



HAL
open science

Structure et tectonique du prisme d'accrétion de Nankai dans la zone Tokai par imagerie sismique en trois dimensions

Victor Martin

► **To cite this version:**

Victor Martin. Structure et tectonique du prisme d'accrétion de Nankai dans la zone Tokai par imagerie sismique en trois dimensions. Géophysique [physics.geo-ph]. Université Paris Sud - Paris XI, 2003. Français. NNT: . tel-00008139

HAL Id: tel-00008139

<https://theses.hal.science/tel-00008139>

Submitted on 20 Jan 2005

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

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

Thèse de doctorat de l'Université Paris XI
présentée par

Victor Martin

pour obtenir le titre de docteur de
l'Université Paris-Sud (Paris XI)

Spécialité : **Sciences de la Terre**

**Structure et tectonique du prisme d'accrétion de
Nankai dans la zone Tokai
par imagerie sismique en trois dimensions**

Soutenue le 24 juin 2003 devant le jury composé de :

Dr Serge Lallemand Rapporteur
Pr Aldo Zollo Rapporteur
Pr Laurent Jolivet Examineur
Pr François Marillier Examineur
Pr Hermann Zeyen Examineur
Pr Georges Pascal Directeur de thèse
Dr Mark Noble Co-directeur de thèse
Dr Pierre Henry Co-directeur de thèse

Thèse préparée au
Laboratoire de Géologie de l'École Normale Supérieure de Paris
et au
Centre de Recherche en Géophysique de l'École des Mines de Paris

Table des matières

Résumé	6
Abstract	7
Remerciements	8
Introduction	11
I Le prisme de Nankai et la zone sismogène	17
1 La fosse de Nankai	19
1.1 Contexte géodynamique	19
1.1.1 Géodynamique régionale	19
1.1.2 Cinématique de l'arc Japonais	21
1.1.3 La ride de Zenisu	24
1.2 Activité sismique de la marge	24
1.2.1 Les séismes historiques	24
1.2.2 Etendue de la zone sismogène	26
1.3 Structure de la marge	27
1.3.1 Fosse de Nankai	27
1.3.2 Front de déformation et failles majeures	27
1.3.3 Butoir et bassin d'avant-arc	27
1.3.4 Plaque plongeante	29
1.4 Circulation de fluides	29
1.4.1 Observations et modèles	29
1.4.2 Imagerie des zones de fluide	31
1.4.3 Fluides et hydrates de gaz	32
Conclusions et orientations de la thèse	33
II Méthodologie de l'acquisition et du traitement des données sismiques	35
2 Acquisition	37
2.1 Emplacement de la zone d'étude et contraintes d'acquisition	37
2.1.1 Emplacement	37
2.1.2 Durée de la campagne	37

2.1.3	Contraintes physiques et choix définitif	38
2.2	Dispositif d'acquisition	42
2.2.1	Sources sismiques	42
2.2.2	Dispositif d'enregistrement	43
2.2.3	Données auxiliaires	43
2.3	Contrôle de la navigation	44
2.3.1	Méthode utilisée	45
2.3.2	Résultats du traitement de la navigation	53
2.3.3	Précision	56
3	Traitement des données sismiques	61
3.1	Pré-traitements	61
3.2	Analyse de vitesse	65
3.2.1	Séréotomographie	65
3.2.2	Analyse de vitesse par migration	68
3.2.3	Vitesses de propagation des ondes en profondeur	75
3.3	Migration	75
3.3.1	Migration 2D	75
3.3.2	Migration 3D	84
	Conclusion intermédiaire et avancées méthodologiques	91
III	Structure et tectonique du prisme	95
4	Géométrie et histoire du prisme d'accrétion	97
4.1	Zone sismogène et corps de Paleozenisu	97
4.2	Position des failles majeures du prisme	99
4.3	Le bassin d'avant-arc	100
4.4	Sédiments accrétés	102
4.5	Historique de la déformation du prisme	109
4.5.1	La déformation anté-Pleistocène	109
4.5.2	L'épisode de déformation Plio-quaternaire	109
4.5.3	La déformation récente	111
4.5.4	Le jeu du système de failles de Kodaiba	111
5	BSR, régime thermique et érosion	113
5.1	Le BSR dans la zone Tokai	115
5.2	Détermination du flux de chaleur à partir de la profondeur d'un BSR	115
5.3	Flux de chaleur dans la boîte 3D	119
5.4	Processus actifs en surface	121
5.5	Discussion	124
6	Déformation associée au passage d'un relief sous la marge	129
6.1	Observations précédentes	129
6.2	Position et effet du volcan	129
6.2.1	Effet de la ride de Paléozenisu	130
6.2.2	Effet du volcan	132

Conclusion et perspectives	137
Bibliographie	139
Publications	159

Articles :

V. Martin, M.S. Noble and G. Pascal, A simple method of magnetic declination fluctuations correction for long single streamer positioning in a seismic survey, *soumis à Geophysical Prospecting*.

V. Martin, P. Henry, H. Nouzé, M.S. Noble, J. Ashi and G. Pascal, Erosion and sedimentation as processes controlling the BSR-derived heat flow on the Eastern Nankai Margin, *soumis à Earth and Planetary Science Letters*.

V. Martin, S. Lallemand, P. Henry, J.-X. Dessa, M. S. Noble, S. Operto, G. Pascal, S. Kuramoto and H. Tokuyama, Eastern Nankai Margin structure and history of accretion, *soumis à Geology*.

Résumé

La marge de Nankai dans la zone Tokai n'a pas subi de rupture lors du dernier épisode sismique de 1944-1946, qui a affecté tout le reste de la marge. Un fort séisme est donc à attendre à cet endroit au cours des prochaines années. Afin de mieux contraindre l'étendue de la zone sismogène, une campagne sismique 3D a été menée en 2000 sur le prisme de Nankai. Cette thèse s'inscrit dans la double thématique méthodologique et géologique de cette campagne.

L'aspect méthodologique comprend la prise en compte des spécificités de l'imagerie 3D par rapport à l'imagerie 2D classique. Lors de l'acquisition, la géométrie du dispositif source-récepteurs doit être parfaitement connue. Grâce à une méthode mise au point à cet effet, la géométrie a pu être reconstruite avec une excellente précision. Le traitement a également amélioré sensiblement les images obtenues, même si certains objets n'apparaissent pas de manière évidente dans les données. Les images 3D ont cependant permis de beaucoup mieux contraindre la position des failles majeures du prisme (Tokai, Kodaiba) en profondeur, et donc de mieux comprendre la cinématique du prisme.

L'aspect géologique a révélé que la déformation de la marge est dominée par les événements Quaternaires, qui ont affecté une couverture du bassin d'avant-arc très calme auparavant. Plusieurs phases de plissement sont visibles, dont une en avant du bassin qui peut chronologiquement être reliée à l'arrivée en subduction d'une ride océanique. L'étude du BSR a également permis indirectement de donner un ordre de grandeur des processus d'érosion et de sédimentation sur la marge. Les larges glissements de terrains observés peuvent être simplement liés à l'activité sismique de la marge, sans intervention de surpression de fluides dans les pores. Enfin, un volcan observé en subduction est peut-être à l'origine de l'inactivation de la faille de Tokai, qui ne présente aucun signe d'activité récente.

Mots-clés : subduction, prisme de Nankai, imagerie sismique 3D, acquisition sismique, BSR.

Abstract

The Nankai margin in the Tokai area has not ruptured during the last seismic episode of 1944-1946, that affected the rest of the margin. A strong seism is therefore to be expected in this area in the next years. To better constrain the extend of the seismogenic zone, a 3D seismic survey was carried out in 2000 on the Nankai wedge. This PhD thesis lies in the double thematic aspects of this survey, both methodological and geological.

The methodological aspect covers the consideration of 3D imaging specificities compared to classical 2D imaging. During the acquisition, the geometry of the source-receivers display has to be perfectly well known. Thanks to a new method developped *ad hoc*, the geometry has been reconstructed with an excellent precision. The processing also sensibly ameliorated the obtained images, even though some objects are not obvious in the data. 3D images however allowed to much better constrain the position of major faults (Tokai, Kodaiba) in depth, and then to better understand the wedge kinematics.

The geological aspect revealed that the deformation of the margin is dominated by Quaternary events, that affected the cover of the forearc basin that was previously very quiet. Several folding phases can be distinguished, amongst which one in the front of the basin, that can be chronologically linked to the subduction of an oceanic ridge. The study of the BSR also indirectly allowed to give an order of magnitude of erosionnal and depositionnal processes on the margin. Large observed landslides can be simply linked to seismic activity of the margin, without any pore fluids overpressure. Finally, a subducting volcano was observed and is possibly the cause for the Tokai fault inactivation, that does not present any sign of recent activity.

Keywords : Nankai subduction zone, seismic imaging, acquisition geometry, BSR.

Remerciements

Nombreuses sont les personnes ayant contribué, de près ou de loin, à l'avancement des travaux présentés dans ce manuscrit. Je souhaite donc toutes les remercier ici.

Mes premiers remerciements s'adressent à Georges Pascal, à qui je dois d'avoir participé à ce projet d'imagerie 3D. Il a su me canaliser lors de mes premiers pas dans la sismique et les techniques d'acquisition, sans pour autant me brider et en me laissant beaucoup d'autonomie. Il m'a également fait profiter de son expérience et de ses conseils lors des choix à faire sur les priorités de ce travail. Plus qu'un directeur de thèse, il est également pour moi un ami, avec qui nous refaisons le monde lors des pauses déjeuner dans la salle du bout du couloir. Pour tout cela, je le remercie du fond du coeur. Je prends aujourd'hui mon baluchon pour *migrer* vers des cieux plus cléments, et nos chemins vont se séparer, je souhaite que le sien soit encore long et heureux.

Je veux également remercier Mark Noble, qui a supervisé l'aspect méthodologique de mes travaux. Je mesure aujourd'hui le risque pris à engager sa caution de géophysicien sur un projet aussi ambitieux que l'imagerie 3D d'un prisme d'accrétion. J'ai eu un peu de mal à travailler avec lui au début, car je trouvais que cela n'allait pas assez vite. Je sais maintenant que ses appels à modérer mon enthousiasme étaient, plus encore que de la prudence, le fruit d'une expérience qui m'a évité d'aller me perdre dans le marais sans fin que peut devenir le traitement sismique. On refera peut-être une autre 3D ensemble, qui sait ? En tous cas, j'en serai ravi.

Je remercie également beaucoup Pierre Henry et Siegfried Lallemand, qui m'ont suivi de près dans mon travail d'interprétation et de valorisation du traitement réalisé. Les discussions avec Pierre, même si elles nécessitent parfois une bonne nuit de digestion, m'ont toujours apporté des pistes nouvelles, ou en tous cas une meilleure compréhension des problèmes posés. Je veux également remercier Siegfried pour sa patience et son abnégation, en tous cas une partie de ce travail n'aurait pu être fait sans lui et sa très grande expérience dans l'interprétation des données.

Je remercie vivement tous les membres de mon jury, dont certains sont venus de très loin : Hermann Zeyen qui a présidé le "tribunal", Serge Lallemand et Aldo Zollo pour la lecture de mon manuscrit et leurs judicieuses suggestions, Laurent Jolivet et François Marillier pour les questions et commentaires pertinents adressés au cours de la soutenance et suggestions d'amélioration du manuscrit. Leurs conseils me seront précieux pour mes futures prestations écrites et orales.

Je souhaite également très vivement remercier Pascal Podvin, pour l'accueil extrêmement chaleureux qui m'a été réservé au centre de géophysique de l'École des Mines de Paris. Il a tout fait pour que je m'intègre au plus vite à l'équipe, autant sur le plan matériel que relationnel, comme les étudiants "réguliers" de GEOPHY. Dans le même esprit, je remercie Claude Rangin et Manuel Pubellier, chefs d'équipe géodynamique du laboratoire de géologie de l'ENS, pour leur accueil très favorable et leur soutien au long de ma thèse.

Un grand merci également à celles et ceux que j'ai eu le plaisir de cotoyer pendant ces quelques années. Tout d'abord, merci à Mireille Dellac, Françoise Laryncq et Marie-Pierre Serot-Almeras à l'ENS, ainsi qu'à Dominique Vassiliadis et Véronique Lachasse à l'École des Mines, autant pour leur gentillesse que pour leur efficacité. Merci également à l'équipe de choc des informaticiens de l'ENS, François Farcy, David Tsang Hin Sun, Pierpaolo Dubernet et Patrick Chassevent, pour leur disponibilité permanente et leurs conseils avisés. Merci enfin à ceux qui m'ont accordé du temps au fil de discussions, qu'elles fussent scientifiques ou pas : Nicolas Chamot-Rooke, Gilles Lambaré, Soazig Le Bégat, Philippe Thierry et Reda Baina. Leur contact fut très enrichissant pour moi. Un merci particulier à Philippe pour le diable de Tasmanie 32 processeurs.

Je remercie également les collaborateurs avec qui j'ai travaillé dans le projet SFJ. Outre

Xavier Le Pichon, à l'origine du projet, je souhaite remercier Hervé Nouzé, Jean-Paul Foucher et Isabelle Contrucci pour les discussions intéressantes sur les données, et leur aide dans la valorisation des images du BSR. Merci également à Jean-Xavier Dessa et Stéphane Operto pour les images OBS, qui ont apporté un éclairage intéressant sur la structure profonde de la marge. Merci également aux principaux collaborateurs japonais, Shin'Ichi Kuramoto et Hidekazu Tokuyama, co-chefs de mission sur SFJ et à Juishiro Ashi. Merci à Toshihiro Ike et Udrekx pour les bons moments que j'ai passé avec eux sur le Nadir. Un grand merci et un coup de chapeau à l'équipage marin et technique du Nadir et à son capitaine, Rémi Balcon, premiers responsables du succès de cette mission et de la qualité des données, ainsi qu'aux scientifiques à bord pour leur participation.

Merci bien sur aux étudiants, nombreux, auprès desquels j'ai travaillé et qui m'ont supporté durant toutes ces années. À l'ENS, il y a Stéphane Mazzotti, dont les travaux antérieurs m'ont été bien utiles, mais aussi Guillaume Bertrand, qui peut venir récupérer ses posters de Roger Rabbit ; Anne-Gaëlle Bader, ex-prof d'informatique ; Jean-Xavier Dessa, avec qui j'ai partagé le temps de calcul sur les machines en début de thèse sans avoir à en arriver aux mains ; Anne Loevenbruck, que j'ai réussi à devancer sur le fil (mais ce fut juste), nous nous soutenions mutuellement devant l'adversité ; Charlotte Nielsen, dont le sourire n'a pas encore été absorbé par la matrice (peut-être au troisième épisode ?) ; Sylvain Bourlange, avec qui je partage un co-directeur de thèse et qui reste le "highlander étudiant" du Japon de l'équipe ; Anne Socquet, dont le punch est inaltérable, même avec une jambe dans le plâtre ; Sébastien Navarro, qui n'est malheureusement pas resté assez longtemps pour qu'on le connaisse bien ; et Laurent Sirgue, qui se rappelait régulièrement à notre bon souvenir, lui l'exilé du Canada. À GEOPHY il y a Mathias "Mathias" Alerini, incollable sur la température de l'eau de mer au mois de juillet au large du Japon autant que sur la différence entre les chiens "normaux" et les graïoïdes ; Sylvain "Mathias k[censuré]e" Nguyen, tueur impitoyable d'aliasing et de robots de labyrinthe et père de la stratégie du *bomb-flood* ; Sheng "Sheng" Xu, Maître *es go*, xblast et migration multivaluée ; Adam Gosselet, the matrix has him now ; Alexandre "Helmut Charentes" Egreteau, poitevin affirmé et ardent défenseur de la cause alsacienne. Je n'oublie pas non plus Raoul Beauvuin, qui a introduit le ver dans le fruit, ou plutôt, les bombes sur le réseau, ni Zhang Po, dont le porte-bonheur m'a bien servi. Un clin d'oeil à Christophe "Jarou" Aug pour avoir su se fondre dans l'enfer du jeu.

Merci également à ceux que j'ai croisé au cours de mes études, du lycée Hoche au Magistère de l'ENS. En vrac : Greg et Jean-Philippe du groupe de colles $Z\Omega\emptyset$, Gilles, Armelle B, Armelle M, Christine, Céline ("Venus"), Agnès, Karim, Olivier, FLG, Roro, et Lolo pour les bons moments passés ensemble. Il y eut des soirées mémorables, et il y en aura encore, je pense. J'en profite pour souhaiter mes vœux de bonheur à Armelle et Seb.

Merci à Hélène Horen et Christelle Gosselin, qui ont su rendre si agréable mon monitorat à Versailles, au cours duquel je suis allé jusqu'à enseigner la pétro et faire observer des lames minces et des murs du Château de Versailles à mes étudiants. Je souhaite aussi exprimer ma profonde reconnaissance à Robert Malpuech et Pascal Virlogeux, professeurs passionnés et passionnants de la prépa bio du lycée Hoche, et grâce à qui j'ai pu avoir un parcours aussi intéressant.

Je souhaite enfin remercier ici ma famille, et en particulier mes parents pour le soutien qu'ils m'ont apporté au cours de ma scolarité entre autres durant ces longues années de 3ème cycle. Merci enfin et surtout à Véronique, qui a supporté avec patience et bienveillance la gestation de cette thèse au jour le jour, dans les (rares) bons et (moins rares) moins bons moments. La vie est à nous, maintenant !

