (1990). C : Modèle REVEL utilisant des données GPS de <i>Sella</i> (2002). D : Modèle de taux de déformation calculé par <i>Kreemer et al.</i> (2003) à partir de diverses données.	19
1.15	Carte de situation de l'Océan Indien et des structures remarquables. Projection cylindrique équidistante. Bathymétrie ETOPO1 (<i>Amante et</i> <i>Eakins</i> , 2009).	21
1.16	Plus vieilles anomalies magnétiques de l'océan Indien dans le bassin de Somalie. Première étapes de la séparation du Gondwana (<i>Rabinowitz</i> <i>et al.</i> , 1983).	24

1.17	Datation de la séparation de l'Inde de l'Antarctique et de l'Australie. A : Séparation Inde Australie (<i>Gaina et al.</i> , 2007), B : Identification des anomalies dans le Nord du bassin Indien Central (<i>Desa et al.</i> , 2006) à rapprocher de celles au Nord-Est de l'Australie. C : Datation de la séparation entre l'Inde et l'Antarctique (<i>Gaina et al.</i> , 2003).	25
1.18	Age du plateau de Kerguelen (<i>Con et al.</i> , 2002).	26
1.19	Schéma des anomalies magnétiques dans les bassins de Wharton et In- dien Central. (<i>Royer et al.</i> , 1991).	27
1.20	A : Formation du bassin des Mascareignes (<i>Storey et al.</i> , 1995). L'encart représente la reconstruction des plaques à 88 Ma avec la position du point chaud Marion. B : Initiation de la séparation de l'Inde et du plateau des Mascareignes (<i>Collier et al.</i> , 2008).	28
1.21	Identification des anomalies magnétiques sur les marges Antarctique et Australie, indice de l'initiation de la séparation des deux plaques (<i>Cande et Mutter</i> , 1982).	29
1.22	Trace du point chaud de la Réunion sur la plaque Indo-Australienne et interaction avec les trapps du Deccan (<i>Mahoney et al.</i> , 2002).	29
1.23	Identification des anomalies magnétiques pour la dorsale Sud-Ouest In- dienne (<i>Royer et al.</i> , 1988).	30
1.24	A : Sismicité intraplaque et mécanisme au foyer autour de la ride du 90 ^{ème} Est. (<i>Bergman et Solomon</i> , 1985). B : Sismicité intraplaque et mécanisme au foyer à l'Ouest du banc des Chagos, et à proximité du plateau de Saint-Paul Amsterdam (<i>Wiens et Stein</i> , 1984).	32
1.25	En haut : Sismicité du catalogue NEIC de Janvier 1973 à Juin 2010. En bas : Sélection de mécanismes au foyer du catalogue Harvard entre Janvier 1976 et Décembre 2009.	34
1.26	A : Profils multi-traces et leur localisation montrant des structures com- pressives dans le bassin Indien Central. (<i>Chamot-Rooke et al.</i> , 1993). B : Représentation 3D de profils sismiques réalisé par <i>Eittreim et Ewing</i> (1972) dans le bassin Indien Central.	36
1.27	Plaque Capricorne et les pôles de rotation entre les plaques Inde, Ca- pricorne et Australie par <i>Royer et Gordon</i> (1997) ainsi que les taux d'extension et de raccourcissement prédits pour les derniers 11 Ma. . . .	38
1.28	En haut : Positions des rotations Inde-Capricorne depuis 20 Ma. En bas : Variations de l'angle de rotation avec le temps. (<i>DeMets et al.</i> , 2005).	39
1.29	Ralentissement de la convergence de l'Inde vers l'Eurasie depuis 70 Ma. (<i>Molnar et Stock</i> , 2009).	40
2.1	Onde hydroacoustique enregistrée en 1927 par une station terrestre à Hawaii. C'est la première onde hydroacoustique engendrée par un séisme qui a pu être observée sur un sismogramme. <i>Jaggard</i> (1930) présente le phénomène sans l'expliquer.	45

2.2	Reproduction de <i>Linehan</i> (1940) des sismogrammes de plusieurs séismes dans les années 30, figure tirée de <i>Okal</i> (2008). Linehan identifia des trains d'ondes arrivant plusieurs minutes après les ondes P et S (partie droite de la figure).	46
2.3	Relevés hydrographiques effectués par l'Atlantis dans l'océan Atlantique dans les années 30. On peut y distinguer plusieurs profils de vitesse en fonction de la profondeur (attention, les unités sont en brasses pour la profondeur, 1 brasse = 1.8 m ; et en pied/s pour la vitesse, 1 pied = 0.3048 m). Figure de <i>Ewing et Worzel</i> (1948), reprise dans le livre « Histoire de l'acoustique marine » (<i>Juhel</i> , 2005)	48
2.4	Profil de célérité moyen calculé par <i>Ewing et Worzel</i> (1948) à partir des relevés océanographiques de l'Atlantis, et utilisé dans le calcul des rais de la figure 2.5. Le profil de vitesse est découpé en sept couches avec un minimum situé à la profondeur de 675 brasses (1215m) et une vitesse minimale de 4888 pieds/s (1490m/s).	49
2.5	Cette Figure, extraite du livre « Histoire de l'acoustique marine » (<i>Juhel</i> , 2005) est la figure réalisée par <i>Ewing et Worzel</i> (1948) à partir du profil moyen calculé (Figure 2.4) en utilisant les données de l'Atlantis, et qui ont permis de réaliser ce diagramme théorique de la propagation d'un front d'onde produit par une explosion en fonction de sa fréquence et des différentes couches d'eau considérées. On constate une convergence de ces ondes. C'est le canal SOFAR.	49
2.6	Schéma de propagation d'une onde sismique jusqu'à son enregistrement par un hydrophone disposé dans le canal SOFAR.	50
2.7	Schémas possibles de conversion de l'onde sismique en onde hydroacoustique. La profondeur critique dépend de l'épaisseur de la couche d'eau. Figure extraite de <i>Williams et al.</i> (2006).	51
2.8	Spectrogramme de l'onde hydroacoustique enregistrée à Kaneohe, Oahu, provenant du séisme du 29 Juillet 2005 aux Iles Aléoutiennes <i>Johnson et al.</i> (1968). Les arrivées de fréquences distinctes sont le résultat de la conversion de type « Sea oor Scattering » à gauche, et de type « Downslope Propagation » à droite. D'après <i>Okal</i> (2008).	52
2.9	Schéma en coupe d'un hydrophone développé au laboratoire UMR-6538 - Domaines Océaniques. L'hydrophone est composé de trois parties : le capteur piezo-électrique situé en dehors du châssis, la partie électronique (amplification, filtrage et stockage de données), et les batteries permettant aux hydrophones d'être autonome pour une longue durée (1 à 2 ans).	53
2.10	Exemple d'une ligne de mouillage d'hydrophone autonome.	54
2.11	Onde hydroacoustique et spectrogramme associé. Signal enregistré sur un des hydrophones de la station permanente H08S suite au séisme du 28 Mai 2003 à 16 :15 :22.6 GMT à la latitude 17.62°S et la longitude 65.32°E, de magnitude Mw=6.2	56

2.12	Schéma d'une station hydroacoustique constituée de son triplet d'hydrophones, et de son antenne satellite envoyant les données recueillies en temps réel. D'après <i>Lawrence (2004b)</i>	58
2.13	Carte de la dorsale Est-Pacifique et du réseau d'hydrophones temporaires déployés entre Mai 1996 et Décembre 2001 (triangles noirs). Les mécanismes au foyer sont ceux des neufs séismes détectés par les stations terrestres. Les cercles noirs sont les événements localisés par les hydrophones pendant la même période, d'après <i>McGuire et al. (2005)</i>	60
2.14	Répartition spatio-temporelle des événements pointés par <i>McGuire et al. (2005)</i> relativement aux neufs événements identifiés par le réseau terrestre.	61
2.15	Précurseurs (en rouge) et répliques (en bleu) du séisme du 2 Juin 2000 sur la zone de fracture Blanco. La sismicité s'est d'abord mis en place à l'Ouest, puis s'est déplacée sur l'essaim à l'Est, puis enfin a continué à l'Ouest. Les répliques sont principalement localisées à proximité du choc principal (Rond Jaune) (<i>Dziak et al., 2003</i>).	61
2.16	Localisation des événements hydroacoustiques (points rouges) détectés par les réseaux De o-Hydro (étoiles jaunes) et de l'OTICE (étoiles bleues) combinés, effectuée par Romain Château (communication personnelle).	67
2.17	Traitement WinPMCC de la station H08N sur le signal du séisme du 28 Mai 2003.	69
2.18	Signaux hydroacoustiques et traitement WinPMCC du séisme du 28 Mai 2003, avec les diagrammes polaires représentant l'azimut de chaque groupe de pixels détectés.	72
2.19	Localisation du séisme du 28 Mai 2003 à partir des azimuts et du pointé temporel.	73
2.20	Tracés des événements pointés pour le séisme du 28 Mai.	74
2.21	Signaux enregistrés par les trois stations permanentes pour le séisme du 15 Juillet 2003.	77
2.22	Azimuts calculés par WinPMCC pour l'événement du 15 Juillet 2003 par les stations H08N et H01W.	77
2.23	Azimuts calculés par WinPMCC pour l'événement du 07 Mai 2006 par les stations H08S et H01W.	79
2.24	Carte des événements NEIC considérés pour la recherche de précurseurs sismiques à partir des données De o-Hydro. Les points verts sont les précurseurs potentiels et les points rouges sont les répliques.	81
2.25	Cartes des précurseurs et répliques du Tableau 2.9 pour les événements NEIC.	84
2.26	Graphique spatio-temporel des précurseurs et répliques en référence aux événements du catalogue NEIC.	85