*J'ai des petits problèmes dans mon inversion,
Pourquoi ça converge pas ?
- Anonyme, GEOPHY -*

Introduction

Le Japon est une des zones sismiques les plus actives au monde. Situé à la convergence de trois plaques tectoniques, l'archipel est régulièrement ébranlé par des séismes, parfois très violents et destructeurs. La subduction de la plaque Pacifique pour la fosse du Japon et de la plaque Philippines pour la fosse de Nankai sont la cause de ces séismes, qui prennent leur origine dans le frottement de la plaque en subduction et de la marge japonaise. Les hypocentres de ces séismes se situent dans une partie de la surface de glissement appelée zone sismogène, et où les conditions physiques sont propices à la rétention des contraintes jusqu'à un certain point de rupture. L'extension de cette zone est connue pour la marge de Nankai et s'étend en mer jusqu'à la côte. La densité de population vivant dans les zones à risques près des côtes rend évidemment l'étude des phénomènes sismiques cruciale dans cette partie du monde, qui bénéficie par ailleurs d'un enregistrement historique de la sismicité parmi les plus anciens dans sa littérature. Les moyens financiers de ce pays en font également une des zones les plus étudiées et surveillées, et son histoire tectonique est aujourd'hui assez bien connue. Le programme international de recherche sur la zone sismogène SEIZE (*SEIsmogenic Zone Experiment*) a d'ailleurs fait de la marge de Nankai une de ses cibles privilégiées. La partie est du prisme de Nankai (zone de Tokai) est un des segments de la marge étudié depuis plusieurs années. Elle est intéressante à double titre, étant le théâtre de la subduction de reliefs océaniques (e. g. Le Pichon et al., 1996a), et n'ayant pas subi de rupture lors des derniers grands séismes historiques de 1944 et 1946 (Kanamori, 1972; Ando, 1975). Un séisme violent est donc à attendre dans les prochaines années à cet endroit de la marge.

Si les phénomènes de glissement entre deux plaques peuvent être modélisés et éventuellement expliqués par des approches de simulations numériques ou analogiques en tenant compte d'observations des propriétés mécaniques et chimiques réalisées *in situ*, il est également important de connaître la zone de subduction de la manière la plus large possible, en particulier sa géométrie et son fonctionnement historique (cycle sismique) : où sont les failles, lesquelles sont actives ou quand l'ont-elles été ? L'imagerie sismique est un des outils les mieux adaptés à l'exploration du sous-sol sur de vastes zones. Elle permet de donner une *image* du sous-sol, permettant de retrouver une représentation structurale de celui-ci et donc de donner des informations sur la structure et l'histoire du prisme, mais aussi de retrouver certaines propriétés du milieu imagé.

L'imagerie sismique est basée sur l'étude de la propagation des ondes dans le sous-sol. En particulier, la sismique réflexion permet de reconstituer une image des discontinuités géologiques du sous-sol, sur le même principe que l'échographie médicale ou l'écholocalisation des chauves-souris, le problème de la vitesse de propagation des ondes en plus (voir figure 1). Les ondes dont il est ici question sont des ondes acoustiques se propageant dans le sous-sol selon les lois de la mécanique. Ces lois font intervenir des paramètres décrivant les propriétés élastiques du milieu, l'étude des ondes acoustiques ayant traversé ce milieu peut donc apporter des informations sur certaines de ses propriétés mécaniques liées à l'élasticité. Couplée à des observations précises réalisées lors de forages, l'imagerie est un outil puissant pour la quantification des paramètres

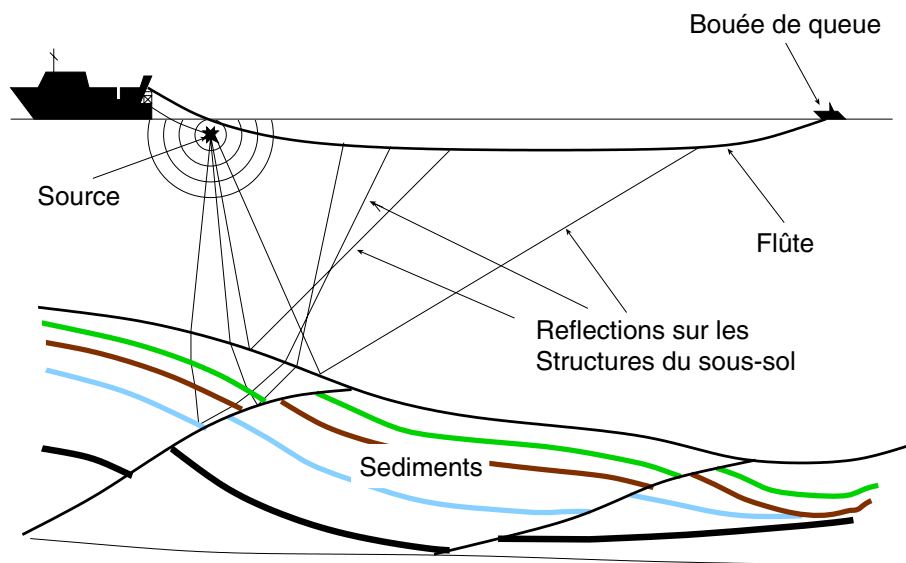


FIG. 1 – Schéma d'une acquisition sismique. Les ondes sismiques sont émises lors de l'explosion d'une source, en général des canons à air tractés par le bateau pour la sismique marine. Les ondes se propagent dans le sous-sol et sont réfléchies par des interfaces physiques. Ces ondes réfléchies vers le haut sont ensuite enregistrées par des capteurs acoustiques (hydrophones) uniformément répartis le long d'un support (la flûte) également tracté par le bateau. Une bouée de queue située à la fin de la flûte permet, grâce à l'enregistrement de la position de celle-ci, de contraindre la position de la flûte dans l'espace au cours du temps.

rhéologiques du sous-sol.

L'imagerie sismique se décompose en trois étapes principales. La première est l'acquisition des données. Lors de cette phase, des ondes sismiques sont générées à l'aide d'une source artificielle (dynamite, canon...). Ces ondes se propagent dans le sous-sol, sont réfléchies et sont captées par des récepteurs, qui enregistrent le signal (mouvement du sol, pression) au cours du temps. Une fois l'acquisition effectuée, la deuxième phase de l'imagerie est le traitement des données. Ce traitement consiste, à partir des enregistrements de l'acquisition, à retrouver la structure et les propriétés du sous-sol. Il s'agit donc d'un problème inverse, qui se décompose lui-même en plusieurs étapes. Les deux principales étapes sont l'obtention du modèle de vitesse des ondes dans le sous-sol, et l'obtention d'une image finale. Les bases théoriques nécessaires à la résolution de ces problèmes sont aujourd'hui largement développées, la quantité d'opérations nécessaires pour traiter un grand volume de données est aujourd'hui le facteur limitant du traitement. Une fois l'image obtenue, la dernière phase consiste à interpréter les images obtenues en leur attribuant une signification géologique, à l'aide d'informations d'autres sources (carte géologique, forage, informations gravimétriques et magnétiques...).

Les premiers essais réussis d'exploration sismique ont eu lieu dans les années 1920 : image du contact de deux formations (schiste Sylvan et grès de Viola) dans l'Oklahoma par Karcher et ses collaborateurs (1921), caractérisation d'un dôme de sel par Mintrop en Allemagne (1920) et au Texas (1924, première découverte d'hydrocarbures grâce à la sismique) à partir de l'étude des ondes réfractées, étude du champ pétrolier Maud dans l'Oklahoma par la Geophysical Re-

search Corporation (1927) en sismique réflexion. Les traitements étaient alors inexistantes ou très rudimentaires, jusqu'à l'invention de la bande magnétique (1955), permettant d'enregistrer les données. Depuis, les progrès techniques ont permis de procéder à des acquisitions de données de plus en plus élaborées, mais nécessitant un traitement de plus en plus lourd. En particulier, le manque de puissance de calcul a longtemps nécessité la réduction artificielle des données par la sommation, qui consiste à additionner tous les enregistrements correspondant à un même lieu géographique, après les avoir corrigés de distorsions dues aux éventuelles différences de géométrie d'acquisition. La correction appliquée est basée sur l'hypothèse d'un milieu tabulaire, ce qui est une approximation trop peu réaliste dans certains milieux complexes. Depuis quelques années, le traitement avant sommation se généralise avec l'augmentation de la puissance de calcul et des moyens de stockage (mémoire vive et bandes magnétiques) des données disponibles.

L'imagerie 3D, par les problèmes de tous ordres qu'elle pose (précision du positionnement, volume de données, traitement...) n'est possible que depuis une vingtaine d'années et ne s'est répandue que dans les années 1990. En sismique marine, l'acquisition en trois dimensions est restée expérimentale jusqu'à la commercialisation d'avions instrumentés permettant de localiser précisément les capteurs sur la flûte, au milieu des années 1980. Si ce type d'opération est aujourd'hui courant dans les milieux industriels, il reste rare dans le domaine académique pour plusieurs raisons :

- la lourdeur de sa mise en place (matériel de positionnement et durée) ;
- le peu de zones suffisamment bien documentées, dignes d'intérêt et présentant des perspectives intéressantes ;
- le coût matériel et humain du traitement des données.

De plus, la profondeur des objectifs est, dans le cas de la zone sismogène, très supérieure à celle des objectifs pétroliers classiques, et les structures servant de cible d'imagerie dans la recherche universitaire sont parfois plus complexes que les bassins sédimentaires de certains champs pétroliers.

La première campagne universitaire de sismique 3D a eu lieu sur le prisme d'accrétion de la Barbade (e. g. Shipley et al., 1994), révélant des contrastes d'impédance sismique au toit du décollement interplaques interprétés comme des zones de surpression de fluide (voire par exemple Bangs et al., 1996), et au Costa Rica (Stoffa et al., 1991; Shipley et al., 1992). Le traitement des données a été réalisé après sommation. Depuis, d'autres campagnes ont été réalisées, sur la ride est Pacifique (e.g. Singh et al., 1999; Kent et al., 2000), de nouveau au Costa Rica (e. g. Bönnemann et al., 1999), elles aussi traitées après sommation, et sur le prisme de Nankai (Bangs et al., 1999), au large de Shikoku, où un traitement avant sommation est en cours (e. g. Bangs et al., 2001a; Hills et al., 2001). La sismique 3D connaît un succès plus important pour les cibles peu profondes, plusieurs campagnes haute résolution ont été réalisées ces dernières années, par exemple au large de l'Oregon (Bangs et al., 2001b) avec pour cible les hydrates de méthane, ou dans le lac Léman (Scheidhauer et al., 2000a,b) pour relier la tectonique active et les dépôts sédimentaires. Ces objectifs sont plus proches de ceux de l'industrie pétrolière, qui depuis les années 1980 effectue de plus en plus de campagnes 3D, principalement dans le Golfe du Mexique et en Mer du Nord.

La campagne sismique 3D SFJ (*Seize French Japanese contribution*) a été réalisée sur la partie est de la zone de subduction de Nankai, au large du district de Tokai, afin de clarifier la géométrie du prisme d'accrétion dans cette zone et de reconstituer une partie de son histoire. Cette zone de subduction ayant été considérée comme zone d'étude privilégiée par le programme MARGINS, de nombreuses campagnes sismiques ont été réalisées ces dernières années, par des organismes japonais (JAMSTEC, ORI) et étrangers, lors de programmes d'étude internationaux (voir figure 2). Des profils de sismique réflexion ont récemment été acquis en 2D (voir par exemple

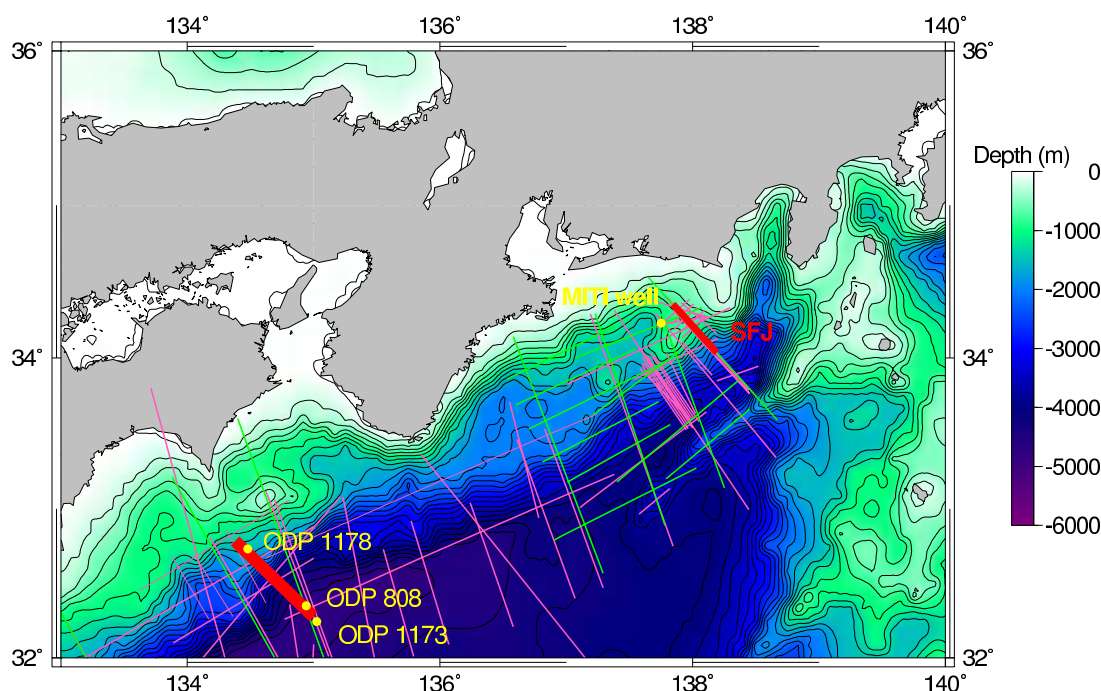


FIG. 2 – Principales campagnes réalisées ces dernières années sur le prisme de Nankai. En rose, les campagnes de sismique réflexion. En rouge, les campagnes 3D, la boîte de la campagne SFJ est ici indiquée. En vert, les campagnes OBS. Les points jaunes représentent les forages : MITI, forage MITI-JNOC-Japex, voir Takahashi et al. (2001) ; ODP, forages des legs 131, 190 et 196 *Ocean Drilling Program*.

Moore et al., 1990; Park et al., 2000; Kodaira et al., 2002; Mazzotti et al., 2002; Takahashi et al., 2002) et en 3D (Bangs et al., 1999; Pascal et al., 2000), et plusieurs campagnes de réfraction ont été menées à travers la marge (Nakanishi et al., 1998; Sato et al., 1998; Kodaira et al., 2000; Nakanishi et al., 2002b,c).

SFJ est la première campagne 3D de cette envergure (42 jours, 225 km² couverts) réalisée dans le domaine académique français. Elle a été rendue possible par la modernisation de l'équipement d'acquisition de l'Ifremer (opérateur de la campagne), la disponibilité de matériel et de programmes de traitement des données performants et surtout l'intérêt du site choisi, alors candidat potentiel pour un forage *riser* du programme IODP.

L'intérêt a aussi été de mettre au point et de valider une chaîne d'imagerie sismique en 3D, à partir du matériel d'acquisition disponible et d'algorithmes de traitement existants ou à développer, ce qui constitue l'enjeu méthodologique de cette thèse.

Enfin, l'intérêt géologique était multiple : imagerie du décollement pour mieux contraindre la zone sismogène, position des failles majeures du prisme et leur rôle possible dans le cycle sismique, imagerie du corps magnétique de Paléozénisu, chronologie de la formation du prisme et de la déformation du bassin d'avant-arc, structure du BSR et du double BSR.

Le premier besoin spécifique à une acquisition 3D est un système permettant de retrouver la position des sources et récepteurs de manière précise. Si le navire utilisé pour la campagne sismique est pourvu d'instruments de navigation récents et performants, les données de navigation enregistrées doivent être traitées avec un soin particulier. Une partie de ce travail de thèse a donc été consacrée au problème de positionnement des sources et récepteurs dans le cas d'une acquisition avec une seule flûte, à la recherche de causes d'erreurs possibles et à leur réduction, et

au développement d'un algorithme de reconstruction de la position de la flûte. Cette étude était d'autant plus nécessaire que cette étape de traitement est très peu abordée dans la littérature depuis l'avènement des *pingers* utilisées dans les acquisitions pétrolières multi-flûtes, et qu'aucun logiciel spécifique de traitement de la navigation adapté au dispositif d'acquisition employé n'était disponible. Du fait d'intéressantes améliorations apportées par rapport aux méthodes classiques, cet aspect du travail a fait l'objet d'une publication (Martin et al., soumis à *Geophys. Prosp.*) relative à la réduction des erreurs de position du dispositif d'enregistrement dues aux fluctuations des déclinaisons magnétiques sur la zone d'acquisition.

Le traitement sismique a été conduit de manière classique (en temps) grâce à un logiciel commercial (CGG Géovecteur), puis a été réalisé avec des algorithmes d'analyse de vitesse et de migration en profondeur développés à l'École des Mines de Paris. Si les structures les plus réfléchives sont visibles sur les profils traités de manière classique, le traitement en profondeur, outre l'avantage de restituer la géométrie des objets de manière plus réaliste, permet de clarifier certaines réflexions difficiles à interpréter sur des profils traités en temps de manière classique. Ce type de traitement est par contre plus tributaire du modèle de vitesse de propagation des ondes utilisé. La recherche du modèle de vitesse a donc été une part importante de ce travail, et a été réalisée par deux approches successives. La première méthode utilisée, la stéréotomographie, consiste à retrouver un macro-modèle de vitesse par inversion de pointés réalisés dans deux domaines différents (source commune et récepteur commun). Malgré une base théorique intéressante et l'application réussie de cette méthode à des données sismiques de zones complexes, cette approche n'a donné que des résultats mitigés sur les données de SFJ. Une deuxième voie a alors été explorée et a été implémentée : l'analyse de vitesse par migration. Cette méthode, plus simple à mettre en oeuvre, est par contre très lourde et coûteuse en raison de l'étape de migration des données nécessaire à chaque itération. Cette deuxième stratégie a permis l'élaboration d'un modèle de vitesse des ondes P plus étendu et valide, qui a ensuite été utilisé pour le traitement des données.

Le traitement des données en 3D est plus lourd qu'en 2D du fait d'une part du volume de données sismiques plus grand et d'autre part du nombre de calculs et de la taille restreinte de la mémoire des ordinateurs en comparaison avec les besoins des algorithmes. Les précédentes acquisitions réalisées en 3D ont été traitées de manière classique, c'est-à-dire en migration temps après sommation. La lourdeur des calculs de migration avant sommation (en 2D aussi bien qu'en 3D) a nécessité le développement d'une chaîne de traitement optimisée, ce qui a pris un certain temps pour effectuer tous les tests nécessaires. La chaîne de prétraitements, en particulier, a dû être adaptée pour faire ressortir au mieux le signal des données. L'imagerie en trois dimensions d'un prisme d'accrétion est un objectif pour le moins ambitieux, et la qualité des données sismiques étant assez moyenne, de nombreux tests ont été réalisés avant de retenir une chaîne de prétraitements optimale.

De plus, le traitement des profils a été effectué en deux temps. Tout d'abord, les profils ont été migrés en 2D jusqu'à une profondeur de 15 km. Cette taille d'image permet d'avoir une bonne idée de la structure profonde du prisme d'accrétion. Ensuite, ils ont été migrés en 3D jusqu'à une profondeur de 1,5 km seulement en cube, et jusqu'à 5 km en profils sériés, car le gain d'information apporté par la 3D au-dessous de cette profondeur est très faible au regard du coût énorme de traitement. L'image 3D de la zone superficielle est plus réaliste en termes d'amplitudes que celle obtenue en 2D, en particulier près de la surface. Le traitement des données et les problèmes s'y rapportant ont été la part la plus importante de ce travail de thèse. Cette phase de traitement a été réalisée entièrement au centre de recherche en géophysique de l'ENSMP, sous la supervision de Mark Noble, et fait l'objet d'une publication en préparation (Noble et al., in prep).

Une fois les données traitées, les images obtenues ont pu être interprétées et comparées aux images de la marge déjà disponibles dans la même zone. Dans un premier temps, la connaissance de la structure de la marge a pu être améliorée par l'imagerie du toit de la croûte sous une épaisseur de prisme allant jusqu'à plus de 10 km. Si les failles majeures du prisme ne sont pas apparues de manière évidente sur les profils traités, ceux-ci ont cependant permis, grâce à l'utilisation conjointe de données d'un forage voisin, de beaucoup mieux contraindre l'histoire de la marge et la chronologie de la déformation, en particulier sur le bassin d'avant-arc (Martin et al., in prep.). L'étude de la structure du BSR a également permis de calculer le flux de chaleur sur le prisme et de montrer que le régime thermique de la marge dans la zone de Nankai est dominé, d'une part par l'effet de la subduction, et d'autre part par les processus actifs de surface (érosion, sédimentation) et non par la circulation à grande échelle de fluides. L'étude du BSR a fait l'objet d'une publication (Martin et al., soumis à *Earth Planet. Sc. Let.*). Enfin, les images obtenues des profils régionaux plus à l'ouest de la boîte ont permis de mettre clairement en évidence la présence d'un volcan, précédemment suggérée par l'étude de la bathymétrie, et permis d'étudier l'effet de la subduction de ce volcan à grande échelle sur le prisme et le décollement (Lallemant et al., in prep.). Ce travail d'interprétation a été réalisé en collaboration avec Siegfried Lallemant (Université de Cergy-Pontoise) pour la partie de la déformation du bassin avant-arc (chapitre 4) et du prisme actif en relation avec la ride de Paléozénisu (chapitre 6). Le travail sur le BSR (chapitre 5) a été réalisé en collaboration avec Pierre Henry (ENS Paris).

Cette thèse se divise donc en trois parties, restituant les aspects thématiques des travaux évoqués ci-dessus. La première partie introduit et situe le problème de la zone sismogène, et résume les informations disponibles sur la marge de Nankai en général et dans sa partie est en particulier. Dans la deuxième partie, le problème de la reconstitution de la géométrie d'acquisition est étudié en détail, ainsi que les différentes étapes du processus de traitement (analyse de vitesse, migration). Dans la troisième partie enfin, la structure du prisme dans la zone d'étude est présentée à partir des profils sismiques traités, ainsi que l'histoire de la déformation montrant les différentes phases de l'activité des failles et les conséquences du passage de reliefs océaniques en subduction.

Première partie

Le prisme de Nankai et la zone
sismogène

Chapitre 1

La fosse de Nankai

La fosse de Nankai est la bordure sud de l'archipel Japonais. Elle s'étend de la fosse de Suruga à l'est jusqu'à l'archipel des Ryukyu à l'ouest, et est le théâtre de la subduction de la plaque Philippines sous le continent Japonais. Plusieurs aspects de la géologie de cette zone de subduction ont été étudiés au cours des dernières années pour mieux comprendre les phénomènes se produisant en relation avec le cycle sismique. Ce chapitre présente la synthèse de ces différents travaux.

1.1 Contexte géodynamique

1.1.1 Géodynamique régionale

La sismicité observée aux frontières de plaques a conduit dans un premier temps à séparer quatre ensembles majeurs autour du Japon : les plaques Pacifique, Amérique du nord, Eurasie et Philippines (voir figure 1.1). Les modèles les plus anciens et globaux, basés principalement sur la concordance du mouvement relatif des plaques avec des taux d'ouverture océanique et des vecteurs glissement de séismes, montrent une cinématique dominée par ces quatre plaques (e. g. Minster and Jordan, 1978; DeMets et al., 1990, 1994). Si les modèles proposés concordent bien avec les observations au premier ordre, ils sont insuffisants pour rendre compte notamment de la déformation de l'arc japonais (Mazzotti, 1999).

Le Japon est séparé du continent eurasiatique par la mer du Japon, bassin en pull-apart du début du Miocène (30 à 15 Ma), dont l'ouverture est une conséquence de la collision Inde-Asie d'après Jolivet et al. (1994).

La fosse de Nankai se situe au sud du Japon, et constitue le point de passage en subduction du bassin de Shikoku, d'âge Miocène moyen (25-15 Ma, Chamot-Rooke, 1988), sous le continent japonais (voir figure 1.1). La cinématique de la subduction dans la partie est du prisme de Nankai pose trois principaux problèmes : la plaque tectonique à laquelle appartient aujourd'hui le sud-ouest du Japon, le mouvement de la plaque Philippines et l'influence de la collision d'Izu et de la ride de Zenisu.

Le sud-ouest du Japon a longtemps été considéré comme faisant partie de la plaque Eurasie (e.g. DeMets, 1992). L'étude de structures tectoniques actives de l'est asiatique a conduit Zonenshain and Savostin (1981) et Savostin et al. (1983) à découper la zone en blocs plus petits, dont la plaque Amour, la plaque Chine du sud et la plaque Okhotsk (voir figure 1.1). Ces travaux indiquent que l'arc Japonais est situé sur la plaque Amour, à l'exception d'une partie de l'île d'Hokkaido, située sur la plaque Okhotsk (Savostin et al., 1983), et du sud-ouest de l'île de Kyushu, actuellement affectée par l'ouverture du bassin d'Okinawa. Des études plus récentes

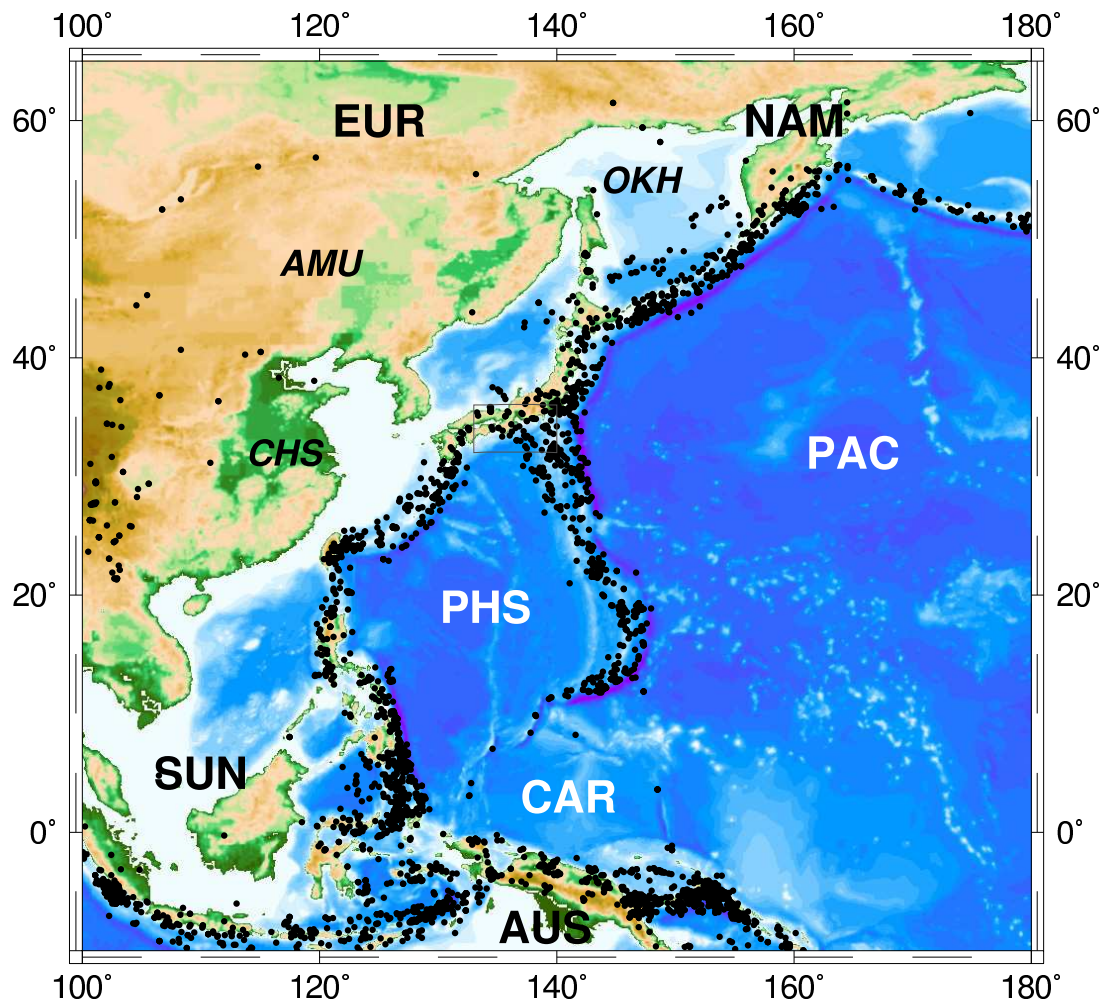


FIG. 1.1 – Sismicité crustale (< 30 km) de l'Asie de l'est sur l'année 2001 (Magnitude > 4) et plaques tectoniques (PAC : Pacifique, PHS : Philippines, EUR : Eurasie, NAM : Amérique du Nord, SUN : Sundaland, AUS : Australie, AMU Amour, CHS : Chine du sud, CAR : Caroline). Le rectangle gris indique la localisation de la fosse de Nankai (voir figure 2). Les zones à forte densité de séismes sont les limites des plaques majeures de la zone. Si certaines limites sont bien identifiées, car le mouvement relatif entre les plaques est important, d'autres plaques (Amour, Chine du Sud, Caroline) ont un mouvement relatif plus faible, leurs frontières sont donc sismiquement moins prononcées.

(Wei and Seno, 1998; Heki et al., 1999) montrent que le mouvement actuel du sud du Japon peut être assimilé à celui de la plaque Amour, dont le mouvement relatif à l'Eurasie est de l'ordre de 10 mm/an vers l'est (Heki et al., 1999). Selon Heki et al. (1999), l'hypothèse d'une plaque Okhotsk n'est plus obligatoire, et ces auteurs rattachent indifféremment le nord de l'arc Japonais à la plaque Amérique du Nord ou Okhotsk. Cette dernière serait alors au début de son individualisation, malgré l'occurrence de séismes en décrochement senestre le long de la bordure nord de cette plaque (Chaîne de Chersky), en contact avec l'Amérique du Nord (Riegel et al., 93).

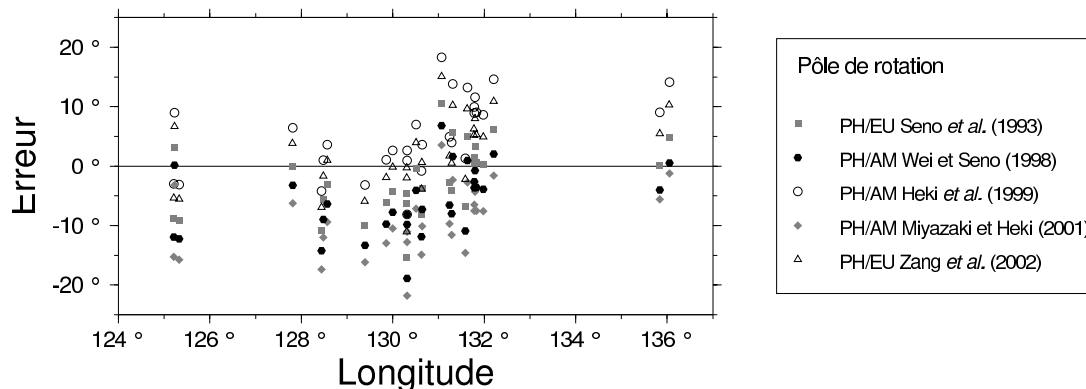
Le mouvement de la plaque Philippines, du fait du peu de terres émergées, n'était jusqu'à très récemment déduit que des vecteurs glissement des séismes interplaques à ses frontières ainsi que des circuits de fermeture de vitesses des plaques. Depuis peu des stations GPS installées sur les îles de l'arc d'Izu-Ogasawara permettent de contraindre les résultats avec les mesures de vitesse instantanée (Kato et al., 1998).

Seno et al. (1993) propose un pôle de rotation PHS/EUR compatible avec les modèles NUVEL-1 et NUVEL-1A (DeMets et al., 1990, 1994), à partir des vecteurs glissement sur la marge de Nankai et la marge d'Izu. Ce pôle est relativement cohérent avec les vecteurs glissement le long de la marge de Nankai, avec cependant un décalage systématique vers l'est des vecteurs glissement prédits par rapport aux observations. Plusieurs autres études (Wei and Seno, 1998; Heki et al., 1999; Miyazaki and Heki, 2001; Zang et al., 2002) obtiennent des pôles de rotation entre le Japon et la plaque Philippines qui rendent compte des vecteurs glissement de manière plus ou moins satisfaisante, à partir des données de ces vecteurs glissements et parfois des données GPS disponibles pour la plaque Philippines (voir figure 1.2) et en utilisant différents circuits de fermeture. Le long de la marge de Nankai, les pôles de Wei and Seno (1998) et Miyazaki and Heki (2001) sont en bon accord avec les vecteurs glissement. Dans la partie est de la marge de Nankai (34°N , 138°E), ces pôles donnent tous deux une direction de convergence de 305° , mais une vitesse variant presque du simple au double : 44 mm/an pour Wei and Seno (1998) et 79 mm/an pour Miyazaki and Heki (2001). Le pôle de Miyazaki and Heki (2001) donne un champ de vitesse suffisamment stable pour leur permettre une modélisation de la déformation intersismique, et montre de très faibles résidus sur la bordure nord-ouest de l'arc japonais. Ce pôle est donc considéré comme satisfaisant à grande échelle, mais ne peut rendre compte du mouvement relatif local de la subduction, puisqu'il ne tient pas compte de la déformation accommodée par les structures actives de la marge de Nankai et du continent au sud-est (comme la MTL, voir figure 1.3). Le pôle de Wei and Seno (1998) est donc plus fiable pour quantifier le mouvement le long de la marge de Nankai, puisqu'il ne s'appuie que sur des données de vecteur glissement, malgré un circuit de fermeture à six plaques (AMU-EUR-OKH-PHS-PAC-NAM).

En tenant compte du mouvement du chevauchement de Zenisu (voir plus loin) et à partir du pôle de (Wei and Seno, 1998), la vitesse de convergence sur la marge de Tokai est plus faible, de l'ordre de 30 mm/an, de direction N308 (Mazzotti, 1999).

1.1.2 Cinématique de l'arc Japonais

La figure 1.3 montre les principales failles actives du Japon, ainsi que la microsismicité de ces failles. Plusieurs grands accidents tectoniques actifs sont identifiés. La MTL (Median Tectonic Line), sur laquelle peu de mouvement est observé à l'est de la baie d'Ise, est dextre à l'ouest de celle-ci et accommode un déplacement oblique de la lanière de Nankai décrit par Lallemand et al. (1996). La TITL (Tsuruga bay-Ise bay Tectonic Line) est un accident N340 senestre dont l'extrémité sud se situe dans la baie d'Ise, face à l'extrémité de la ride de Zenisu en mer. L'ISTL (Itoigawa-Shizuoka Tectonic Line) est un accident N340 traversant le Japon, mais n'est active



Pôle	Latitude	Longitude	Vitesse (°/My)
EU/PH Seno et al. (1993)	48.2°N	157.0°E	1.09
AM/PH Wei and Seno (1998)	50.84°N	158.13°E	1.204
AM/PH Heki et al. (1999)*	44.0°N	204.3°E	1.482
AM/PH Miyazaki and Heki (2001)	61.0°N	191.2°E	0.83
EU/PH Zang et al. (2002)	46.67°N	158.90°E	1.035

FIG. 1.2 – Ecart entre les directions de vecteurs glissement prédits et mesurés le long de la marge de Nankai et de la fosse de Ryukyu pour les séismes utilisés par Zang et al. (2002), selon les pôles de différents auteurs (écart positif = prédiction déviée vers l'est). Le long de la marge de Nankai, les pôles de Wei and Seno (1998) et Miyazaki and Heki (2001) sont en bon accord avec les observations, même si les prédictions des autres pôles sont souvent comprises dans les marges d'erreur des directions de glissement des séismes observés (de 10 à 20°). Le décalage observé dans les erreurs autour de 131° est dû au changement de la cinématique à la marge : à l'ouest, la fosse de Ryukyu sépare la plaque Philippines de la plaque Chine du Sud et non de la plaque Amour.