3.1	Carte bathymétriques de la plaque Indo-Australienne, les limites des maillages réalisés ont été superposés à cette carte. L'étude des déformations a été réalisée sur plusieurs zones : zone A pour la partie extensive entre les plaques Inde et Capricorne ; la zone B extensive également entre les plaques Capricorne et Australie ; et enfin, la zone C correspondant à la zone compressive des bassins de Wharton et Central Indien. Puis, ces trois zones ont été réunies afin d'effectuer une modélisation globale de la plaque Indo-Australienne. Les dorsales et la position de la subduction de Sumatra couvrant les maillages ont été placées également sur cette carte (traits bleus).	98
3.2	Maillage et failles considérées (rouge : failles normales, bleu : failles décrochantes) et vitesses imposées sur ses limites extérieures. Cas 1 : vitesse nulle de l'axe de la dorsale à 76°E. Cas 2 : vitesse nulle de l'axe de la dorsale jusqu'à la latitude de la zone de déformation (4°S). Les traits fins noirs sont les contours bathymétriques (-2000 m, -3000 m, -4000 m et -5000 m). Le pôle de rotation Capricorne/Inde est indiqué par un triangle jaune.	100
3.3	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 1.	102
3.4	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 2.	103
3.5	Conditions aux limites pour les cas avec bords libres.	106
3.6	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 3.	108
3.7	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 4.	109
3.8	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 5.	110
3.9	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientations des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 6.	111
3.10	Grille des âges de la lithosphère (<i>Müller et al., 2008</i>) (en haut), grille de flux de chaleur calculée par « OrbData » (en bas à gauche) et grille bathymétrique ETOPO1 <i>Amante et Eakins (2009)</i> (en bas à droite), prises en compte dans nos modèles.	113
3.11	Epaisseurs de croûte et du manteau lithosphérique pour les maillages réalisés.	114

3.12	Profils rhéologiques prédits par le code SHELLS au droit du banc des Chagos (à gauche, 71°E, 8°S) et d'une lithosphère océanique « normale » de même âge (71°E, 16°S; 35 Ma). La présence du banc des Chagos affaiblit la résistance mécanique de la lithosphère (croûte et manteau).	114
3.13	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 7.	116
3.14	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 8.	117
3.15	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 9.	118
3.16	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 10.	119
3.17	Comparaison du logarithme des taux de déformation par la différence entre les cas 7 et 10, et entre les cas 3 et 6.	120
3.18	Variation de la composante Nord-Sud de la vitesse (en mm/a) pour les cas 7, 8, 9 et 10, le long du profil 1.	122
3.19	Figure issue de <i>Royer et al. (1997)</i> où nous pouvons lire les dénominations des zones de fractures utilisées dans le texte.	123
3.20	Conditions aux limites, failles, et maillage des cas 11, 12, 13 et 14.	125
3.21	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 11.	126
3.22	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 12.	127
3.23	Taux de glissement des failles en mm/a pour les cas 11 et 12.	129
3.24	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 13.	130
3.25	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 14.	131
3.26	Taux de glissement des failles en mm/a pour les cas 13 et 14.	132
3.27	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 15.	135
3.28	Champs de Vitesse (à gauche), Taux de déformation et orientation des failles (au centre) et logarithme du taux de déformation (à droite), pour le cas 16.	136

3.29	Comparaison des taux de déformation entre les cas 15 et 8, et 16 et 11.	137
3.30	Taux de glissement des failles (en mm/a) pour le cas 16 et dans le cas où toutes les zones de fracture sont activées.	138
4.1	Age de la lithosphère océanique de l'Océan Indien (<i>Müller et al., 2008</i>), et limites des zones étudiées.	145
4.2	Flux de chaleur et bathymétrie calculés par « OrbData » utilisés ensuite par SHELLS dans le calcul de déformations.	146
4.3	Conditions aux limites de la modélisation de la frontière entre les plaques Capricorne et Australie.	146
4.4	Résultat de la modélisation pour le cas 17. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.	148
4.5	Variation de la vitesse le long du profil parallèle à la dorsale du point (75°E, 25°S) au point (105°E, 45°S) pour le cas 17.	149
4.6	Conditions aux limites de la modélisation du système Antarctique Capricorne Australie.	150
4.7	Résultat de la modélisation pour le cas 18. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation réparti et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.	152
4.8	Résultat de la modélisation pour le cas 19. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.	153
4.9	Type de faille et taux de glissement en mm/an pour les cas 18 et 19.	154
4.10	Variation de la vitesse le long du profil parallèle à la dorsale du point (75°E, 25°S) au point (105°E, 45°S) pour les cas 18 et 19.	155
4.11	Résultat de la modélisation pour le cas 20. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.	157
4.12	Variation de la vitesse le long du profil parallèle à la dorsale du point (88°E, 6,5°N) au point (106, 2°E, 13,5°S) pour le cas 20.	158
4.13	Type de faille et taux de glissement en mm/an pour le cas 20.	159
4.14	Résultat de la modélisation pour le cas 21. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.	161
4.15	Type de faille et taux de glissement en mm/an pour le cas 21.	163
4.16	Influence du coefficient de friction des failles sur le taux de déformation.	164
4.17	Conditions aux limites pour le modèle global de la zone déformée de la plaque Indo-Australienne.	166
4.18	Bathymétrie et flux de chaleur calculé par « OrbData » utilisés ensuite par SHELLS dans le calcul des déformations.	167
4.19	Résultat de la modélisation pour le cas 23. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.	168

4.20	Variation de la vitesse le long des trois profils de la Figure 4.17 pour le cas 23.	169
4.21	Résultat de la modélisation pour le cas 24. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.	171
4.22	Nature et taux de glissement des failles (en nnn) pour le cas 24 et dans le cas où les zones de fracture longues sont activées.	172
4.23	Variation de la vitesse le long de trois profils pour le cas 24.	173
4.24	Conditions aux limites, maillage et zones de fracture pour le modèle global de la partie déformée de la plaque Indo-Australienne.	174
4.25	Résultat de la modélisation pour le cas 25. A : Champ de vitesse calculé. B : Taux de déformation et orientation des failles liées à la déformation. C : Logarithme du maximum du taux de déformation.	176
4.26	Nature des failles et taux de glissement (en mm/an) pour le cas 25 intégrant toutes les zones de fracture.	178
4.27	Variation de la vitesse le long de trois profils pour le cas 25.	179
5.1	Comparaison des taux de déformation entre le modèle de <i>Kreemer et al.</i> (2003) et le cas 23. Les échelles de valeurs et de couleurs ont été adaptées au modèle de <i>Kreemer et al.</i>	182
5.2	Comparaison des taux de déformation entre le modèle de <i>Delescluse et Chamot-Rooke</i> (2007) et le cas 23.	185
5.3	Comparaison entre la gravimétrie à l'air libre (filtrée entre les longueurs d'onde 150 et 300 km) et les limites de plaques diffuses (lignes tiretées) (<i>Royer et Gordon, 1997</i>) et les déformations calculées dans le cas 25. Les zones de taux de déformation élevés sont reportées sur la carte d'anomalie gravimétrique.	188
5.4	Variation de la vitesse des plaques Inde et Australie, projetée sur un profil entre les points (16°N, 83°E) et (17°S, 105°E) dans le bassin de Wharton, relativement à la plaque Capricorne (Cas 23).	188
A.1	Résultat de la modélisation avec une anomalie de flux de chaleur dans le Bassin Central Indien. A gauche la carte de flux de chaleur utilisée, au centre, les déformations calculées sans zones de fracture, et à droite avec les zones de fracture activée.	200