* Le pôle de Heki et al. (1999) est obtenu par addition du pôle AM/EU et du pôle EU/PH dérivé de mesures GPS de Kotake et al. (1998).

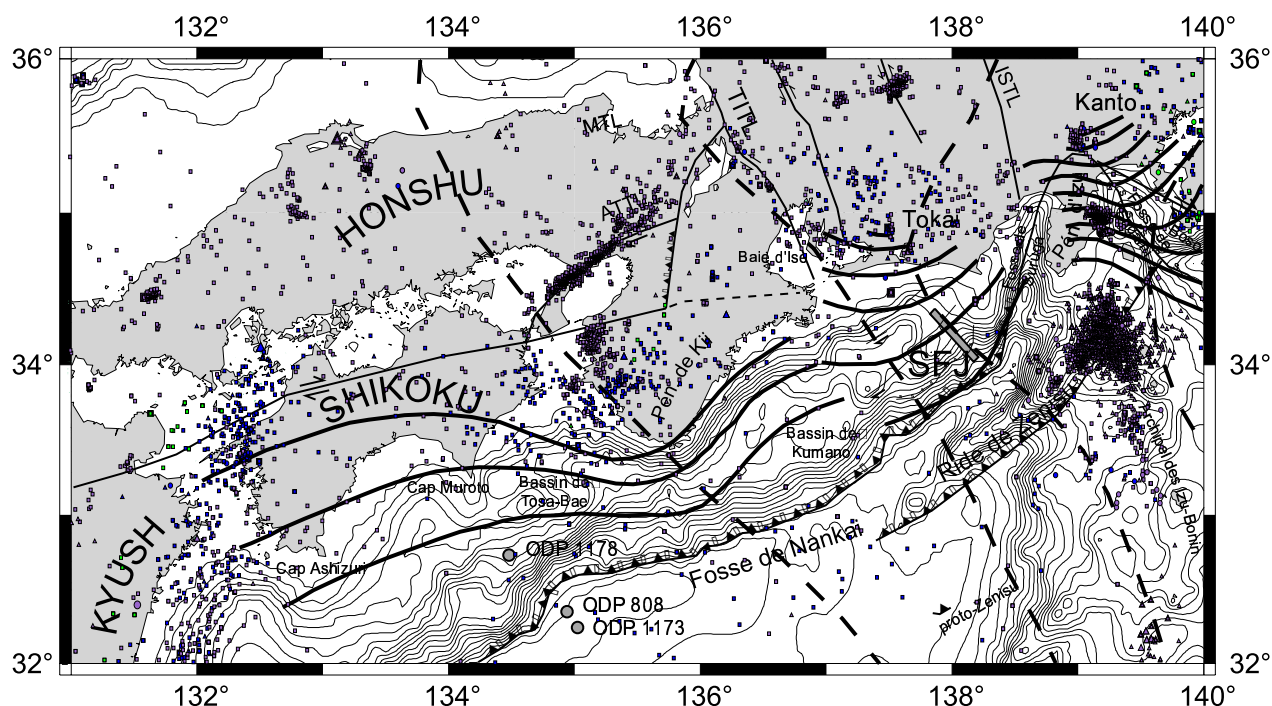


FIG. 1.3 – Principales failles actives du sud du Japon, ainsi que la sismicité ($M > 4$) sur la période 1993-2002. Les isobathes de la plaque Philippines sont indiqués en traits épais continus (intervalle 10 km), ceux de la plaque Pacifique en tiretés épais (intervalle 100 km), d'après (Ishida, 1992).

que dans sa partie centrale, et aboutit au sud dans la baie de Suruga. Enfin, l'ATTL (Arima-Takatsuki Tectonic Line) est une faille dextre très active, comme le montre la sismicité. C'est sur cette faille que s'est produit le séisme de Hyogoken Nanbu, plus connu sous le nom de séisme de Kobe, en 1995.

La déformation de l'arc japonais a été étudiée par plusieurs auteurs. Hashimoto and Jackson (1993), par l'étude de données géodésiques, individualisent un bloc Nankai, situé entre la MTL et la fosse, qui se déplace vers le sud-ouest, ce qui est confirmé par Lallemand et al. (1996). Ils notent que la convergence le long de la fosse de Nankai est accommodée presque totalement de manière élastique. Mazzotti (1999) note cependant que ce résultat est à prendre avec précaution, du fait de la profondeur prise pour la zone bloquée (20 km), probablement inférieure à la réalité. En définitive, Mazzotti et al. (2000) montrent que le couplage cinématique entre la plaque plongeante et le backstop déduit de la déformation observée par GPS est voisin de 1 dans la zone pour la partie centrale de la marge de Nankai, de l'ouest de Shikoku à la péninsule de Kii, même si des déformations et rééquilibrages post-sismiques sur la zone de glissement asismique ont été observés grâce à des données de nivellement (Thatcher, 1984). Le déplacement relatif entre les deux plaques est donc totalement effectué durant les séismes majeurs.

La collision d'Izu est également un facteur influençant la cinématique du Japon. Quatre épisodes successifs de collision ont été observés dans les terrains du nord de la péninsule d'Izu (Amano, 1991), il y a environ 15, 8, 4 et 2 Ma. Cette dernière phase est par ailleurs toujours active. Seno (1999), à partir de mesures de déplacement sur les failles et de mécanismes au foyer, montre que la contrainte horizontale maximale a un axe est-ouest dans la quasi-totalité du Japon sous l'effet de la subduction pacifique, à l'exception de la zone de collision d'Izu et de Kyushu.

La contrainte maximale est en effet déviée vers la zone de collision autour de la péninsule d'Izu. La péninsule joue un rôle de poinçon (Huchon, 1985) à l'échelle du Japon central, tout en se déformant elle-même. En outre, elle est à l'origine d'une zone de déformation en avant de la fosse, la ride de Zenisu.

1.1.3 La ride de Zenisu

La ride de Zenisu est une ride volcanique observée dans la plaque Philippines au sud-est de la fosse de Nankai. Elle débute au nord-est dans la baie de Sagami, et se prolonge jusqu'en face de la péninsule de Kii. Il s'agit principalement d'une ride volcanique, dont la dimension est de 25 km de large pour un relief de 2 km, située de 60 à 80 km de la fosse de Nankai. L'âge de la croûte à cet endroit correspond aux anomalies magnétiques 6B et 6C (Lallemant et al., 1989), ce qui donne un âge de 22,7 à 24,7 Ma (Cande and Kent, 1995). Sur la base de profils sismiques multitraces, Aoki et al. (1982) ont proposé qu'une partie de la contrainte compressive exercée par la plaque en subduction serait accommodée par le jeu de structures inverses visibles sur des profils du bord sud-est de la ride. Cette théorie a été confirmée par la suite par des campagnes sismiques (Nakamura et al., 1987; Le Pichon et al., 1987b) et des plongées en submersible (Le Pichon et al., 1987a; Henry et al., 1997). Cette structure compressive est liée à la collision de la péninsule d'Izu et de l'arc japonais (Huchon, 1985). La ride de Zenisu délimite une écaïlle à l'échelle crustale, d'après les modélisations gravimétriques de Lallemant et al. (1989), dont le mouvement modifie la direction de la subduction sous la partie est du prisme de Nankai. Une image du chevauchement frontal de cette écaillage à l'échelle crustale à une grande profondeur a pu être obtenue en sismique réflexion (e. g. Mazzotti et al., 2002) et réfraction (e. g. Nakanishi et al., 1998, 2002b).

Chamot-Rooke and Le Pichon (1989) ont proposé un modèle mécanique de formation de cette ride. Ce modèle de subduction donne une contrainte déviatorique maximale sous la fosse à une profondeur de 25 km, et à une distance vers l'océan de 60 à 100 km en surface. La formation d'un chevauchement crustal sur cet axe serait donc peu coûteux en énergie et expliquerait la présence de la ride. Hashimoto and Jackson (1993) ont calculé ce mouvement relatif par une inversion de données de géodésie et de VLBI d'après la méthode de Matsu'ura et al. (1986), et déduisent une vitesse relative de 22 ± 4 mm/an pour un azimuth de 294° entre l'écaïlle et la plaque Eurasie. Cette vitesse est reprise par Lallemant et al. (1996) pour proposer une cinématique autour de la jonction triple Philippines-Pacifique-Japon, et est compatible avec l'estimation de Lallemant et al. (1989) (entre 10 et 20 mm/an). Le Pichon et al. (1996b) donnent un taux de raccourcissement légèrement supérieur : 25 à 36 mm/an, toujours croissant vers le nord-est.

La déformation dûe au rapprochement des plaques Philippines et Amour, même s'il est principalement absorbé au niveau de la subduction de Nankai, est donc distribuée à la fois sur le continent japonais par des structures décrochantes (MTL, ATTL) et compressives (zone de collision d'Izu) et en mer à proximité de la péninsule d'Izu.

1.2 Activité sismique de la marge

L'activité sismique de la marge de Nankai est l'un des aspects pour lesquels celle-ci est très étudiée, du fait de son impact humain, économique et environnemental.

1.2.1 Les séismes historiques

La marge de Nankai présente l'intérêt d'avoir un bon enregistrement historique des séismes majeurs du dernier millénaire. L'histoire de la rupture de la marge a donc pu être reconstituée

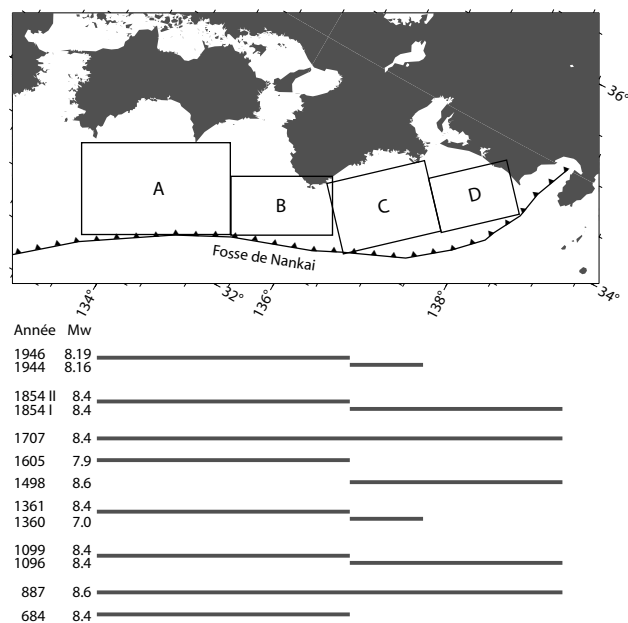


FIG. 1.4 – Sismicité historique sur la marge de Nankai d’après Ando (1975). En haut, les différentes zones de rupture. En bas, l’extension de la rupture pour les séismes historiques (date et magnitude mesurée ou estimée). Pour l’épisode sismique de 1360-1361, il existe un doute sur la rupture du segment D.

(voir par exemple Ando, 1975, , figure 1.4), mettant en évidence un temps de récurrence d’environ 180 ans entre deux séismes majeurs (Ando, 1975). La plupart des grand épisodes ont provoqué la rupture de la totalité de la marge en un ou deux séismes séparés de un à trois ans, la partie est subissant systématiquement la première rupture.

La sismicité particulière de la zone Tokai en fait un des sites privilégiés d’étude sur la marge de Nankai. Si certains séismes ont provoqué la rupture de la marge sur une grande partie de sa longueur, certains ont été plus localisés, et n’ont concerné que certains segments de la marge. Ainsi, si les séismes d’Ansei Tokai (I et II) de 1854 ont provoqué la rupture de la totalité de la marge de Nankai, les séismes suivants (Tonankai en 1944 et Nankaido en 1946) ont épargné sa terminaison orientale (Kanamori, 1972, voir figure 1.4), à l’exception de la partie sous la côte (Sagiya and Thatcher, 1999; Tanioka and Satake, 2001).

Si la vitesse de subduction est identique dans la zone Tokai et sur les portions voisines de la marge, cela signifie que les contraintes relaxées lors des séismes de 1944-46 sur le reste de la marge de Nankai ne l’ont pas été dans la zone Tokai. Un séisme serait donc à attendre très prochainement dans cette zone, qui pourrait libérer une énergie très forte (Ishibashi, 1981; Le Pichon et al., 1996a). Une autre hypothèse expliquant l’absence de rupture lors des séismes de 1944-46 est que la ride de Zénisu, chevauchement intra-océanique d’échelle crustale, accommode environ un tiers du mouvement de subduction par écaillage de la croûte (Le Pichon et al., 1996a). La vitesse de subduction serait alors inférieure d’un tiers dans la zone Tokai par rapport aux autres segments de la marge, et ne permettrait donc pas d’accumuler autant de déformation

élastique que sur les segments voisins.

1.2.2 Etendue de la zone sismogène

La géométrie de la plaque plongeante a été étudiée par le biais de la sismologie, que ce soit par la tomographie de temps de trajets (e. g. Hirahara, 1981) ou la distribution des séismes en profondeur et leur mécanisme au foyer (voir par exemple Ishida, 1992). L'étendue de la zone de rupture des séismes de Tonankai et Nankaido ainsi que celle des séismes d'Ansei-Tokai ont été déduites de relevés géodésiques par Ando (1975) qui a délimité quatre zones (voir figure 1.4). (Ishida, 1992) a déterminé le plan de glissement d'après l'étude de la sismicité sur la marge de Nankai, et montre une déchirure du slab entre les zones Tokai et Kumano (voir figure 1.3). Plus récemment, Cummings et al. (submitted) ont montré qu'une autre déchirure du slab était possible entre les bassins de Kumano et Tosa-Bae.

La profondeur de la zone de glissement est un facteur important dans la détermination de la zone sismogène. Hyndman et al. (1993) suggèrent en effet que la zone sismogène est délimitée en profondeur par la température. Le glissement serait bloqué à une température inférieure à 350°C (limite de plasticité du quartz), qui définit donc une limite continentale de la zone sismogène, et libre au-delà de 450°C (limite de plasticité des feldspaths). Entre les deux, une zone conditionnellement stable permet la propagation du glissement lors d'un séisme, celui-ci ne pouvant s'y déclencher. Cette hypothèse est en bon accord avec les déplacements cosismiques enregistrés lors des séismes de 1944 et 1946 de Tonankai et Nankaido (Hyndman et al., 1995). Cette température correspondrait à la limite de plasticité de la croûte. La limite océanique de la zone sismogène est moins bien déterminée, de par sa localisation (peu de données géodésiques proches sont disponibles), mais est estimée grâce aux tsunamis. Hyndman et al. (1993) propose que cette limite correspond à la déshydratation des smectites en illite-chlorite dans la zone de cisaillement, et donc à une température de 100 à 150°C. Sur le prisme de Nankai, la limite supérieure de la zone sismogène semble cependant être plus profonde d'après les modélisations de mouvements cosismiques (Sagiya and Thatcher, 1999; Tanioka and Satake, 2001), et correspond à la limite océanique d'un butoir déformé, observé sur des données de sismique réfraction (Nakanishi et al., 2002a), et ne se situe donc pas sur le décollement sous le prisme actif et une partie du prisme ancien. Cette déshydratation expliquerait l'anomalie de faible chlorinité observée lors des forages ODP 808 et 1174 sous le décollement (Moore et al., 2000), l'eau libérée diluant la concentration en chlorures de l'eau des pores (Henry, Bourlange, communications personnelles).

Dans la zone Tokai, l'extension océanique de la zone sismogène est incertaine. N'ayant pas été rompue lors des séismes de 1944 et 1946, il n'y a pas d'informations géodésiques sur le mouvement cosismique. De plus, la présence possible de reliefs en subduction (Mazzotti et al., 2002) peut jouer un rôle d'aspérité et modifier la limite de la zone sismogène. En effet, la ride océanique de Paléozenu, similaire à la ride de Zenu, serait actuellement en subduction sous la marge. Si la présence de cette ride est suggérée par la bathymétrie (Lallemant et al., 1992a) et par des anomalies magnétiques (Le Pichon et al., 1996a), aucune image n'en est actuellement disponible, et sa position horizontale et verticale est incertaine. Une image précise de ce système est donc nécessaire pour contraindre la position de la limite océanique de la zone sismogène.

1.3 Structure de la marge

1.3.1 Fosse de Nankai

La marge de Nankai subit la subduction du bassin de Shikoku. Ce bassin s'est ouvert au Miocène, entre 25 et 15 Ma. La ride océanique où ce bassin s'est ouvert est aujourd'hui en subduction au niveau du bassin de Tosa-Bae, et provoque une incurvation vers le nord du front de déformation. Le plancher océanique a une profondeur comprise entre 2500 et 4900 m au front de déformation, ce qui est assez faible pour une fosse de subduction. La nature des sédiments présents dans le bassin a été mise en évidence par plusieurs forages, dans la fosse et sur le prisme (entre autres, DSDP legs 31, 87, ODP legs 110, 131, 190 et 196), et varie d'hémipélagites du bassin de Shikoku (en profondeur) à des séquences turbiditiques d'âge Quaternaire en surface près de la fosse, principalement argileuses avec quelques occurrences sporadiques de calcaire (Taira et al., 1991, 1992). La vitesse de propagation des ondes dans ces sédiments de la fosse, qui sont aussi constitutifs du prisme actif, a été étudiée par des méthodes de réfraction (Stoffa et al., 1992) et varie entre 1600 et 2100 m/s pour les turbidites, ce qui est conforme aux vitesses généralement trouvées dans ce type de sédiment compte-tenu de la profondeur (Hamilton, 1980). Cette vitesse est beaucoup plus variable pour les séquences d'hémipélagites, puisqu'elle est comprise entre 1800 et 2200 m/s dans la zone du forage ODP 808, tandis qu'elle est légèrement supérieure à profondeur équivalente dans la zone du forage DSDP 582 (1700-2400 m/s). Stoffa et al. (1992) confirment également l'existence d'une zone à faible vitesse sous le décollement proposée par Aoki et al. (1986) au niveau du forage ODP 808.

1.3.2 Front de déformation et failles majeures

Le front de déformation est suivi dans la partie est de Nankai par plusieurs séquences de sédiments imbriquées, séparées par des chevauchements, puis par un prisme plus haut et inactif et un bassin d'avant-arc, très plat dans le cas du bassin de Kumano. Dans la zone Tokai, la partie la plus orientale du prisme (à l'est du canyon de Tenryu, voir figure 1.5), les séquences imbriquées sont très limitées, et recoupées par des rétrochevauchements (Lallemant et al., 1995). La faille de Tokai, chevauchement hors séquence, délimite le prisme bas actif du prisme haut inactif. Le prisme haut est beaucoup plus près du front de déformation que dans les autres parties de la marge, et est affecté par plusieurs accidents tectoniques majeurs. Il est notamment recoupé par deux failles majeures, les failles de Kodaiba et d'Enshu. Huchon et al. (1998) ont montré que ces failles avaient un jeu dextre, qui accommode en fait la vergence oblique de la subduction par une partition de la déformation en arrière du chevauchement frontal. Le bassin d'avant-arc a une profondeur beaucoup plus faible que son voisin de Kumano (500 à 1000 m contre 2000 m), et présente une bathymétrie beaucoup plus déformée.

1.3.3 Butoir et bassin d'avant-arc

A terre, le sud de Shikoku et de la Péninsule de Kii montrent des affleurements d'un ancien prisme faiblement métamorphisé d'âge Eocène, la ceinture de Shimanto, qui correspond en mer à l'actuel butoir. Cette formation est également présente le long de la zone de collision d'Izu, et plus loin vers l'est sur les péninsules de Miura et Boso. Elle se trouve donc probablement en mer entre ces différents endroits, soit sous le bassin d'avant-arc, ce qui est confirmé par un forage (forage MITI-JNOC, voir figure 2). Le Shimanto est à cet endroit situé sous plus de 2000 m de sédiments formant le bassin d'avant-arc. Ce bassin est situé à une profondeur de 500 à 1000 m dans la zone Tokai et est plus profond (2000 m) dans la zone Kumano, où il est

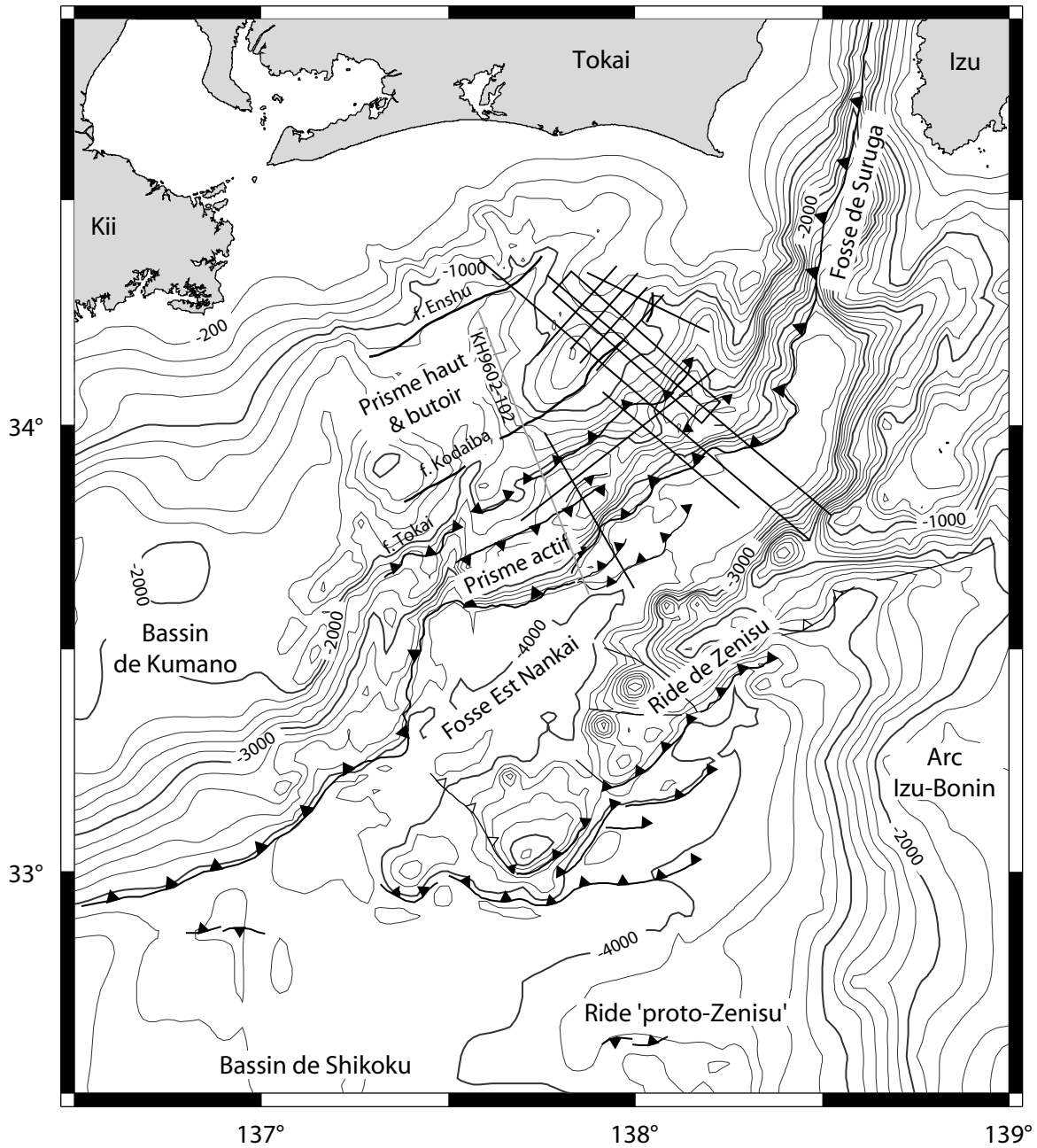


FIG. 1.5 – Carte structurale simplifiée du prisme de Nankai dans la zone Tokai d'après Mazzotti et al. (1999). L'emplacement des principales failles est indiqué d'après Tokuyama et al. (1999).

très plat. Ce bassin est affecté de plusieurs reliefs dans la zone Tokai, dont l'origine n'est pas clairement établie. La zone affectée par ces reliefs coïncide avec la présence en mer de la ride de Zenisu. La déformation semble s'atténuer au niveau du prolongement en mer de la TITL jusqu'à l'extrémité de la ride de Zenisu, à l'ouest du canyon de Tenryu.

1.3.4 Plaque plongeante

En profondeur, la structure de la marge a été déterminée en plusieurs endroits par des campagnes sismiques grand angle et certaines campagnes de sismique réflexion. Sur le bassin de Kumano, Kodaira et al. (2002), Nakanishi et al. (2002c) et Park et al. (2002) ont déterminé la position de la plaque plongeante, ainsi que celle d'une faille majeure qui s'enracine dans le décollement et pourrait jouer un rôle important lors des séismes. Dans la zone Tokai, Nakanishi et al. (1998, 2002b) ont déterminé la structure de vitesse des ondes par inversion des temps de première arrivée sur des OBS. La structure de vitesse montre un butoir correspondant probablement à l'extension en mer de la ceinture de Shimanto, ainsi que le décollement interplaques, caractérisé par la présence d'une couche à faible vitesses. Cette diminution de vitesse est suggérée par la forte amplitude des signaux associés, et dépend fortement de la méthode employée pour réaliser l'inversion, mais a été constatée plus loin sous la marge par les sismologues (Oda et al., 1990; Oda and Douzen, 2001). Elle correspond à l'anomalie de vitesses précédemment constatée par Aoki et al. (1986) et Stoffa et al. (1992). Au niveau de la boîte 3D, aucune anomalie de vitesses flagrante n'a par contre été constatée au niveau de la ride de Paléozenisu, même si une zone à vitesse légèrement supérieure est constatée à l'emplacement supposé de cette ride.

La figure 1.6 correspond au profil KH9602-102 acquis en 1996 par le Hakuho Maru lors de la campagne KAIKO-Tokai, à 40-50 km au sud-ouest de la boîte (voir figure 1.5), et traité par Mazzotti (1999), ainsi que l'interprétation de Mazzotti et al. (2002). Il s'agit de l'interprétation la plus récente de la structure de la marge dans la zone Tokai. Le profil est migré à vitesse constante après antimultiple, déconvolution et sommation. Le décollement est partiellement visible à une profondeur de 7 s temps double, ainsi que la faille de Tokai et une zone de déformation frontale où des rétro-chevauchements sont observés. Le corps de Paléozenisu n'est cependant pas clairement visible sur l'image.

1.4 Circulation de fluides

Les fluides circulant dans le prisme ont également un rôle important dans le cycle sismique. S'ils peuvent abaisser la contrainte normale le long des failles et faciliter le glissement, le régime de leur circulation détermine l'état de contrainte le long de ces failles. Plusieurs auteurs ont proposé que les fluides circulant interagissent avec le cycle sismique. Après un séisme, les fluides peuvent circuler le long du décollement et des failles satellites. Leur composition chimique permet la formation de minéraux dans les pores. Au fur et à mesure de la cristallisation, les pores se bouchent et la circulation de fluides devient plus difficile. La pression de fluide augmente dans les pores en abaissant la contrainte normale retenant le glissement jusqu'au séisme suivant.

1.4.1 Observations et modèles

La circulation des fluides dans les prismes a principalement été étudiée par des observations et prélèvements *in situ* et des modèles intégrant l'effet de ceux-ci sur le flux de chaleur.

Au front de déformation du prisme de Nankai est, des sorties de fluide ont été observées et quantifiées. Henry et al. (1992) ont calculé que la quantité de fluide émise le long du front de

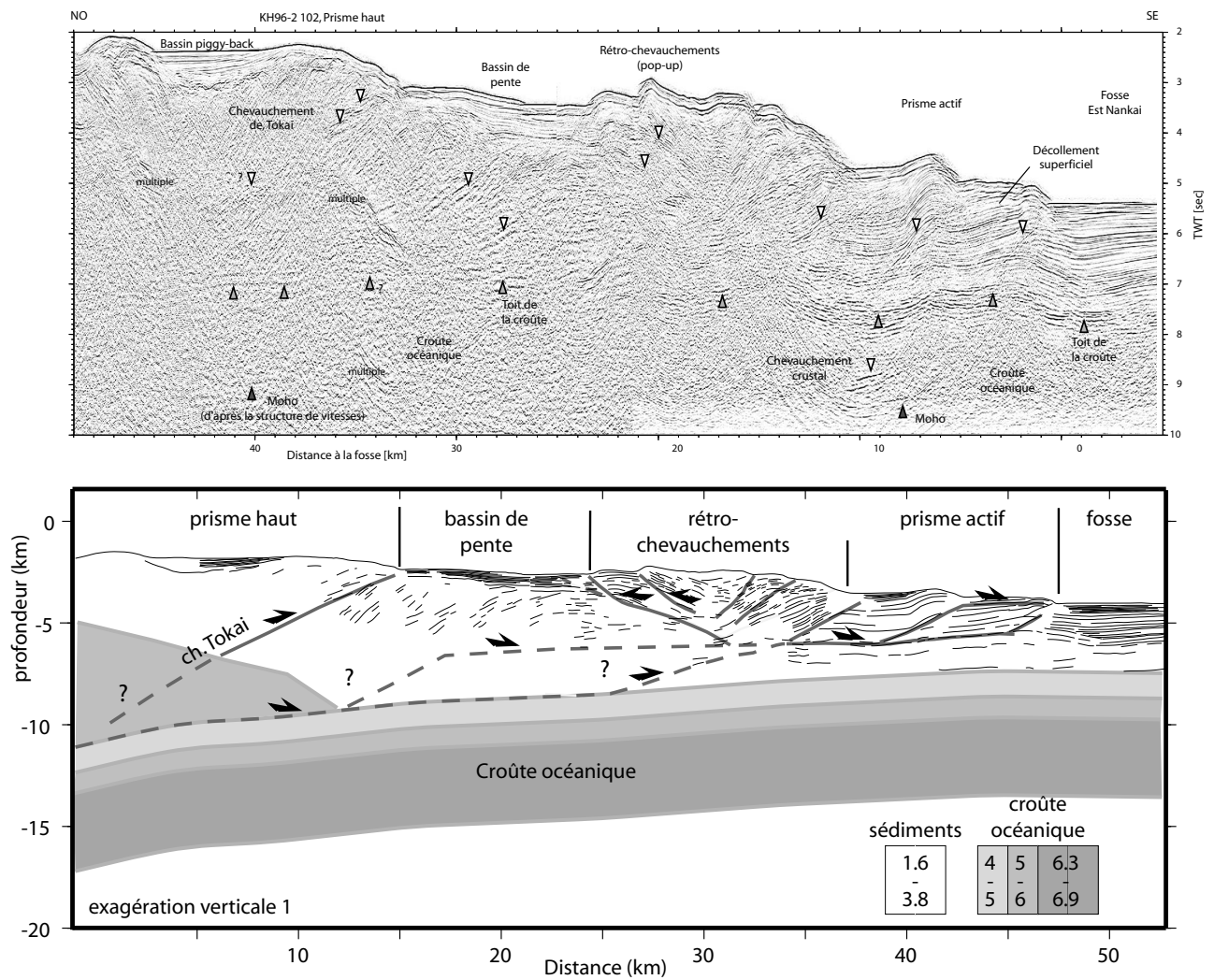


FIG. 1.6 – Profil KH96-2/102 (en haut), localisé à environ 50 km de la boîte 3D et parallèle à celle-ci, in Mazzotti et al. (2002), et son interprétation actuelle (en bas). Acquisition sur flûte 96 traces, source 8 bolts 4500 in³. Traitement : déconvolution, antimultiple τ -p, sommation et migration temps à 1500 m/s. Quelques réflexions associées au décollement sismogène et à la faille de Kodaiba sont visibles (triangles grisés), mais pas le corps de Paléozénisu. Sa position est déduite de celle des failles du prisme (triangles blancs) et de la position de l'anomalie magnétique calculée par Le Pichon et al. (1996a). Les vitesses indiquées en échelle sont en km/s.

déformation est d'environ $200 \text{ m}^3/\text{an}$ par mètre de subduction, ce qui est supérieur d'au moins un ordre de grandeur à la quantité de fluide émise par simple compaction. Pour l'expliquer, ils proposent un modèle de circulation sous la surface dont le moteur serait la salinité. Le Pichon et al. (1992) proposent une origine plus profonde du reste des fluides, qui remonteraient depuis la zone sismogène à la faveur de failles comme celle observée par Henry et al. (2002). Foucher et al. (1992) ont également montré que la quantité de fluide en circulation était variable avec le temps. Des colonies de bivalves ont été observées autour des sites d'expulsion de fluide au front de déformation (Lallemand et al., 1992b). Ces bivalves (*Calymptogena sp.*) vivent grâce à des bactéries symbiotiques sulfato-réductrices alimentées par la réduction du méthane par les sulfates de l'eau de mer près de la surface. Ils témoignent donc de la circulation de fluides chargés de méthane vers la surface.

D'autres sites d'expulsion ont été trouvés sur le prisme actif sur la ride de Yukie (Lallemand et al., 1992b) et au pied du chevauchement de Tokai, associés à des bivalves et des vers en tube (Vestimentifères), ainsi que des carbonates authigéniques liés au méthane. Des sites d'expulsion ont par la suite été trouvés également sur le prisme ancien (Fournier and Cadet, 1994; Ashi et al., 1996; Ashi, 1997), mais pas dans la zone de Kumano (Kobayashi, 2002).

Sur un site dans la fosse de Suruga le $\delta^{13}\text{C}$ du carbone dans les fluides correspond à une origine thermogénique (Tsunogai et al., 1998), plus profonde, ainsi que sur le site de la plongée 321 du Shinkai 6500 à l'aplomb de la faille de Tokai (Ashi, 1997), suggérant une circulation à grande échelle des fluides. L'analyse du carbone des fluides sur les sites d'expulsion du prisme ancien montre dans les autres cas une origine peu profonde dans la zone de la boîte 3D. En effet, le carbone dissous présente un $\delta^{13}\text{C}$ et un rapport $\text{C1}/(\text{C2}+\text{C3})$ typique du carbone biogénique (Gamo et al., 1992; Sakai et al., 1992), fabriqué en zones peu profondes par des bactéries méthanosynthétiques à partir de la matière organique. Il est cependant possible que ces fluides viennent de plus loin en profondeur, et dissolvent le méthane biogénique au cours de leur remontée. Plus à l'ouest, des fluides d'origine profonde ont été collectés sur des sites d'expulsion autour de la faille de Kodaiba. Enfin, des sorties de gaz libre formant des bulles auraient été observées (voir dans Henry et al., 2002).

1.4.2 Imagerie des zones de fluide

En sismique, la présence de fluides peut être caractérisée de plusieurs manières. Le meilleur outil pour la caractérisation de phases fluides est l'étude de la pression de pores par l'AVO/AVA (*Amplitude Variation with Offset/Angle*), une technique consistant à étudier la variation de l'amplitude de la réflexion en fonction de l'écart source-récepteur ou de l'angle de réflexion. Cette technique est employée en exploration pétrolière avec des résultats mitigés et dépendant très fortement des prétraitements (Thierry, Podvin, Egretreau, communications personnelles).