Liste des tableaux

2.1	Listes des stations hydroacoustiques mises en place dans le cadre du CTBT et leur position géographique.	57
2.2	Coordonnées précises des hydrophones des stations H08N, H08S et H01W.	64
2.3	Listes des séismes présélectionnés dans les catalogues.	65
2.4	Position des hydrophones autonomes mis en place durant la mission De o-Hydro	65
2.5	Pointé temporel et azimut pour le séisme du 28 Mai 2003.	73
2.6	Séismes ayant eu lieu 8 jours avant le séisme du 28 Mai 2003 et potentiellement des précurseurs selon notre définition.	74
2.7	Répliques du séisme du 28 Mai 2003.	75
2.8	Répliques du séisme du 28 Mai 2003 (Suite).	76
2.9	Précurseurs potentiels et répliques des séismes du catalogue NEIC identifiés à partir des données De o-Hydro.	82
3.1	Tableaux des paramètres physiques utilisés par le code SHELLS.	93
3.2	Rotations finies (<i>DeMets et al.</i> , 2005) et instantanées (<i>DeMets et al.</i> , 2010). La seconde plaque est fixe, l'angle de rotation est positif dans le sens trigonométrique ; il est divisé par 10,949 Ma (anomalie 5n.o2) pour les rotations de <i>DeMets et al.</i> (2005).	96
3.3	Pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de la vitesse de surface (3 mm/a, 4 mm/a et 5 mm/a) pour les cas 7, 8, 9 et 10. Le pôle de rotation initial était situé à 74.88°E, 4.15°S.	121
3.4	Pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de la vitesse de surface (3 mm/a, 4 mm/a et 5 mm/a) pour les cas 15 et 16. Le pôle de rotation initial était situé à 74.4°E, 2.0°S.	139
4.1	Pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de la vitesse de surface (3 mm/an, 4 mm/an et 5 mm/an) pour le cas 17. Le pôle initial Australie/Capricorne est situé en 84,7°E, 25,8°S.	147
4.2	Pôles de rotation Capricorne/Inde calculés à partir des contours de la vitesse de surface (3 mm/an, 4 mm/an et 5 mm/an) pour les cas 18 et 19. Le pôle initial Australie/Capricorne est situé en 84,7°E, 25,8°S.	151

Bibliographie

- Abercrombie, R. E., M. Antolik, et G. Ekström (2003), The june 2000 mw 7.9 earthquakes south of sumatra : Deformation in the India-Australia plate, *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, *108*, 2018. [186](#)
- Altamimi, Z., P. Sillard, et C. Boucher (2002), ITRF2000 : A new release of the international terrestrial reference frame for earth science applications, *Journal of Geophysical Research*, *107*, 19 PP., doi :200210.1029/2001JB000561. [18](#)
- Amante, C., et B. W. Eakins (2009), ETOPO1 1 Arc-Minute global relief model : Procedures, data sources and analysis., *NOAA Technical Memorandum NESDIS NGDC-24*. [21](#), [95](#), [113](#), [143](#), [203](#), [207](#)
- Ammon, C. J., C. Ji, H. Thio, D. Robinson, S. Ni, V. Hjorleifsdottir, H. Kanamori, T. Lay, S. Das, D. Helmberger, G. Ichinose, J. Polet, et D. Wald (2005), Rupture process of the 2004 Sumatra-Andaman earthquake, *Science*, *308*(5725), 1133–1139, doi :10.1126/science.1112260. [22](#)
- Anderson, E., Z. Bai, et C. Bischof (1999), *LAPACK Users guide*, Society for Industrial Mathematics. [96](#)
- Antolik, M., R. E. Abercrombie, J. Pan, et G. Ekstrom (2006), Rupture characteristics of the 2003 mw 7.6 mid-Indian ocean earthquake : Implications for seismic properties of young oceanic lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, *111*(B4), 4302, doi : 10.1029/2005JB003785. [76](#), [186](#)
- Argus, D. F., et R. G. Gordon (1990), Pacific–North american plate motion from very long baseline interferometry compared with motion inferred from magnetic anomalies, transform faults, and earthquake slip vectors, *Journal of Geophysical Research*, *95*(B11), 17,315–17,324, doi :199010.1029/JB095iB11p17315. [18](#)
- Ashalatha, B., C. Subrahmanyam, et R. N. Singh (1991), Origin and compensation of Chagos-Laccadive ridge, indian ocean, from admittance analysis of gravity and bathymetry data, *Earth and Planetary Science Letters*, *105*, 47–54. [112](#)
- Balanche, A., C. Guennou, J. Goslin, et C. Mazoyer (2009), Generation of hydroacoustic signals by oceanic subsea oor earthquakes : a mechanical model, *Geophysical Journal International*, *177*, 476–480. [44](#)
- Bergman, E. A., et S. C. Solomon (1980), Oceanic intraplate earthquakes : Implications for local and regional intraplate stress, *Journal of Geophysical Research*, *85*(B10), 5389–5410. [31](#)
- Bergman, E. A., et S. C. Solomon (1985), Earthquake source mechanisms from body-waveform inversion and intraplate tectonics in the northern indian ocean, *Physics of*

- The Earth and Planetary Interiors*, 40(1), 1–23, doi :10.1016/0031-9201(85)90002-0. 32, 204
- Bergman, E. A., J. L. Ná b lek, et S. C. Solomon (1984), An extensive region of Off-Ridge Normal-Faulting earthquakes in the southern indian ocean, *Journal of Geophysical Research*, 89(B4), PP. 2425–2443, doi :198410.1029/JB089iB04p02425. 31, 144
- Bird, P. (1989), New finite element techniques for modeling deformation histories of continents with stratified temperature-dependent rheology, *Journal of Geophysical Research*, 94, 3967–3990, doi :10.1029/JB094iB04p03967. i, v, 90, 92, 93, 191
- Bird, P. (1999), Thin-plate and thin-shell finite-element programs for forward dynamic modeling of plate deformation and faulting, *Computers & Geosciences*, 25(4), 383–394, doi :10.1016/S0098-3004(98)00142-3. i, v, 90, 191
- Bird, P. (2003), An updated digital model of plate boundaries, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4c, 1. 92, 95
- Bird, P. (2004), Plate-Tectonic analysis of shallow seismicity : Apparent boundary width, beta, corner magnitude, coupled lithosphere thickness, and coupling in seven tectonic settings, *The Bulletin of the Seismological Society of America*, 94, 2380–2399. 97
- Bird, P., et X. Kong (1994), Computer simulations of california tectonics confirm very low strength of major faults, *Geological Society of America Bulletin*, 106(2), 159–174, doi :10.1130/0016-7606(1994)106<0159:CSOCTC>2.3.CO;2. i, v, 90, 191
- Bird, P., et K. Piper (1980), Plane-stress finite-element models of tectonic ow in southern california, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, 21(2-3), 158–175, doi :10.1016/0031-9201(80)90067-9. 90
- Bock, Y., L. Prawirodirdjo, J. F. Genrich, C. W. Stevens, R. McCaffrey, C. Subarya, S. S. O. Puntodewo, et E. Calais (2003), Crustal motion in indonesia from global positioning system measurements, *Journal of Geophysical Research (Solid Earth)*, 108, 2367. 22
- Bohnenstiehl, D. R., M. Tolstoy, et E. Chapp (2004), Breaking into the plate : A 7.6 mw fracture-zone earthquake adjacent to the central indian ridge, *Geophysical Research Letters*, 31, 02,615, doi :10.1029/2003GL018981. 76, 185, 186
- Brunhes, B. (1906), Recherches sur la direction d’aimantation des roches volcaniques, *Journal de Physique Théorique et Appliquée*, 5(1), 20 pages, doi :10.1051/jphystap:019060050070500. 7
- Bull, J. M., et R. A. Scrutton (1990), Fault reactivation in the central indian ocean and the rheology of oceanic lithosphere, *Nature*, 344, 855–858. 35, 183

- Bull, J. M., J. Martinod, et P. Davy (1992), Buckling of the oceanic lithosphere from geophysical data and experiments, *Tectonics*, 11, 537–548. 35
- Bullard, E., J. E. Everett, et A. G. Smith (1965), The fit of the continents around the atlantic, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 258(1088), 41–51, doi :10.1098/rsta.1965.0020. 10, 11, 203
- Cande, S. C., et J. C. Mutter (1982), A revised identification of the oldest sea-oor spreading anomalies between australia and antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 58(2), 151–160, doi :10.1016/0012-821X(82)90190-X. 28, 29, 204
- Cansi, Y. (1995), An automatic seismic event processing for detection and location : The P.M.C.C. method, *Geophysical Research Letters*, 22, 1021–1024, doi :10.1029/95GL00468. 68
- Chamot-Rooke, N., F. Jestin, et B. d. Voogd (1993), Intraplate shortening in the central indian ocean determined from a 2100-km-long north-south deep seismic re-ection profile, *Geology*, 21(11), 1043–1046, doi :10.1130/0091-7613(1993)021<1043:ISITCI>2.3.CO;2. 35, 36, 204
- Chang, T. (1988), Estimating the relative rotation of two tectonic plates from boundary crossings, *Journal of the American Statistical Association*, 83(404), 1178–1183, ArticleType : primary_article / Full publication date : Dec., 1988 / Copyright © 1988 American Statistical Association. 37
- Chang, T., P. Molnar, et J. M. Stock (1990), The rotation group in plate tectonics and the representation of uncertainties of plate reconstructions, *Geophysical Journal International*, 101, 649–661. 37
- Chang, T., D. Ko, J. Royer, et J. Lu (2000), Regression techniques in plate tectonics, *Statistical Science*, 15(4), 342–356, doi :10.1214/ss/1009213002. 37
- Chase, C. G. (1972), The n-Plate problem of plate tectonics, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 29(2), 117–122, doi :10.1111/j.1365-246X.1972.tb02202.x. 13
- Chase, C. G. (1978), Plate kinematics : The americas, east africa, and the rest of the world, *Earth and Planetary Science Letters*, 37(3), 355–368, doi :10.1016/0012-821X(78)90051-1. 14, 16, 31
- Chateau, R., J. Royer, R. P. Dziak, D. R. Bohnenstiehl, V. Brandon, et J. H. Haxel (2009), Hydroacoustic records of sea-oor earthquakes, cryogenic sounds, and cetacean vocalizations in the indian ocean, *AGU Fall Meeting Abstracts*, 53, 1466. 66
- Chlieh, M., J. Avouac, V. Hjorleifsdottir, T. A. Song, C. Ji, K. Sieh, A. Sladen, H. Hebert, L. Prawirodirdjo, Y. Bock, et J. Galetzka (2007), Coseismic slip and afterslip of the great mw 9.15 Sumatra-Andaman earthquake of 2004, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 97(1A), S152–173, doi :10.1785/0120050631. 22

- Christodoulidis, D. C., D. E. Smith, R. Kolenkiewicz, S. M. Klosko, et M. H. Torrence (1985), Observing tectonic plate motions and deformations from satellite laser ranging, *Journal of Geophysical Research*, *90*, 9249–9263. [18](#), [19](#), [203](#)
- Cochran, J., D. Stow, et O. S. Scientist (1987), Collisions in the indian ocean, *Nature*, *330*(6148), 519–521, doi :10.1038/330519a0. [35](#)
- Cochran, J., D. Stow, et et al. (Eds.) (1990), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, 116 Scientific Results*, vol. 116, Ocean Drilling Program. [35](#)
- Con, M. F., M. S. Pringle, R. A. Duncan, T. P. Gladchenko, M. Storey, R. D. Müller, et L. M. Gahagan (2002), Kerguelen hotspot magma output since 130 ma, *J. Petrology*, *43*(7), 1121–1137, doi :10.1093/petrology/43.7.1121. [22](#), [26](#), [204](#)
- Collier, J., V. Sansom, O. Ishizuka, R. Taylor, T. Minshall, et R. Whitmarsh (2008), Age of Seychelles-India break-up, *Earth and Planetary Science Letters*, *272*(1-2), 264–277, doi :10.1016/j.epsl.2008.04.045. [28](#), [204](#)
- Curry, J. R., et T. Munasinghe (1989), Timing of intraplate deformation, northeastern indian ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, *94*(1-2), 71–77, doi :10.1016/0012-821X(89)90084-8. [35](#)
- Del Pezzo, E., et F. Giudicepietro (2002), Plane wave fitting method for a plane, small aperture, short period seismic array : a MATHCAD program, *Computers & Geosciences*, *28*(1), 59–64, doi :10.1016/S0098-3004(01)00076-0. [78](#)
- Delescluse, M., et N. Chamot-Rooke (2007), Instantaneous deformation and kinematics of the India-Australia plate, *Geophysical Journal International*, *168*, 818–842. [36](#), [184](#), [185](#), [187](#), [189](#), [210](#)
- Delescluse, M., et N. Chamot-Rooke (2008), Serpentinization pulse in the actively deforming central indian basin, *Earth and Planetary Science Letters*, *276*, 140–151. [179](#), [183](#), [193](#), [199](#)
- Delescluse, M., L. G. J. Montési, et N. Chamot-Rooke (2008), Fault reactivation and selective abandonment in the oceanic lithosphere, *Geophysical Research Letters*, *35*, 16,312. [35](#)
- DeMets, C., et J. Royer (2003), A new high-resolution model for India–Capricorn motion since 20 ma : Implications for the chronology and magnitude of distributed crustal deformation in the central indian basin, *Current Science*, *85*(3), 339–345. [39](#)
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, et S. Stein (1990), Current plate motions, *Geophysical Journal International*, *101*, 425–478. [14](#), [16](#), [18](#), [203](#)
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, et S. Stein (1994a), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophysical Research Letters*, *21*, 2191–2194. [16](#), [203](#)

- DeMets, C., R. G. Gordon, et P. Vogt (1994b), Location of the Africa-Australia-India triple junction and motion between the australian and indian plates : Results from an aeromagnetic investigation of the central indian and carlsberg ridges, *Geophysical Journal International*, 119, 893–930. 21, 37
- DeMets, C., R. G. Gordon, et J. Royer (2005), Motion between the indian, capricorn and somalian plates since 20 ma : implications for the timing and magnitude of distributed lithospheric deformation in the equatorial indian ocean, *Geophysical Journal International*, 161(2), 445–468. 39, 95, 96, 99, 104, 105, 133, 183, 186, 204, 211
- DeMets, C., R. G. Gordon, et D. F. Argus (2010), Geologically current plate motions, *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80, doi :10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x. 16, 17, 95, 96, 133, 137, 143, 144, 186, 203, 211
- Deplus, C., M. Diament, H. Hébert, G. Bertrand, S. Dominguez, J. Dubois, J. Malod, P. Patriat, B. Pontoise, et J. Sibilla (1998), Direct evidence of active deformation in the eastern indian oceanic plate, *Geology*, 26, 131. 36
- Desa, M., M. Ramana, et T. Ramprasad (2006), Sea floor spreading magnetic anomalies south off sri lanka, *Marine Geology*, 229(3-4), 227–240, doi :10.1016/j.margeo.2006.03.006. 23, 25, 204
- Dick, H. J. B., J. Lin, et H. Schouten (2003), An ultraslow-spreading class of ocean ridge, *Nature*, 426(6965), 405–412, doi :10.1038/nature02128. 21
- Dietz, R. S. (1961), Continent and ocean basin evolution by spreading of the sea floor, *Nature*, 190(4779), 854–857, doi :10.1038/190854a0. 13
- Dyment, J. (1991), Structure et evolution de la lithosphere oceanique dans l’ocean indien : apport des anomalies magnetiques, Ph.D. thesis, Strasbourg 1. 27
- Dziak, R. P., W. W. Chadwick, C. G. Fox, et R. W. Embley (2003), Hydrothermal temperature changes at the southern juan de fuca ridge associated with MW 6.2 blanco transform earthquake, *Geology*, 31(2), 119–122, doi :10.1130/0091-7613(2003)031<0119:HTCATS>2.0.CO;2. 59, 60, 61, 63, 206
- Dziewonski, A. M., et J. H. Woodhouse (1983), An experiment in systematic study of global seismicity : Centroid-Moment tensor solutions for 201 moderate and large earthquakes OF 1981, *Journal of Geophysical Research*, 88(B4), 3247–3271. 33
- Dziewonski, A. M., T. Chou, et J. H. Woodhouse (1981), Determination of earthquake source parameters from waveform data for studies of global and regional seismicity, *Journal of Geophysical Research*, 86(B4), 2825–2852. 33
- Eittreim, S. L., et J. Ewing (1972), Mid-Plate tectonics in the indian ocean, *Journal of Geophysical Research*, 77(32), 6413–6421, doi :10.1029/JB077i032p06413. 31, 33, 36, 204