Plus simplement, l'effet de la présence de fluides est d'abaisser la vitesse des ondes dans le sous-sol. Un contact entre une roche compactée et une zone de faille poreuse remplie d'eau aura donc une polarité négative ou du moins peu énergétique, selon la nature du contact. Ce contraste d'amplitude a pu être observé qualitativement au toit du décollement du prisme de la Barbade (Shipley et al., 1994). Une zone d'amplitudes anormales sur la réflexion associée au décollement, parallèle à la subduction, a ainsi été observée et interprétée comme un "canal" à plus forte porosité, susceptible de contenir plus de fluides. Ces anomalies ne sont pas observées seulement au toit du décollement, mais aussi le long de failles dans les prismes. Dans la zone de Tokai, une faille à polarité inverse a par exemple été caractérisée par Henry et al. (2002) au front du prisme, et interprétée comme une zone à forte porosité autorisant la circulation de fluides.

1.4.3 Fluides et hydrates de gaz

La présence de fluides circulants pourrait également jouer un rôle dans la formation d'hydrates de gaz. Certains auteurs (voir dans Sloan, 1998) ont montré que la quantité de méthane nécessaire à la formation d'hydrates dans les proportions observées est au minimum cinq fois supérieure à la quantité maximale produite *in situ* par les bactéries méthanosynthétiques. Une grande partie du méthane concentré dans les hydrates provient donc d'un autre endroit. Comme les hydrates sont accumulés le long de la surface, un transfert horizontal est difficile à imaginer, le méthane supplémentaire provient donc probablement de zones un peu plus profondes. Si le mécanisme de formation des hydrates n'est pas clairement établi, les fluides circulants jouent un rôle important dans certains modèles. Ainsi par exemple, Hyndman and Spence (1992) proposent un mécanisme de formation par saturation des fluides en méthane au cours de leur circulation vers la surface. La circulation des fluides peut alors se faire le long de failles, mais aussi par diffusion dans les sédiments. Elle peut également se faire le long des bancs sédimentaires, puisque les BSR sont en général observés là où la stratification n'est pas horizontale et permet la migration directe de méthane gazeux ou en solution le long des bancs.

Conclusions et orientations de la thèse

La marge de Nankai, très étudiée, est aujourd'hui bien connue, sur le plan géodynamique et sismologique. La déformation est bien connue à terre, et permet de bien contraindre les modèles d'évolution de l'arc japonais et les taux de raccourcissement liés à la subduction.

Plusieurs questions subsistent cependant pour permettre de mieux comprendre les paramètres du cycle sismique dans cette région. La structure en mer du prisme et du décollement reste ainsi mal déterminée dans la partie est, près de la collision d'Izu, et qui est restée quiescente lors du dernier séisme ayant affecté la marge. Sa géométrie est pourtant déterminante dans la délimitation du cycle sismique. Il est également important de connaître le rôle de possibles failles satellites lors de la rupture, et de savoir dans quelle mesure la circulation de fluides intervient le long de ces failles. En cela, l'imagerie du décollement et de ces failles en trois dimensions peut apporter beaucoup d'informations. L'imagerie peut également apporter des contraintes sur l'histoire de la marge, mais aussi la chronologie de la déformation récente ou passée. Enfin, la structure du BSR peut jouer le rôle d'un indicateur thermique important pour caractériser le régime thermique du prisme avec une grande précision géographique.

Afin de répondre à ces questions, une campagne sismique 3D a donc été conduite sur le prisme de Nankai dans la zone Tokai, dans le cadre du projet SFJ (France) et KAIKO (Japon). La suite de cette thèse s'inscrit dans ce projet, sous un double aspect. Le premier aspect est méthodologique, et est lié à l'imagerie 3D profondeur avant sommation et à ses spécificités d'acquisition et de traitement. Le deuxième aspect est géologique, lié à l'interprétation des images sismiques, pour répondre aux questions soulevées ci-dessus.

Deuxième partie

Méthodologie de l'acquisition et du traitement des données sismiques

Chapitre 2

Acquisition

L'acquisition de données sismiques en trois dimensions diffère des acquisitions classiques destinées à être traitées en deux dimensions. L'espacement des lignes d'acquisition doit être suffisamment faible pour permettre un traitement correct des lignes sismiques. Le resserrement des lignes de navigation impose donc un système de positionnement très précis et une navigation rigoureuse. De plus, la géométrie d'acquisition (position de la source et de la flûte) doit être contrainte de manière précise pour ne pas altérer le résultat du traitement en trois dimensions. Dans ce chapitre, les contraintes physiques ayant déterminé l'emplacement exact de la campagne ainsi que la stratégie d'acquisition sont présentées, de même que le dispositif d'acquisition. L'aspect du traitement des données de navigation est également présenté en détail, ainsi que les différentes solutions utilisées pour améliorer la précision des positions des sources et récepteurs au cours de la campagne.

2.1 Emplacement de la zone d'étude et contraintes d'acquisition

2.1.1 Emplacement

L'emplacement de la boîte a été choisi de manière à permettre l'imagerie de plusieurs cibles géologiques d'intérêt :

- La zone sismogène du glissement interplaques. Plusieurs réflecteurs à 7 s TWT ont déjà été identifiés sur des profils dans la zone d'étude (Mazzotti et al., 2002, voir chapitre 1) et interprétés comme le décollement entre la base du prisme, voire la base d'un corps accréte, et la plaque Philippines en subduction ;
- Les failles majeures du prisme, comme le chevauchement de Tokai et la faille de Kodaiba, ainsi que la géométrie de leur enracinement au plan de subduction ;
- Le corps magnétique de Paléozénisu, suggéré par Lallemand et al. (1992a) et mis en évidence indirectement par Le Pichon et al. (1996a) mais jamais observé en sismique réflexion ;
- Le double BSR présent dans la partie supérieure du prisme.

Pour obtenir une image correcte, surtout en surface, un traitement en 3D avant sommation est nécessaire, du fait de la topographie du fond de l'eau très ravinée, en particulier dans la pente entre le chevauchement de Tokai et la faille de Kodaiba, qui présente des instabilités et des glissements de terrain (Cochonat et al., 2002).

2.1.2 Durée de la campagne

Le temps disponible pour effectuer l'acquisition permettait l'acquisition d'environ 50 profils d'une longueur de 45 km, girations comprises. Compte tenu de l'objectif d'imagerie de la marge,

la longueur de ces profils ne pouvait pas être plus courte. Une seule flûte a été utilisée, totalisant 360 canaux de 12,5 m pour une longueur active totale de 4500 m.

L'espacement des 50 profils a donc été déterminé en fonction de la largeur de la boîte escomptée. Pour un espacement de 50 m, la zone aurait eu une largeur de 2,5 km, distance insuffisante pour qu'une acquisition 3D ait un sens. La distance entre les lignes d'acquisition a donc été fixée à 100 m, pour une largeur totale de la zone de 5 km, malgré les limites dues à l'aliasing dans les données (voir section 2.1.3).

2.1.3 Contraintes physiques et choix définitif

Aliasing spatial L'aliasing spatial se produit lorsqu'une pente se trouve sous-échantillonnée dans les données, c'est à dire que la différence de marche aller-retour d'un signal réfléchi par un réflecteur penté enregistré entre deux récepteurs successifs est supérieure à la moitié de la longueur d'onde. Dans le cas d'une acquisition 3D, en supposant que la source et les récepteurs sont dans l'axe inline (voir figure 2.1), l'espacement entre les lignes d'acquisition doit être suffisamment petit pour que cette condition soit respectée, et dans ce cas l'aliasing se produit lorsque $2\delta > \frac{\lambda}{2}$, soit (Sheriff and Geldart, 1995) :

$$\Delta x > \frac{v}{4f \sin \alpha}.$$

Il faut donc choisir correctement l'espacement entre deux lignes successives au risque d'introduire des artefacts dans l'enregistrement (voir par exemple figure 2.2). Les courbes de la figure 2.3 donnent par exemple le pendage latéral maximal acceptable pour les différentes fréquences du signal source dans l'eau pour trois écarts entre les lignes 3D. Compte tenu de la distance de 12,5 m entre les récepteurs, aucun phénomène d'aliasing ne se produit dans le sens inline. Le choix de la surface du fond de l'eau comme référence pour le calcul de l'aliasing est dicté par trois raisons. La structure du sous-sol est a priori inconnue, mais les indications des précédents profils acquis sur la zone montrent une prépondérance d'orientation du pendage des réflecteurs vers le nord ouest (direction inline), les forts pendages attendus sont donc inline. De plus, le fond de l'eau est le réflecteur le plus énergétique, et donc celui qui peut créer le plus d'artefacts visibles. Enfin, les hautes fréquences, qui subissent l'aliasing, sont atténuées dans le sous-sol plus rapidement que les basses fréquences.

Emplacement définitif Dans le cas de la campagne SFJ, l'espacement entre les lignes ne répond pas partout à ce critère, compte tenu de l'espacement entre les lignes d'acquisition de 100 m. La localisation exacte ainsi que l'orientation exacte de la boîte 3D ont été choisies de manière à minimiser la surface de la boîte risquant de subir de l'aliasing, au moins du fond de l'eau. Cette surface a été calculée pour plusieurs angles à partir de données bathymétriques (Huchon et al., 1998) en considérant que la source a une fréquence maximale exploitable de 50 Hz et une fréquence centrale autour de 20 Hz d'après les données fournies par Magueure (1999, communication personnelle), le résultat est synthétisé dans la figure 2.4, ainsi que les zones risquant de subir de l'aliasing, c'est à dire d'un pendage crossline supérieur à $4,30^\circ$ pour la fréquence maximale de 50 Hz ou supérieur à $10,81^\circ$ pour la fréquence centrale de la source de 20 Hz. Il ressort de ce calcul que la meilleure orientation de la boîte pour minimiser l'aliasing spatial en surface est de 138° .

Ce test de vérification de non-aliasing est crucial pour une campagne avec de grands écarts crossline entre lignes d'acquisition, même si l'aliasing dans les images peut être facilement repéré dans les images et ignoré. En effet, pour pouvoir réduire l'écart entre les lignes en interpolant les données (voir page 84), il est obligatoire que celles-ci ne comportent pas d'aliasing.

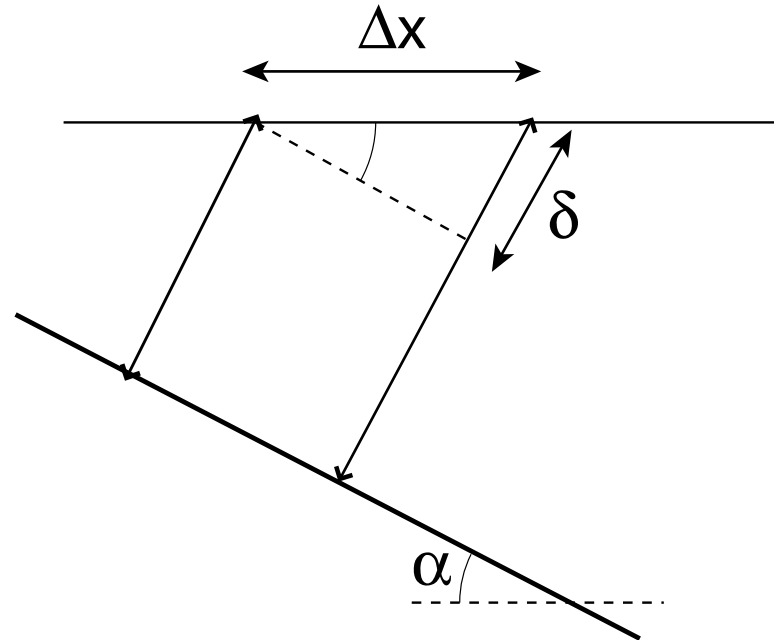


FIG. 2.1 – Vue schématique de l'acquisition perpendiculairement à la direction inline. Les sources et récepteurs de chaque ligne sont confondus. L'espacement entre deux lignes successives est Δx , et le pendage latéral (crossline) a pour valeur α . D'après ce schéma, le trajet de l'onde émise lors de l'acquisition de la ligne de droite est plus long de 2δ que celui de la ligne de gauche. Pour qu'il ne se produise pas d'aliasing spatial, il est nécessaire que cette distance soit inférieure à la moitié de la longueur d'onde du signal.

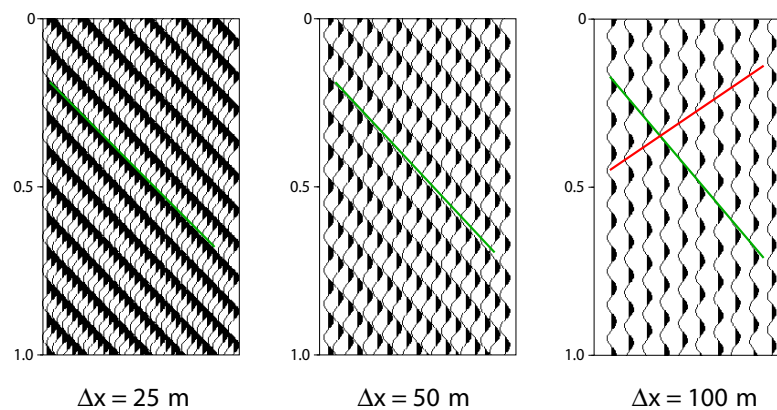


FIG. 2.2 – Exemple de signal monofréquentiel (10 Hz) réfléchi par un réflecteur de pendage égal à 30 degrés. Pour un écart entre deux lignes de 25 m ou 50 m, le signal est correctement enregistré, on peut retrouver le pendage correct dans les données (trait vert). Par contre si les lignes sont espacées de 100 m, le pendage mesuré risque d'être faux (trait rouge).

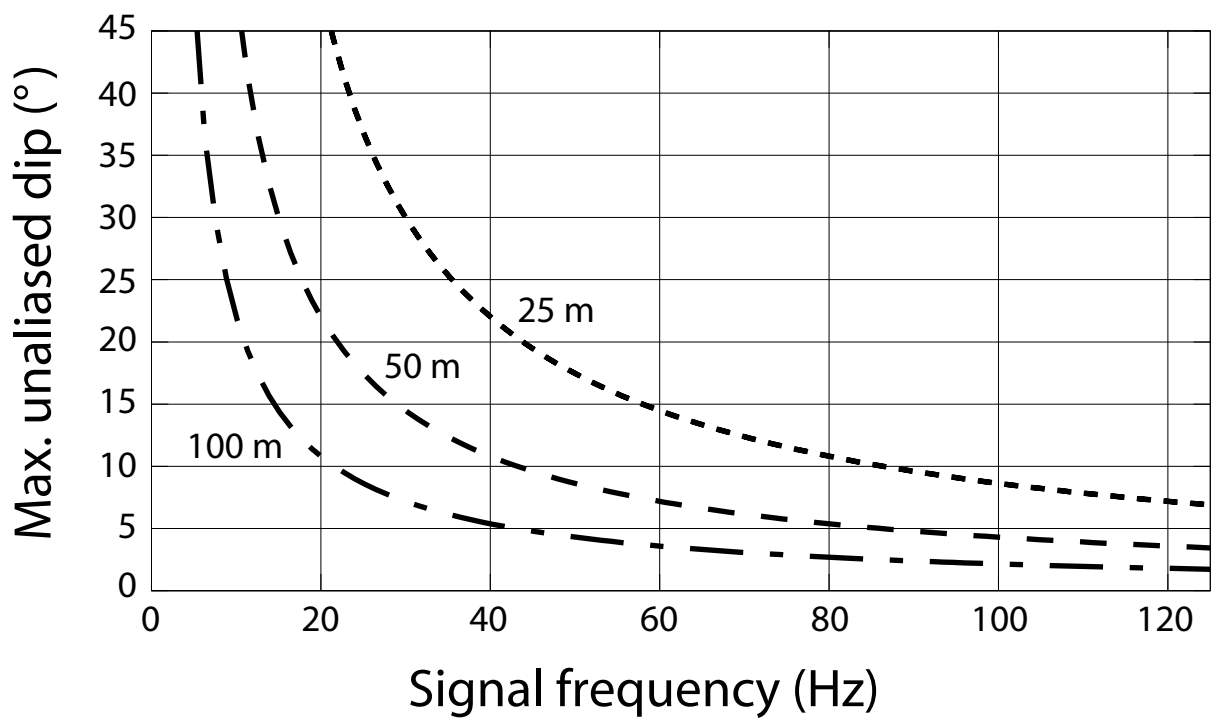


FIG. 2.3 – Pendage maximum du fond de l'eau ne subissant pas d'aliasing en fonction de la fréquence du signal pour trois écarts entre les lignes à l'acquisition (25, 50 et 100 m). Pour un écart de 100 m et un signal de fréquence de 50 Hz, le pendage latéral maximum est de $4,30^\circ$. Pour une fréquence de 20 Hz, ce pendage maximal est de $10,81^\circ$.