- Engdahl, E. R., R. van der Hilst, et R. Buland (1998), Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth determination, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(3), 722–743. [101](#), [144](#), [147](#)
- Ewing, M., et J. L. Worzel (1948), Long-Range sound transmission, *Geological Society of America, Memoir 27*. [48](#), [49](#), [205](#)
- Fox, C. G., R. P. Dziak, H. Matsumoto, et A. E. Schreiner (1994), Potential for monitoring low-level seismicity on the juan de fuca ridge using military hydrophone arrays, *Marine Technology Society Journal*, 27, 22–22. [52](#), [58](#)
- Fox, C. G., W. E. Radford, R. P. Dziak, T. Lau, H. Matsumoto, et A. E. Schreiner (1995), Acoustic detection of a sea floor spreading episode on the juan de fuca ridge using military hydrophone arrays, *Geophysical Research Letters*, 22, 131–134. [58](#)
- Fox, C. G., H. Matsumoto, et T. A. Lau (2001), Monitoring pacific ocean seismicity from an autonomous hydrophone array, *Journal of Geophysical Research*, 106, 4183–4206. [58](#), [69](#)
- Francis, T. J. G., et G. G. Shor (1966), Seismic refraction measurements in the northwest indian ocean, *Journal of Geophysical Research*, 71, 427. [112](#)
- Gaina, C., R. D. Müller, B. Brown, et T. Ishihara (2003), Microcontinent formation around australia, *Geological Society of America Special Papers*, 372, 405–416, doi : 10.1130/0-8137-2372-8.405. [23](#), [25](#), [204](#)
- Gaina, C., R. D. Müller, B. Brown, T. Ishihara, et S. Ivanov (2007), Breakup and early sea floor spreading between india and antarctica, *Geophysical Journal International*, 170, 151–169. [23](#), [25](#), [26](#), [204](#)
- Geller, C. A., J. K. Weissel, et R. N. Anderson (1983), Heat transfer and intraplate deformation in the central indian ocean, *Journal of Geophysical Research*, 88, 1018–1032. [35](#), [95](#), [156](#), [199](#)
- Gerbault, M. (2000), At what stress level is the central indian ocean lithosphere buckling?, *Earth and Planetary Science Letters*, 178, 165–181. [35](#)
- Gerbault, M., E. B. Burov, A. N. B. Poliakov, et M. Daignières (1999), Do faults trigger folding in the lithosphere?, *Geophysical Research Letters*, 26, 271–274. [35](#)
- Gordon, R. G., C. DeMets, et J. Royer (1998), Evidence for long-term diffuse deformation of the lithosphere of the equatorial indian ocean, *Nature*, 395, 370–374. [37](#), [97](#)
- Goslin, J., N. Lourenço, R. P. Dziak, D. W. Bohnenstiehl, J. Haxel, et J. Luis (2005), Long-term seismicity of the reykjanes ridge (North atlantic) recorded by a regional hydrophone array, *Geophysical Journal International*, 162, 516–524. [58](#)

- Goslin, J., N. Lourenço, J. Luis, R. P. Dziak, A. Balanche, C. Brachet, J. Perrot, J. Y. Royer, N. Simao, J. Haxel, et H. Matsumoto (2008), Cruise MARCHE3/2008 and other cruises of the MARCHE experiment : a three-year hydroacoustic monitoring of the MOMAR section of the MAR at a regional scale., *Interridge*, 17, 7–9. 58
- Green, O. R., M. P. Searle, R. I. Corfield, et R. M. Corfield (2008), Cretaceous-Tertiary carbonate platform evolution and the age of the India-Asia collision along the ladakh himalaya (Northwest india), *The Journal of Geology*, 116(4), 331–353, doi :10.1086/588831. 30
- Gudmundsson, O., et M. Sambridge (1998), A regionalized upper mantle (RUM) seismic model, *Journal of Geophysical Research*, 103, 7121–7136. 156
- Harland, W. B. (1982), *A Geologic Time Scale*, Cambridge earth science series, Cambridge University Press, Cambridge. 16
- Hassani, R., D. Jongmans, et J. Chéry (1997), Study of plate deformation and stress in subduction processes using two-dimensional numerical models, *Journal of Geophysical Research*, 102, 17,951–17,966. i, v, 89
- Hébert, H. (1998), Etudes géophysiques d’une dorsale naissante (dorsale d’Aden à l’Ouest de 46°E) et d’une dorsale fossile (dorsale de wharton) : implications sur les processus de l’accrétion océanique, et la déformation intraplaque de l’Océan indien, Ph.D. thesis, Université Paris 7 - Denis Diderot UFR Sciences Physiques de la Terre Laboratoire de Gravimétrie et Géodynamique - IPGP. 27
- Helmstetter, A., D. Sornette, et J. Grasso (2003), Mainshocks are aftershocks of conditional foreshocks : How do foreshock statistical properties emerge from aftershock laws, *Journal of Geophysical Research*, 108, 2046. 63
- Henstock, T. J., et P. J. Thompson (2004), Self-consistent modeling of crustal thickness at Chagos-Laccadive ridge from bathymetry and gravity data, *Earth and Planetary Science Letters*, 224, 325–336. 112
- Hess, H. H. (1962), History of ocean basins, *PETROLOGIC STUDIES : A VOLUME TO HONOR A. F. BUDDINGTON*, pp. 599–620. 7, 13, 203
- Hilgen, F. (1991a), Astronomical calibration of gauss to matuyama sapropels in the mediterranean and implication for the geomagnetic polarity time scale, *Earth and Planetary Science Letters*, 104(2-4), 226–244, doi :10.1016/0012-821X(91)90206-W. 16
- Hilgen, F. (1991b), Extension of the astronomically calibrated (polarity) time scale to the Miocene/Pliocene boundary, *Earth and Planetary Science Letters*, 107(2), 349–368, doi :10.1016/0012-821X(91)90082-S. 16
- Holt, W. E., M. Li, et A. J. Haines (1995), Earthquake strain rates and instantaneous relative motions within central and eastern asia, *Geophysical Journal International*, 122, 569–593. 184

- Husebye, E. S. (1969), Direct measurement of $dT/d\Delta$, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 59(2), 717–727. 68
- Isacks, B., J. Oliver, et L. R. Sykes (1968), Seismology and the new global tectonics, *Journal of Geophysical Research*, 73, 5855. 11
- Ishida, M., et H. Kanamori (1978), The foreshock activity of the 1971 san fernando earthquake, california, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 68(5), 1265–1279. 63
- Jaeger, J., V. Courtillot, et P. Tapponnier (1989), Paleontological view of the ages of the deccan traps, the Cretaceous/Tertiary boundary, and the India-Asia collision, *Geology*, 17(4), 316–319, doi :10.1130/0091-7613(1989)017<0316:PVOTAO>2.3.CO;2. 28
- Jaggard, T. A. (1930), How the seismograph work., *The Volcano Letter*, 268, 1–4. 45, 204
- Johnson, R. H., J. Northrop, et R. Eppley (1963), Sources of pacific t phases, <http://adsabs.harvard.edu/abs/1963JGR....68.4251J>. 51
- Johnson, R. H., R. A. Norris, et F. K. Duennebie (1968), Abyssally generated t phases, the crust and upper mantle of the pacific area—Internat. upper mantle proj., sci. rept. 15, *Geophysical Monograph. American Geophysical Union, Washington, DC, United States*, p. 70–78. 51, 52, 205
- Juhel, P. (2005), *Histoire de l'acoustique sous-marine*, Vuibert. 47, 48, 49, 205
- Kirkwood, B. H., J. Royer, T. C. Chang, et R. G. Gordon (1999), Statistical tools for estimating and combining finite rotations and their uncertainties, *Geophysical Journal International*, 137, 408–428. 37
- Kong, X., et P. Bird (1995), SHELLS : A thin shell program for modeling neotectonics of regional or global lithosphere with faults, *Journal of Geophysical Research*, 100(B11), 22,129–22,132, doi :10.1029/95JB02435. i, v, 90, 91, 191
- Kreemer, C., J. Haines, W. E. Holt, G. Blewitt, et D. Lavalley (2000), On the determination of a global strain rate model, *Earth, Planets, and Space*, 52, 765–770. 20
- Kreemer, C., W. E. Holt, et A. J. Haines (2003), An integrated global model of present-day plate motions and plate boundary deformation, *Geophysical Journal International*, 154(1), 8–34, doi :10.1046/j.1365-246X.2003.01917.x. 18, 19, 101, 181, 182, 203, 210
- Krijgsman, W., F. J. Hilgen, I. Raaijmakers, F. J. Sierro, et D. S. Wilson (1999), Chronology, causes and progression of the messinian salinity crisis, *Nature*, 400(6745), 652–655. 21

- Krishna, K., J. Bull, et R. Scrutton (2001), Evidence for multiphase folding of the central indian ocean lithosphere, *Geology*, *29*(8), 715–718, doi :10.1130/0091-7613(2001)029<0715:EFMFOT>2.0.CO;2. [35](#)
- Kuwahara, S. (1939), The velocity of sound in sea water and calculation of the velocity for use in sonic sounding, *Hydrographic Review*, *16*, 123–140. [47](#)
- Larson, K. M., J. T. Freymueller, et S. Philipson (1997), Global plate velocities from the global positioning system, *Journal of Geophysical Research*, *102*(B5), 9961–9981. [18](#)
- Lawrence, M. W. (2004a), Acoustic monitoring of the global ocean for the CTBT, *Tech. rep.*, CTBTO, Vienna, Austria, Gold Coast, Australia. [57](#)
- Lawrence, M. W. (2004b), Global monitoring of the earth, ocean and atmosphere for the CTBT, *Tech. rep.*, CTBTO, Vienna, Austria, Gold Coast, Australia. [55](#), [58](#), [206](#)
- Lay, T., H. Kanamori, C. J. Ammon, M. Nettles, S. N. Ward, R. C. Aster, S. L. Beck, S. L. Bilek, M. R. Brudzinski, R. Butler, H. R. DeShon, G. Ekstrom, K. Satake, et S. Sipkin (2005), The great Sumatra-Andaman earthquake of 26 december 2004, *Science*, *308*(5725), 1127–1133, doi :10.1126/science.1112250. [22](#)
- Le Pichon, X. (1968), Sea-Floor spreading and continental drift, *Journal of Geophysical Research*, *73*(12), 3661–3697. [13](#), [14](#), [33](#), [203](#)
- Levchenko, O. V. (1989), Tectonic aspects of intraplate seismicity in the northeastern indian ocean, *Tectonophysics*, *170*(1-2), 125–139, doi :10.1016/0040-1951(89)90107-8. [32](#), [33](#)
- Levchenko, O. V., et A. A. Ostrovsky (1992), Seismic sea floor observations : a study of []anomalous' intraplate seismicity in the northeastern indian ocean, *Physics of The Earth and Planetary Interiors*, *74*(3-4), 173–182, doi :10.1016/0031-9201(92)90007-I. [32](#)
- Linehan, D. (1940), Earthquakes in the west indian region, *Transactions - American Geophysical Union*, *21*, 229–232. [45](#), [46](#), [205](#)
- Liu, C., J. R. Curray, et J. McDonald (1983), New constraints on the tectonic evolution of the eastern indian ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, *65*(2), 331–342, doi :10.1016/0012-821X(83)90171-1. [27](#)
- Liu, Z., et P. Bird (2002), North america plate is driven westward by lower mantle flow, *Geophysical Research Letters*, *29*(24), 17–1 – 17–4, doi :10.1029/2002GL016002. [92](#), [93](#)
- Mackenzie, K. V. (1960), Formulas for the computation of sound speed in sea water, *The Journal of the Acoustical Society of America*, *32*(1), 100–104, doi :10.1121/1.1907859. [47](#)

- Mahoney, J., R. Duncan, W. Khan, E. Gnos, et G. McCormick (2002), Cretaceous volcanic rocks of the south tethyan suture zone, pakistan : implications for the réunion hotspot and deccan traps, *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 295–310, doi :10.1016/S0012-821X(02)00840-3. 28, 29, 204
- Martinod, J., et P. Davy (1992), Periodic instabilities during compression or extension of the lithosphere 1. deformation modes from an analytical perturbation method, *Journal of Geophysical Research*, 97, 1999–2014. 35
- Martinod, J., et P. Molnar (1995), Lithospheric folding in the indian ocean and the rheology of the oceanic plate, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 166(6), 813. 35
- Matuyama, M. (1929), On the direction of magnetisation of basalt in japan, tyosen and manchuria, in *Proc. Jpn. Acad*, vol. 5, p. 203–205. 7
- McAdoo, D. C., et D. T. Sandwell (1985), Folding of oceanic lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 90, 8563–8569. 35
- McGuire, J. J. (2003), Immediate foreshock sequences of oceanic transform earthquakes on the east pacific rise, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(2), 948–952, doi :10.1785/0120020151. 59, 63
- McGuire, J. J., M. S. Boettcher, et T. H. Jordan (2005), Foreshock sequences and short-term earthquake predictability on east pacific rise transform faults, *Nature*, 434(7032), 457–461, doi :10.1038/nature03377. 59, 60, 61, 63, 83, 206
- McKenzie, D., et J. G. Sclater (1971), The evolution of the indian ocean since the late cretaceous, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 24(5), 437–528, doi :10.1111/j.1365-246X.1971.tb02190.x. 23
- McKenzie, D. P., et R. L. Parker (1967), The north pacific : an example of tectonics on a sphere, *Nature*, 216, 1276–1280. 5, 11, 12, 203
- Merkouriev, S., et C. DeMets (2006), Constraints on indian plate motion since 20 ma from dense russian magnetic data : Implications for indian plate dynamics, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 7, Q02,002. 21, 28, 39, 95, 186
- Merkouriev, S., et N. A. Sotchevanova (2003), Structure and evolution of the carlsberg ridge : Evidence for non-stationary spreading on old and modern spreading centres, *Current Science*, 85(3), 334–338. 20
- Michel, G. W., Y. Q. Yu, S. Y. Zhu, C. Reigber, M. Becker, E. Reinhart, W. Simons, B. Ambrosius, C. Vigny, N. Chamot-Rooke, X. Le Pichon, P. Morgan, et S. Matheussen (2001), Crustal motion and block behaviour in SE-Asia from GPS measurements, *Earth and Planetary Science Letters*, 187(3-4), 239–244, doi : 10.1016/S0012-821X(01)00298-9. 22

- Minster, J. B., et T. H. Jordan (1978), Present-day plate motions, *Journal of Geophysical Research*, *83*, 5331–5354. [14](#), [16](#), [31](#)
- Minster, J. B., T. H. Jordan, P. Molnar, et E. Haines (1974), Numerical modelling of instantaneous plate tectonics*, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, *36*(3), 541–576, doi :10.1111/j.1365-246X.1974.tb00613.x. [13](#), [15](#), [203](#)
- Mitchell, N. C. (1991), Distributed extension at the indian ocean triple junction, *Journal of Geophysical Research*, *96*(B5), 8019–8043. [21](#)
- Mittelstaedt, E., G. Ito, et M. D. Behn (2008), Mid-ocean ridge jumps associated with hotspot magmatism, *Earth and Planetary Science Letters*, *266*(3-4), 256–270, doi :10.1016/j.epsl.2007.10.055. [22](#)
- Mogi, K. (1963), Some discussions on aftershocks, foreshocks and earthquake swarms : the fracture of a semi-infinite body caused by an inner stress origin and its relation to the earthquake phenomena (Third paper), *Earthquake Research Institute*, *41*, 615–658. [63](#)
- Molnar, P., et J. M. Stock (2009), Slowing of india’s convergence with eurasia since 20 ma and its implications for tibetan mantle dynamics, *Tectonics*, *28*, 3001. [39](#), [40](#), [204](#)
- Molnar, P., P. England, et J. Martinod (1993), Mantle dynamics, uplift of the tibetan plateau, and the indian monsoon, *Reviews of Geophysics*, *31*, 357–396. [35](#)
- Morgan, W. J. (1968), Rises, trenches, great faults, and crustal blocks, *Journal of Geophysical Research*, *73*, 1959. [5](#), [11](#), [13](#), [203](#)
- Morgan, W. J. (1972), Deep mantle convection plumes and plate motions, *AAPG Bulletin*, *56*(2), 203–213. [14](#)
- Müller, R. D., J. Royer, et L. A. Lawver (1993), Revised plate motions relative to the hotspots from combined atlantic and indian ocean hotspot tracks, *Geology*, *21*, 275. [27](#)
- Müller, R. D., W. R. Roest, J. Royer, L. M. Gahagan, et J. G. Sclater (1997), Digital isochrons of the world’s ocean floor, *Journal of Geophysical Research*, *102*(B2), 3211–3214. [27](#)
- Müller, R. D., M. Sdrolias, C. Gaina, et W. R. Roest (2008), Age, spreading rates, and spreading asymmetry of the world’s ocean crust, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, *9*, 04,006. [95](#), [113](#), [143](#), [145](#), [207](#), [209](#)
- Okal, E. A. (2001), T-phase stations for the international monitoring system of the comprehensive Nuclear-Test ban treaty : A global perspective., *Seismological Research Letters*, *72*(2), 186–196. [45](#)