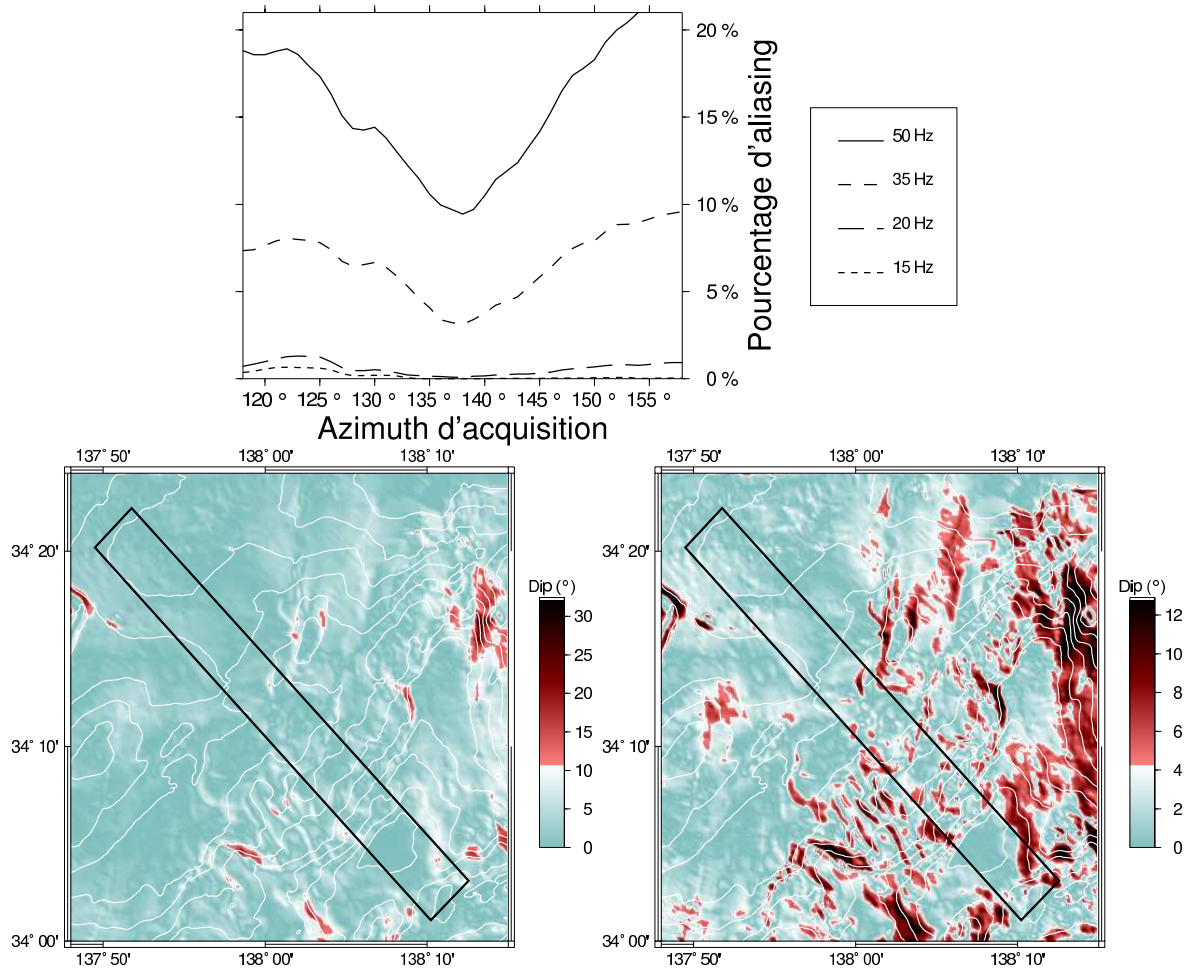


FIG. 2.4 – Haut : pourcentage de la surface de la boîte subissant de l'aliasing en fonction de l'azimut de la boîte 3D, figurée par un rectangle, pour différentes fréquences de signal. Ce pourcentage est minimal autour de 138° pour toutes les fréquences testées. Bas : carte des zones de la boîte potentiellement mal imagées à cause de l'aliasing pour un signal de fréquences 20 Hz (à gauche) et 50 Hz (à droite).

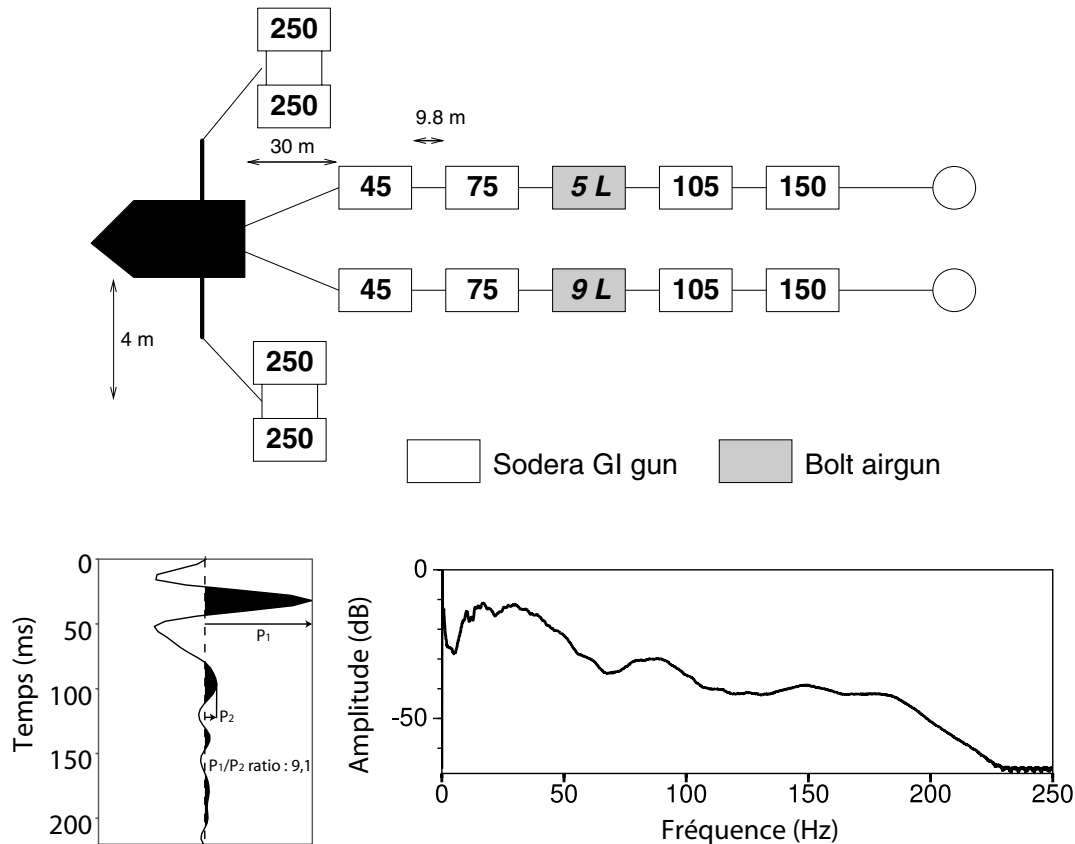


FIG. 2.5 – Source 3D. Haut : disposition schématique des canons de la source. Les volumes des chambres sont indiqués en in^3 pour les GI guns et en L pour les Bolts. Bas : spectre fréquentiel des données brutes (5 points de tirs pris au hasard). On peut noter que l'information contenue dans la gamme 5-50 Hz est importante (avec une coupure correspondant aux fantômes), tandis que l'énergie au-delà de 90 Hz est très faible. Cette constatation permet de justifier que le rééchantillonnage de 2 à 4 ms se fait sans perte conséquente d'informations. La fréquence centrale est voisine de 20 Hz.

2.2 Dispositif d'acquisition

2.2.1 Sources sismiques

Différentes sources ont été utilisées durant la campagne SFJ. Pour la 3D, une source large bande a été utilisée. Elle consiste en 8 G.I. guns ($2 \times 45 \text{ in}^3 + 2 \times 75 \text{ in}^3 + 2 \times 105 \text{ in}^3 + 2 \times 150 \text{ in}^3$) et 2 airguns de 5 et 9 L répartis sur deux lignes derrière le bateau et espacés d'environ 10 m plus deux clusters de G.I. guns ($2 \times 250 \text{ in}^3$ chacun) sur les potences latérales, soit un volume total de 2585 in^3 tiré à une pression de 140 bars. Ce volume est assez faible en comparaison des sources employées pour le même type d'opérations sur Nankai ouest (Bangs et al., 1999). Cela est dû aux limites de production d'air comprimé à bord du navire d'acquisition. Ce manque de puissance a cependant été compensé partiellement au cours de la campagne par un ajustement très fin des délais de mise à feu des canons pour optimiser la phase de l'ondelette source. La profondeur de la source a été fixée à 10 m pour les lignes 3D.

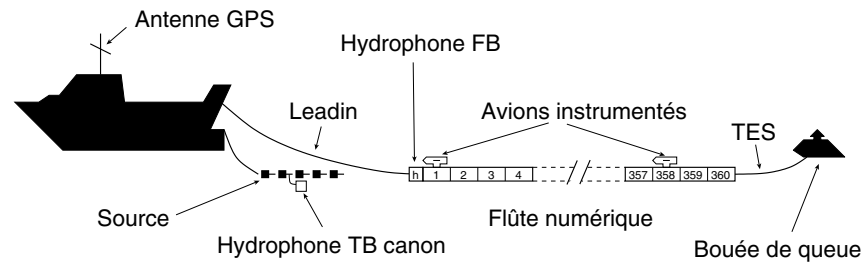


FIG. 2.6 – Dispositif d'acquisition de la campagne 3D SFJ (voir texte pour détail).

2.2.2 Dispositif d'enregistrement

L'acquisition des données a été réalisée à l'aide d'une seule flûte digitale (système SEAL de Sercel). La flûte est constituée de 30 tronçons actifs de 150 m ayant chacun 12 canaux, soit un total de 360 traces de 12,5 m (voir figure 2.6), et a été maintenue pendant la campagne à une profondeur de 15 m. Les traces actives sont composées chacune de 16 hydrophones espacés en moyenne de 78 cm dont le signal est sommé pour obtenir le signal enregistré. Du fait de ce faible écart, il ne se produit pas d'aliasing récepteur aux fréquences utiles du signal, la réponse du récepteur restant supérieure à 0,8 dans la plupart des cas (fréquence de 50 Hz et angle d'incidence de 60°, voir figure 2.7). Le tronçon actif est relié au bateau par une section élastique ("Stretch lead-in section" ou lead-in), dont la longueur est comprise entre 230 et 280 m. La bouée de queue est reliée à la flûte par une section élastique (TES, tail elastic section) de 62 m de long. L'antenne GPS est située à une distance de 33 m de la poupe du navire.

Les données de la boîte 3D consistent en 72 lignes (51 initiales + 21 additionnelles) espacées de 100 m, d'environ 1000 points de tir séparés de 50 m chacune, soit en tout 69973 points de tir de 360 traces enregistrées sur 12 secondes avec un pas d'échantillonnage de 2 ms. Le volume des données à traiter est donc supérieur à 600 Gb. Ce volume a été réduit de moitié au début du traitement par un rééchantillonnage à 4 ms, le contenu fréquentiel des données au-delà de 125 Hz, fréquence de Nyquist pour un pas de 4 ms, étant faible comparé aux basses fréquences (voir figure 2.5), malgré les coupures dues aux fantômes source et récepteur, respectivement 75 Hz et 50 Hz à zéro offset. La fréquence centrale se trouve autour de 20 Hz.

Les traces sont séparées de 12,5 m et l'offset maximal est d'environ 4750 m. L'ordre de couverture nominal est de 45 pour un CDP de 6,25 m inline.

2.2.3 Données auxiliaires

Outre les données sismiques, plusieurs autres informations sont enregistrées à chaque point de tir, donnant des informations supplémentaires sur la position ou le délai des traces.

Enregistrements auxiliaires Pour chaque point de tir, trois enregistrements supplémentaires sont effectués. Le premier correspond au temps de l'impulsion électrique déclenchant l'enregistrement et la source (*time break ECOS*). Le second est l'enregistrement d'un hydrophone placé près de la source (*time break canon*), le troisième un hydrophone situé juste avant la première trace active (*first break*).

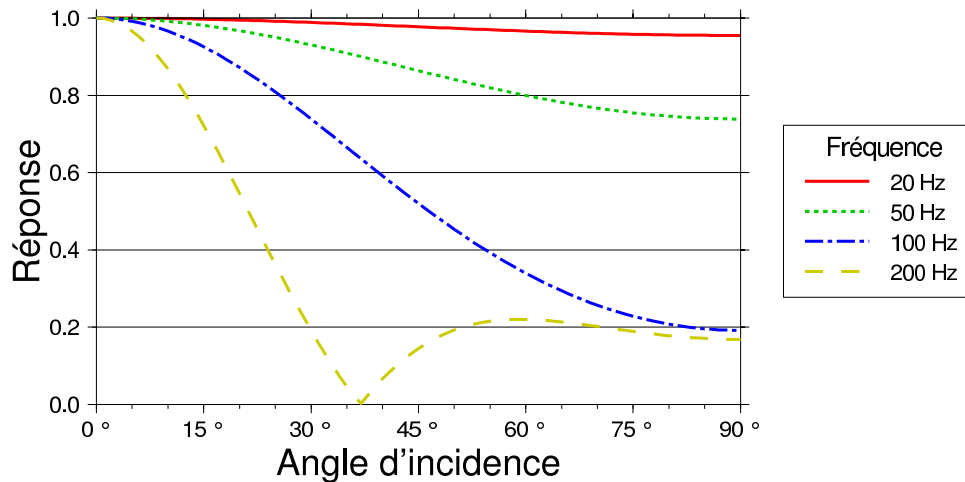


FIG. 2.7 – Réponse d'une trace active utilisée lors de la campagne SFJ en fonction de l'angle d'incidence du signal enregistré (d'après Sheriff and Geldart, 1995). Pour une fréquence de 20 Hz (fréquence centrale de la source), la réponse reste dans tous les cas supérieure à 0,95, la directivité du récepteur est donc négligeable. Pour une fréquence de 50 Hz (fréquence maximale de la source), la réponse est supérieure à 0,8 dans la grande majorité des cas, ce qui est une valeur très acceptable. Pour les fréquences plus élevées, il risque de se produire de l'aliasing récepteur (exemple : 200 Hz pour un angle supérieur à 37°). Celles-ci ne sont pas prises en compte dans le traitement.

Enregistrement de la navigation La position du navire est donnée par GPS différentiel (DGPS). La position mesurée par un système GPS standard est corrigée avec la dérive GPS mesurée à une station située sur la côte, proche du point de mesure. Cette méthode permet une mesure beaucoup plus précise de la position absolue (Jensen, 1992; Musser, 1992).

La position de la flûte pour chaque point de tir est contrainte par la mesure de son azimuth magnétique et de sa profondeur par 16 avions instrumentés (voir description dans Proffit, 1991) répartis tous les 300 m environ sur la flûte. Enfin, l'azimuth géodésique et la distance de la bouée de queue sont données par un GPS relatif. Celui-ci fonctionne sur le même principe qu'un DGPS, et est donc sujet à la même erreur de position. Toutes les dimensions des systèmes de navigation et d'enregistrement sont connues à l'exception de la longueur de la partie initiale de la flûte (lead-in). Le dispositif de contrôle de navigation est résumé dans la figure 2.8. Les données de navigation enregistrées sont la position du navire donnée par DGPS, l'azimuth et la distance de la bouée de queue et les azimuth et profondeur des avions. Un facteur de qualité de la précision du GPS (HDOP : *horizontal dilution of precision*, voir section 2.3.3 page 58) est également enregistré.

2.3 Contrôle de la navigation

Lors d'une acquisition sismique 2D, il n'est nécessaire que d'enregistrer la position du bateau en fonction des points de tir. Le traitement peut s'effectuer avec une distorsion moyenne avec une géométrie nominale, et le profil peut être recalé géographiquement sur une carte grâce à la bathymétrie.

En revanche, lors d'une acquisition sismique 3D, il est impératif de prendre un soin particulier à traiter les données de navigation (Sheriff, 1974) : elles permettent de retrouver la géométrie source-récepteur correspondant à chaque enregistrement, ce qui est crucial pour le traitement.

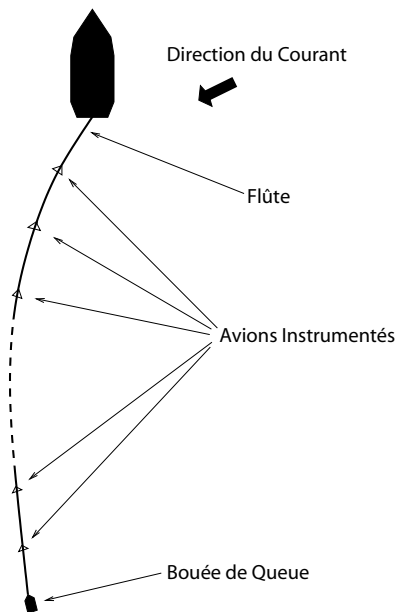


FIG. 2.8 – Système d’enregistrement de données de navigation.

La précision du calcul de la position des dispositifs d’enregistrement est déterminante pour la qualité de l’imagerie. Il s’agit en outre de l’étape la plus critique, puisque la plus sujette à erreur humaine (Yilmaz, 2001). Le décalage d’un profil par rapport à un autre, ou une mauvaise estimation de la dérive de la flûte peuvent avoir un effet néfaste sur le stack ou la migration. C’est pourquoi il est nécessaire de procéder à un traitement très attentif des informations permettant de retrouver la géométrie de l’acquisition.

Au cours de la campagne SFJ2000, 72 profils ayant en moyenne 1000 points de tir ont été tirés à l’intérieur d’une boîte 3D. Pour chacune des traces de ces points de tir, il est nécessaire de calculer précisément la position de la source et du récepteur correspondant. Ce traitement est réalisé par intégration de la flûte, ce qui donne une erreur relative acceptable (en moyenne 1 à 2 m) par rapport à la précision du GPS. Il est utile de tenir compte de la variation de certains paramètres, comme la longueur de la section initiale élastique (lead-in) et la déclinaison magnétique variable d’un bord à l’autre de la boîte, ce qui améliore la précision.

2.3.1 Méthode utilisée

Le principe de la reconstruction est simple : la position absolue de chaque source et récepteur est calculée en additionnant la position absolue du bateau, donnée par le DGPS et convertie en coordonnées UTM (algorithme d’après ICSM, 1998), à la position relative de l’objet par rapport au bateau, calculée à partir des valeurs des compas.