- Okal, E. A. (2008), The generation of t waves by earthquakes, in *Advances in Geophysics, Vol. 49, Advances in Geophysics*, vol. 49, pp. 1–65, ELSEVIER ACADEMIC PRESS INC, 525 B STREET, SUITE 1900, SAN DIEGO, CA 92101-4495 USA. [45](#), [46](#), [47](#), [52](#), [205](#)
- O'Neill, C., D. Müller, et B. Steinberger (2003), Geodynamic implications of moving indian ocean hotspots, *Earth and Planetary Science Letters*, *215*(1-2), 151–168, doi : 10.1016/S0012-821X(03)00368-6. [23](#), [28](#)
- Patriat, P., et J. Segoufin (1988), Reconstruction of the central indian ocean, *Tectonophysics*, *155*, 211–234. [23](#), [27](#), [30](#)
- Petit, C., et M. Fournier (2004), Present-day velocity and stress fields of the amurian plate from thin-shell finite-element modelling, *Geophysical Journal International*, *160*(3), 358–370, doi :10.1111/j.1365-246X.2004.02486.x. [92](#), [93](#)
- Petroy, D. E., et D. A. Wiens (1989), Historical seismicity and implications for diffuse plate convergence in the northeast indian ocean, *Journal of Geophysical Research*, *94*(B9), PP. 12,301–12,319, doi :198910.1029/JB094iB09p12301. [32](#)
- Polyansky, O. (2002), Dynamic causes for the opening of the baikal rift zone : a numerical modelling approach, *Tectonophysics*, *351*, 91–117. [92](#), [93](#)
- Powell, C., S. Roots, et J. Veevers (1988), Pre-breakup continental extension in east gondwanaland and the early opening of the eastern indian ocean, *Tectonophysics*, *155*, 261–283. [26](#)
- Rabinowitz, P. D., M. F. Co n, et D. Falvey (1983), The separation of madagascar and africa, *Science*, *220*, 67–69. [23](#), [24](#), [203](#)
- Ravet, J. (1940), Remarques sur quelques enregistrements d'ondes a très courte période au cours de tremblements de terre lointains a l'Observatoire du faiere, *Sixth Pacific SCI Congress, Papeete, Tahiti*, *1*, 127–130. [45](#)
- Robb, M. S., B. Taylor, et A. M. Goodliffe (2005), Re-examination of the magnetic lineations of the gascoyne and cuvier abyssal plains, off NW australia, *Geophysical Journal International*, *163*(1), 42–55, doi :10.1111/j.1365-246X.2005.02727.x. [26](#)
- Robinson, D. P., C. Henry, S. Das, et J. H. Woodhouse (2001), Simultaneous rupture along two conjugate planes of the wharton basin earthquake, *Science*, *292*, 1145–1148. [186](#)
- Rothé, J. P. (1954), La zone sismique Indo-Atlantique, *Proc. R. Soc. London, Ser. A*, *222*, 387–397. [31](#)
- Royer, J., et T. Chang (1991), Evidence for relative motions between the indian and australian plates during the last 20 m.y. from plate tectonic reconstructions : Implication for the deformation of the Indo-Australian plate, *Journal of Geophysical Research*, *96*(B7), 11,779–11,802. [37](#)

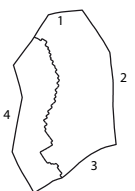
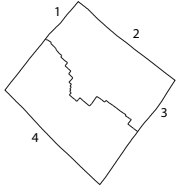
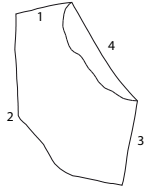
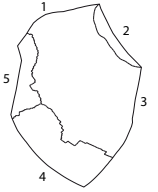
- Royer, J., et R. G. Gordon (1997), The motion and boundary between the capricorn and australian plates, *Science*, 277(5330), 1268–1274, doi :10.1126/science.277.5330.1268. 37, 38, 164, 187, 188, 189, 194, 204, 210
- Royer, J., et D. T. Sandwell (1989), Evolution of the eastern indian ocean since the late cretaceous : Constraints from geosat altimetry, *Journal Geophysical Research*, 94(B10), 13,755–13,782. 22, 27, 30
- Royer, J., P. Patriat, H. W. Bergh, et C. R. Scotese (1988), Evolution of the southwest indian ridge from the late cretaceous (anomaly 34) to the middle eocene (anomaly 20), *Tectonophysics*, 155(1-4), 235–260, doi :10.1016/0040-1951(88)90268-5. 30, 204
- Royer, J., J. W. Peirce, et Weissel (1991), Tectonic constraints on a hotspot model for the formation of the ninetyeast ridge., *Ocean Drilling Program*, 121, 763–776. 27, 204
- Royer, J., J. G. Sclater, D. T. Sandwell, S. C. Cande, R. Schlich, M. Munsch, J. Dymment, R. L. Fisher, R. D. Muller, M. F. Con, P. Patriat, et H. Bergh (1992), Indian ocean plate reconstructions since the late jurassic, in *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*, vol. 70, edited by R. A. Duncan, D. K. Rea, R. B. Kidd, U. von Rad, et J. K. Weissel, geophysical monograph series ed., pp. 471–475, AGU. 23
- Royer, J., R. G. Gordon, C. DeMets, et P. R. Vogt (1997), New limits on the motion between india and australia since chron 5 (11 ma) and implications for lithospheric deformation in the equatorial indian ocean, *Geophysical Journal International*, 129, 41–74. 37, 122, 123, 186, 208
- Royer, J., R. P. Dziak, M. Delatre, C. Brachet, J. H. Haxel, H. Matsumoto, J. Goslin, V. Brandon, D. R. Bohnenstiehl, C. Guinet, et F. Samaran (2008), Preliminary results from an hydroacoustic experiment in the indian ocean, *AGU Fall Meeting Abstracts*, 51, 1883. 58
- Sager, W. W., L. G. Fullerton, R. T. Butler, et D. W. Handschumacher (1992), Argo abyssal plain magnetic lineations revisited : implications for the onset of sea floor spreading and tectonic evolution of the eastern indian ocean, in *Proceedings of the Ocean Drilling Program Scientific Results*, vol. 123, p. 659–669. 26
- Sandwell, D. T., et W. H. F. Smith (1997), Marine gravity anomaly from geosat and ERS 1 satellite altimetry, *Journal of Geophysical Research*, 102, 10,039–10,054. 95
- Schlich, R. (1982), The indian ocean, aseismic ridge, spreading centres and basins., in *The Ocean basins and margins : The Indian Ocean*, vol. 6, edited by A. E. M. Nairn et F. G. Stehli, pp. 51–147, Plenum Press, New York. 27
- Sella, G. F. (2002), REVEL : A model for recent plate velocities from space geodesy, *Journal of Geophysical Research*, 107(B4), doi :10.1029/2000JB000033. 18, 19, 203

- Shackleton, N. J., A. Berger, et W. R. Peltier (1990), An alternative astronomical calibration of the lower pleistocene timescale based on ODP site 677, *Transactions of the Royal Society of Edinburgh. Earth sciences*, 81(4), 251–261. [16](#)
- Smith, D. E., R. Kolenkiewicz, P. J. Dunn, J. W. Robbins, M. H. Torrence, S. M. Klosko, R. G. Williamson, E. C. Pavlis, et N. B. Douglas (1990), Tectonic motion and deformation from satellite laser ranging to lageos, *Journal of Geophysical Research*, 95, 22,013–22,041. [18](#), [19](#), [203](#)
- Smith, D. K., M. Tolstoy, C. G. Fox, D. R. Bohnenstiehl, H. Matsumoto, et M. J. Fowler (2002), Hydroacoustic monitoring of seismicity at the slow-spreading Mid-Atlantic ridge, *Geophysical Research Letters*, 29(11), 13–13. [58](#)
- Smith, D. K., J. Escartin, M. Cannat, M. Tolstoy, C. G. Fox, D. R. Bohnenstiehl, et S. Bazin (2003), Spatial and temporal distribution of seismicity along the northern Mid-Atlantic ridge (15°–35°N), *Journal of Geophysical Research*, 108(B3), 2167, doi : doi:10.1029/2002JB001964. [58](#)
- Stein, C. A., et S. Stein (1992), A model for the global variation in oceanic depth and heat flow with lithospheric age, *Nature*, 359, 123–129. [91](#)
- Stein, S. (1978), An earthquake swarm on the Chagos-Laccadive ridge and its tectonic implications, *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 55(3), 577–588, doi :10.1111/j.1365-246X.1978.tb05928.x. [31](#)
- Stein, S., et E. A. Okal (1978), Seismicity and tectonics of the ninetyeast ridge area : Evidence for internal deformation of the indian plate, *Journal of Geophysical Research*, 83, 2233–2246. [31](#)
- Storey, M., J. J. Mahoney, A. D. Saunders, R. A. Duncan, S. P. Kelley, et M. F. Coffin (1995), Timing of hot Spot–Related volcanism and the breakup of madagascar and india, *Science*, 267(5199), 852–855, doi :10.1126/science.267.5199.852. [27](#), [28](#), [204](#)
- Subarya, C., M. Chlieh, L. Prawirodirdjo, J. Avouac, Y. Bock, K. Sieh, A. J. Meltzner, D. H. Natawidjaja, et R. McCaffrey (2006), Plate-boundary deformation associated with the great Sumatra–Andaman earthquake, *Nature*, 440(7080), 46–51, doi :10.1038/nature04522. [22](#)
- Sykes, L. R. (1967), Mechanism of earthquakes and nature of faulting on the Mid-Oceanic ridges, *Journal of Geophysical Research*, 72(8), 2131–2153. [10](#)
- Sykes, L. R. (1970), Seismicity of the indian ocean and a possible nascent island arc between ceylon and australia, *Journal of Geophysical Research*, 75(26), 5041–5055, doi :10.1029/JB075i026p05041. [31](#)
- Talandier, J., et E. A. Okal (1998), On the mechanism of conversion of seismic waves to and from t waves in the vicinity of island shores, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 88(2), 621. [51](#)

- Talandier, J., O. Hyvernaud, E. A. Okal, et P. F. Piserchia (2002), Long-range detection of hydroacoustic signals from large icebergs in the ross sea, antarctica, *Earth and Planetary Science Letters*, 203(1), 519–534. [55](#)
- Tinnon, M. J., W. E. Holt, et A. J. Haines (1995), Velocity gradients in the northern indian ocean inferred from earthquake moment tensors and relative plate velocities, *Journal of Geophysical Research*, 100, 24,315–24,330. [36](#)
- Tolstoy, I., et M. Ewing (1950), The t phase of shallow-focus earthquakes, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 40(1), 25–51. [45](#)
- Van Orman, J., J. R. Cochran, J. K. Weissel, et F. Jestin (1995), Distribution of shortening between the indian and australian plates in the central indian ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 133, 35–46. [35](#)
- Veevers, J. (1986), Breakup of australia and antarctica estimated as mid-Cretaceous (95 ± 5 ma) from magnetic and seismic data at the continental margin, *Earth and Planetary Science Letters*, 77(1), 91–99, doi :10.1016/0012-821X(86)90135-4. [26](#), [28](#)
- Vigny, C., W. J. F. Simons, S. Abu, R. Bamphenyu, C. Satirapod, N. Choosakul, C. Subarya, A. Socquet, K. Omar, H. Z. Abidin, et B. A. C. Ambrosius (2005), Insight into the 2004 Sumatra–Andaman earthquake from GPS measurements in southeast asia, *Nature*, 436(7048), 201–206, doi :10.1038/nature03937. [22](#)
- Vine, F. J. (1966), Spreading of the ocean floor : New evidence, *Science*, 154, 1405–1415. [8](#), [9](#), [203](#)
- Vine, F. J., et D. H. Matthews (1963), Magnetic anomalies over oceanic ridges, *Nature*, 199, 947–949. [8](#), [9](#), [203](#)
- Wegener, A. (1929), *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*, Druck und Verlag von Friedr. Vieweg & Sohn Akt.-Ges. [6](#), [203](#)
- Weissel, J. K., R. N. Anderson, et C. A. Geller (1980), Deformation of the Indo-Australian plate, *Nature*, 287, 284–291. [33](#), [156](#)
- Wessel, P., et W. H. F. Smith (1991), Free software helps map and display data, *Eos*, 72(41), 441. [97](#)
- Wessel, P., et W. H. F. Smith (1995), New version of the generic mapping tools released : EOS trans, *AGU*, 76, 329. [97](#)
- Wiens, D. A. (1986), Historical seismicity near chagos : a complex deformation zone in the equatorial indian ocean, *Earth and Planetary Science Letters*, 76(3-4), 350–360, doi :10.1016/0012-821X(86)90086-5. [32](#)
- Wiens, D. A., et S. Stein (1984), Intraplate seismicity and stresses in young oceanic lithosphere, *Journal of Geophysical Research*, 89(B13), 464. [31](#), [32](#), [204](#)

- Wiens, D. A., C. Demets, R. G. Gordon, S. Stein, et D. Argus (1985), A diffuse plate boundary model for indian ocean tectonics, *Geophysical Research Letters*, 12, 429–432. [32](#), [37](#)
- Williams, C. M., R. A. Stephen, et D. K. Smith (2006), Hydroacoustic events located at the intersection of the atlantis (30°N) and kane (23°40'N) transform faults with the Mid-Atlantic ridge, *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. [50](#), [51](#), [205](#)
- Wilson, J. T. (1963a), Evidence from islands on the spreading of ocean floors, *Nature*, 197, 536–538. [7](#), [14](#)
- Wilson, J. T. (1963b), A possible origin of the hawaiian islands, *Canadian Journal of Physics*, 41, 863–868. [7](#), [8](#), [14](#), [203](#)
- Wilson, J. T. (1965a), Evidence from ocean islands suggesting movement in the earth, *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*, 258(1088), 145–167. [7](#), [14](#)
- Wilson, J. T. (1965b), A new class of faults and their bearing on continental drift, *Nature*, 207, 343–347. [8](#), [10](#), [203](#)
- Zhu, B., W. S. F. Kidd, D. B. Rowley, B. S. Currie, et N. Shafique (2005), Age of initiation of the India-Asia collision in the East-Central himalaya, *The Journal of Geology*, 113(3), 265–285, doi :10.1086/428805. [30](#)

Tableau Récapitulatif des modélisations effectuées.

	N° du Cas	Conditions aux limites	Modèle Cinématique	Zones de fractures activées	Coeff. de friction	Données Géophysiques (Bathimétrie, Age, ...)
	Cas 1 et 2	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type 2, $V_{Cap./Inde}$ (pt frontière Cas 1 $\neq$ Cas 2) 3 : type 2, $V_{Cap./Inde}$ 4 : type 2, $V_{Som./Inde}$	DeMets <i>et al.</i> 2005	Sans	0,03	Sans
	Cas 3, 4, 7 et 8	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type 0 (Cas 3 et 7) et type -1 (Cas 4 et 8) 3 : type 2, $V_{Cap./Inde}$ 4 : type 2, $V_{Som./Inde}$	DeMets <i>et al.</i> 2005	Sans	0,03	Sans (Cas 3 et 4), Avec (Cas 7 et 8)
	Cas 5, 6, 9 et 10	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type 0 (Cas 5 et 9) et type -1 (Cas 6 et 10) 3 : type 1, $V_{Cap./Inde}$ 4 : type 2, $V_{Som./Inde}$	DeMets <i>et al.</i> 2005	Sans	0,03	Sans (Cas 5 et 6), Avec (Cas 9 et 10)
	Cas 11 à 14	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type -1 3 : type 2, $V_{Cap./Inde}$ 4 : type 2, $V_{Som./Inde}$	DeMets <i>et al.</i> 2005	Cas 11 : longues, Ouest Chagos Cas 12 : courtes, Ouest Chagos Cas 13 : longues, toutes Cas 14 : courtes, toutes	0,03	Avec
	Cas 15 et 16	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type -1 3 : type 2, $V_{Cap./Inde}$ 4 : type 2, $V_{Som./Inde}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	Cas 15 : Sans Cas 16 : longues, Ouest Chagos	0,03	Avec
	Cas 17	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type -1 3 : type 2, $V_{Aust./Cap.}$ 4 : type 2, $V_{Ant./Cap.}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	Sans	0,03	Avec
	Cas 18	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type -1 3 : type 2, $V_{Aust./Cap.}$ 4 : type 2, $V_{Ant./Cap.}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	longues, toutes	0,03	Avec
	Cas 19	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type -1 3 : type 2, $V_{Aust./Cap.}$ 4 : type 2, $V_{Ant./Cap.}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	longues, Nord St-Paul Amsterdam	0,03	Avec
	Cas 20	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type -1 3 : type 2, $V_{Aust./Inde}$ 4 : type 2, $V_{Sonde/Inde}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	Sans	0,03	Avec
	Cas 21	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type -1 3 : type 2, $V_{Aust./Inde}$ 4 : type 2, $V_{Sonde/Inde}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	Basins Indien Central et Wharton	0,03	Avec
	Cas 22 : friction	1 : type 2, $V = 0$ 2 : type -1 3 : type 2, $V_{Aust./Inde}$ 4 : type 2, $V_{Sonde/Inde}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	Basins Indien Central et Wharton	0,17 - 0,35 - 0,50	Avec
	Cas 23	1 : type 2, $V_{Inde/Cap.}$ 2 : type 2, $V_{Sonde/Cap.}$ 3 : type 2, $V_{Aust./Cap.}$ 4 : type 2, $V_{Ant./Cap.}$ 5 : type 2, $V_{Som./Cap.}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	Sans	0,03	Avec
	Cas 24	1 : type 2, $V_{Inde/Cap.}$ 2 : type 2, $V_{Sonde/Cap.}$ 3 : type 2, $V_{Aust./Cap.}$ 4 : type 2, $V_{Ant./Cap.}$ 5 : type 2, $V_{Som./Cap.}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	Dorsales	0,03	Avec
	Cas 25	1 : type 2, $V_{Inde/Cap.}$ 2 : type 2, $V_{Sonde/Cap.}$ 3 : type 2, $V_{Aust./Cap.}$ 4 : type 2, $V_{Ant./Cap.}$ 5 : type 2, $V_{Som./Cap.}$	DeMets <i>et al.</i> 2010	Dorsales, Basins Indien Central et Wharton	0,03	Avec