Intégration de la forme de la flûte

Le principe général de calcul de la position de chaque récepteur par rapport au bateau est d’intégrer la contribution en X (*Easting*) ou en Y (*Northing*) de chaque segment discrétisé de

flûte selon les formules suivantes :

$$\begin{aligned}\Delta X &= \int_0^L \sin(\alpha(L)).dL \approx \sum_0^{L/\Delta L} \sin(\alpha(L)).\Delta L \\ \Delta Y &= \int_0^L \cos(\alpha(L)).dL \approx \sum_0^{L/\Delta L} \cos(\alpha(L)).\Delta L,\end{aligned}$$

avec α azimut du segment de flûte ΔL et L la position de la source ou du récepteur le long de la flûte.

La discrétisation, si elle est en théorie moins précise qu'une solution directe "analytique" pour la position relative, est cependant rendue obligatoire par les corrections apportées à l'azimut α , qui dépendent de facteurs externes. L'influence de cette discrétisation en terme de précision est discutée au paragraphe 2.3.1 page 47.

Méthode d'évaluation de l'azimut Quatre méthodes d'évaluation de l'angle α ont été testées.

- La première consiste à prendre l'azimut de l'avion précédent, comme cela est fait pour le moniteur de bord du bateau ;
- La seconde consiste à interpoler linéairement la valeur de cet azimut entre chaque avion pour chaque portion de flûte, ce qui revient à considérer que la flûte a une forme d'arc de cercle entre chaque avion ;
- La troisième consiste également à interpoler les valeurs des azimuts, mais en utilisant une fonction plus lisse (spline cubique) ;
- La dernière reprend la méthode donnée par Krail and Brysk (1989) pour calculer l'azimut de chaque portion. Cette méthode consiste à calculer la forme théorique d'une flûte soumise à une traction du bateau et un courant marin stable selon la méthode présentée par Krail and Brysk puis à déterminer la forme de la flûte obéissant à une forme possible correspondant au mieux aux valeurs des compas. Cette méthode suppose cependant une stabilité des courants marins, et sa précision peut être altérée par les effets de balancement du bateau dû à la houle (Krail, 1994).

Ces quatre méthodes ont été testées sur des données préliminaires avant la campagne. Une cinquième méthode, l'interpolation polynomiale, utilisée par certains contracteurs en sismique pétrolière, a été écartée car ne donnant des résultats ni aussi stables que l'interpolation linéaire, ni aussi précis que les splines cubiques (Hupkens and Faichney, 1999) .

Dans chaque cas l'azimut des portions non comprises entre deux avions a été extrapolé grâce à la fonction correspondante. La valeur de l'azimut est synthétisée dans la figure 2.9. L'erreur a été calculée par la comparaison de la position théorique de la fin de la flûte et de la position mesurée de la bouée de queue.

La première méthode s'est révélée trop imprécise pour retrouver correctement la position mesurée de la bouée de queue dans plusieurs cas, en particulier dans les cas où la flûte est déportée d'un seul côté du profil. Ce résultat n'est pas surprenant, et tient à la simplicité du modèle utilisé pour ce calcul, car les erreurs s'ajoutent systématiquement. La méthode de Krail and Brysk s'est elle révélée trop fréquemment instable pour être mise en oeuvre à l'échelle d'une campagne sismique. En effet, la variation des courants marins dans la zone d'étude et les changements de direction du bateau entre les différentes portions de profils repris provoquent une instabilité dans le calcul (voir figure 2.10). Les deux méthodes d'interpolations donnent des résultats voisins, l'interpolation linéaire a été retenue pour deux raisons :

- Elle s'est avérée plus stable lorsque la flûte est faiblement déviée ;
- Le nombre de points de contrainte (un avion tous les 300 m en moyenne) est suffisamment important pour qu'il n'y ait pas de différence de précision notable entre l'interpolation

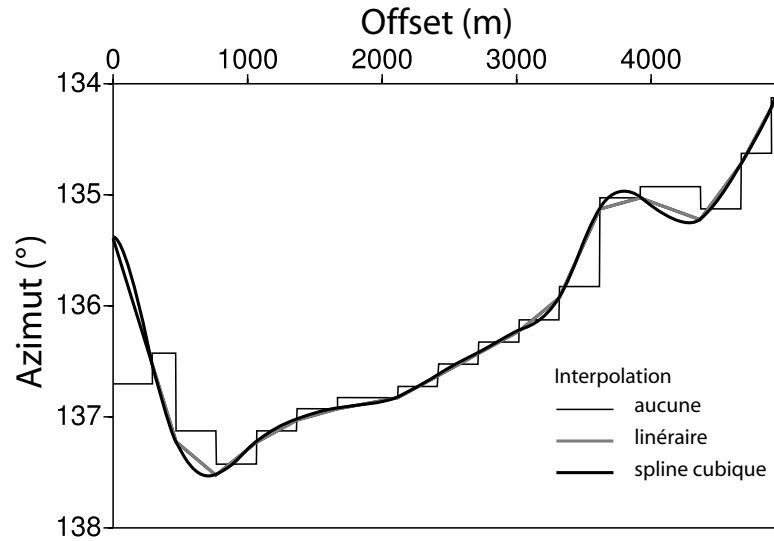


FIG. 2.9 – Azimut α de la flûte (en degrés) pour chaque segment en fonction de sa position sur la flûte (en m) lors d'un tir. La première méthode donne un profil en marches d'escalier, tandis que les deux suivantes sont plus lisses et très voisines. La quatrième méthode n'est numériquement pas stable pour cet exemple et n'a donc pas été représentée.

linéaire et les splines cubiques (Hupkens and Faichney, 1999). La différence de localisation de la flûte entre ces deux méthodes est d'ailleurs faible en comparaison à d'autres facteurs (voir figure 2.15).

De plus elle est fréquemment utilisée en sismique marine. Cette méthode revient en fait à supposer que la forme de la flûte entre deux avions est un arc de cercle.

Discrétisation Pour calculer l'influence du pas de discrétisation dans la précision de la méthode utilisée, nous nous plaçons dans le cas retenu, c'est à dire l'intégration en arc de cercle. En supposant que la flûte ait une longueur L et que sa forme soit celle d'un arc de cercle d'angle au centre θ , et qu'elle soit subdivisée en n sections S_k dont l'azimut sera $\frac{k-1}{n}\theta$ par rapport à l'axe des x . On peut calculer l'erreur de position en x et en y (voir figure 2.11) :

$$\begin{cases} \varepsilon_X = \frac{L}{n} \left[\left(\sum_{k=0}^{n-1} \cos \frac{k}{n}\theta \right) - \frac{\sin \theta}{\theta} \right] \\ \varepsilon_Y = \frac{L}{n} \left[\left(\sum_{k=0}^{n-1} \sin \frac{k}{n}\theta \right) - \left(1 - \frac{\cos \theta}{\theta} \right) \right], \end{cases}$$

soit après simplification quand n est grand

$$\begin{cases} \varepsilon_X \approx \frac{L}{n} \sin^2 \frac{\theta}{2} \\ \varepsilon_Y \approx \frac{L}{n} \sin \frac{\theta}{2} \cos \frac{\theta}{2}. \end{cases}$$

L'erreur totale de position due à la discrétisation est donc :

$$\varepsilon = \sqrt{\varepsilon_X^2 + \varepsilon_Y^2} \approx \frac{L}{n} \sin \frac{\theta}{2} = \Delta L \sin \frac{\theta}{2},$$

avec ΔL pas de discrétisation de la flûte. On peut noter que si l'on prend un azimut égal à la moyenne des azimuts des deux avions entre lesquels la section se trouve, soit $\frac{k-1/2}{n}\theta$, et non plus celui de l'avion du début de section ($\frac{k-1}{n}\theta$), cette erreur tombe rapidement à 0 pour n grand

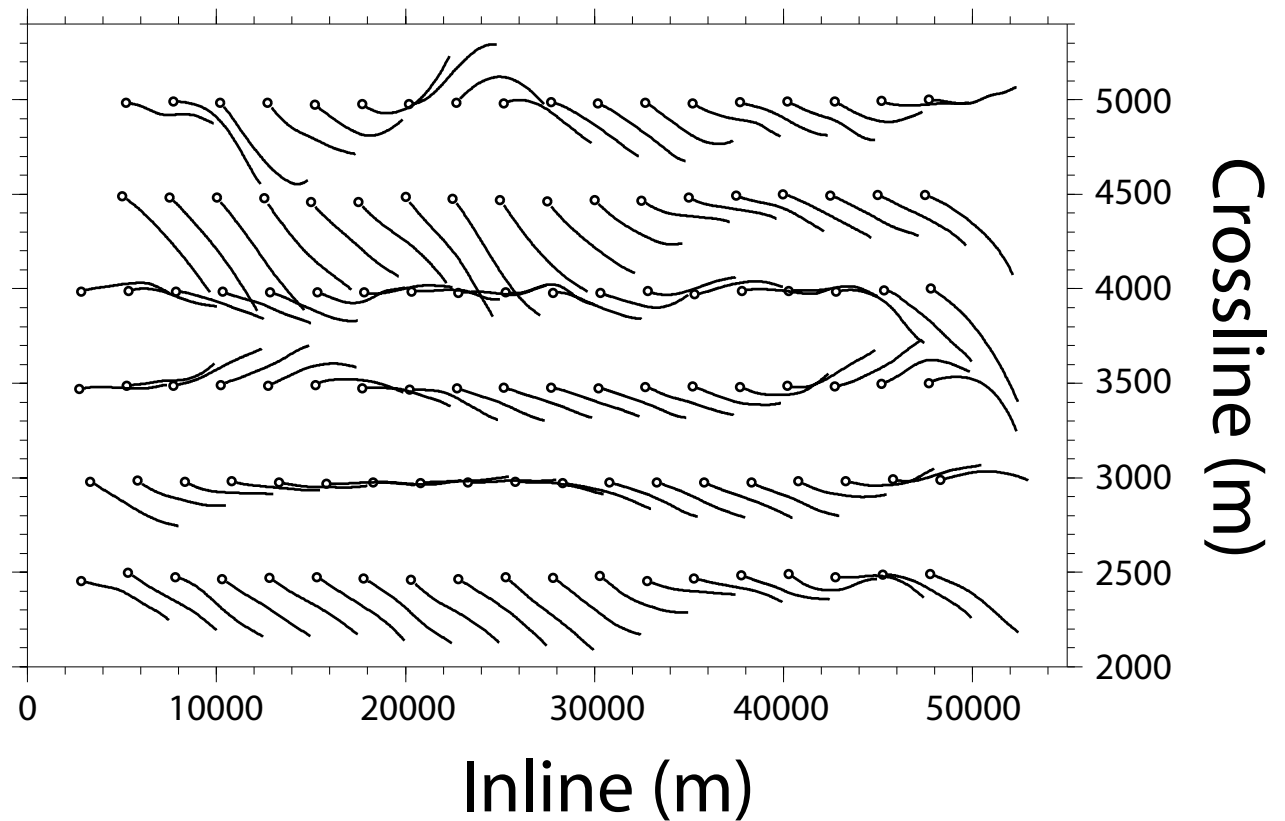


FIG. 2.10 – Reconstruction de la position absolue de la flûte pour six profils espacés de 500 m, acquis à 3 jours d'intervalle les uns des autres. Les courbes représentent la flûte et les cercles la position absolue de la source, pour un point de tir sur 50. L'échelle crossline est exagérée d'un facteur 10 par rapport à l'échelle inline. Si la dérive de la flûte a tendance à se faire vers le sud-ouest (bas de la figure), on peut noter qu'elle reste assez aléatoire, et a fréquemment une forme sigmoïde, source d'instabilité dans le calcul de l'azimut par la méthode de Krail and Brysk (1989). Cela est dû à l'instabilité des courants marins en surface dans la zone d'étude, le bateau n'ayant pas changé de direction au cours de l'acquisition de ces profils.

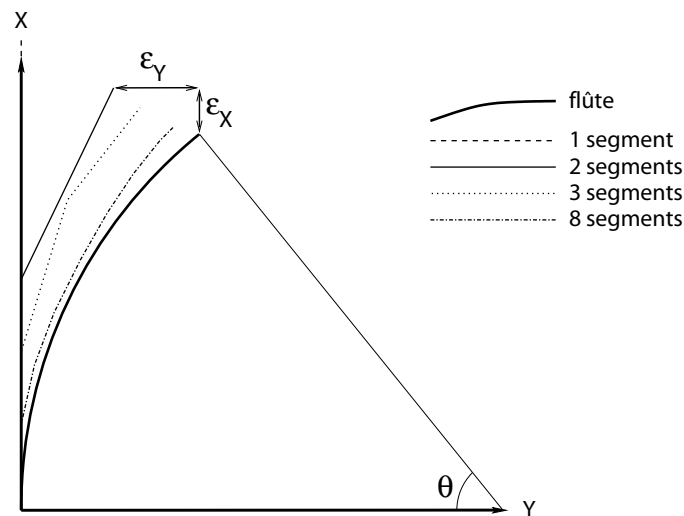


FIG. 2.11 – Reconstitution de la forme d’une flûte en forme d’arc de cercle en fonction du nombre de segments utilisés pour l’intégration. On remarque que plus les segments sont nombreux (et donc petits), plus l’erreur finale sur la position est faible.

(voir figure 2.12). Si on prend par contre la distance réelle entre chaque avion (environ 300 m) et les valeurs directes des avions, on a une erreur largement supérieure à 100 m, ce qui explique l’inadéquation entre la forme de la flûte et la position de la bouée de queue sur le moniteur de bord au cours des girations entre les profils.

L’erreur est donc directement proportionnelle à la longueur du pas de discrétisation. Le pas de discrétisation ΔL de la flûte a été choisi à 1 m de manière à avoir une précision inférieure au dernier chiffre significatif des mesures du GPS (voir figure 2.12) pour un angle entre l’azimut initial de la flûte et son azimut final grand (40 degrés, jamais atteint en pratique lors de la campagne en dehors des girations), et ce sans dégrader la rapidité de l’algorithme de reconstruction.

Position de la source Si la flûte est correctement instrumentée, la position de la source est, elle, moins contrainte. Cependant, du fait de la proximité de celle-ci par rapport au bateau, l’erreur de position ne doit pas être trop grande. Nous avons donc supposé que la source se situe le long de la flûte à une certaine distance de la poupe du navire, correspondant à la longueur des câbles. La position employée pour la source est celle du troisième canon, car il est utilisé par la suite pour calculer le *lag-time* (voir illustration page 64).

Cette hypothèse sur la position de la source est en pratique très bien vérifiée grâce à la concordance de celle-ci et de l’enregistrement de la première arrivée des ondes au premier hydrophone de la flûte (voir page 50 ainsi que figure 2.16).

Détermination de la déclinaison magnétique locale et de la longueur du lead-in

Déclinaison magnétique La déclinaison magnétique est un premier facteur d’erreur dans le calcul de position, relevée par différents auteurs (e.g. Cotton et al., 1985; Amrine et al., 1989; Court, 1991). Les méthodes habituelles de reconstruction supposent une valeur constante de la déclinaison magnétique tout au long de la campagne. Les valeurs d’azimut magnétique mesurées par les compas des avions doivent être corrigées pour correspondre à l’azimut géodésique.

La valeur de cette correction n’était cependant pas constante sur la zone d’étude selon les

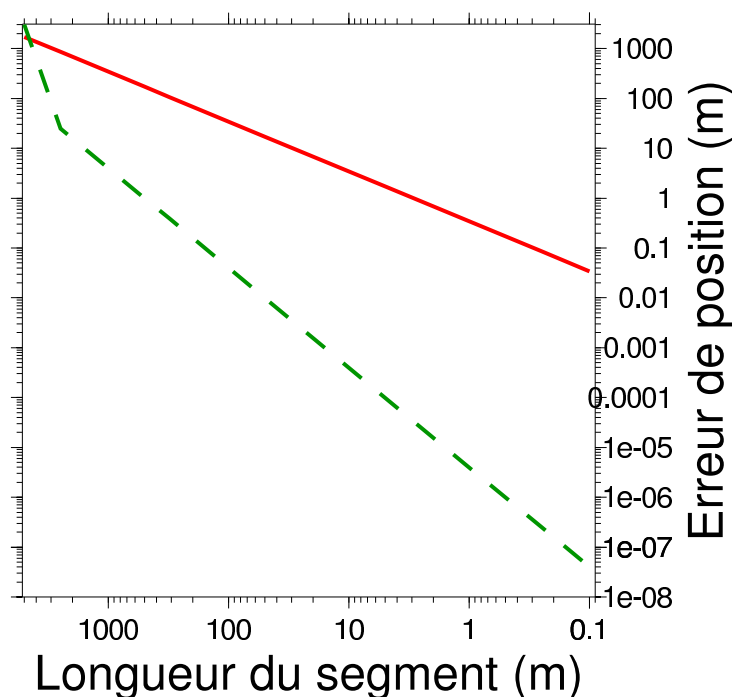


FIG. 2.12 – Erreur de position en fonction de la longueur des segments utilisés pour l’intégration de la flûte. La courbe continue correspond à l’erreur dans le cas où l’azimut du segment est celui de l’avion de début, et la courbe en tirets à l’erreur dans le cas où l’azimut est égal à la moyenne de celui des deux avions des extrémités de segment.

cartes marines disponibles, et ces dernières manquaient de précision (trois valeurs disponibles sur la zone). Il résulte de cette variation une erreur systématique de l’estimation de l’azimut de chaque portion de flûte, principalement dans la direction perpendiculaire à l’acquisition (voir figure 2.13 gauche). Nous avons donc procédé, pour chaque point de tir, au calcul de la correction de déclinaison magnétique qui permettait de trouver l’erreur de position la plus faible, en fonction de la position du milieu de la flûte (voir Martin et al., soumis). Cette valeur est donnée dans la figure 2.14. La carte des “pseudo-déclinaisons” trouvées est cohérente avec les valeurs de déclinaison relevées sur les cartes marines, et leur tendance (augmentation de la déclinaison vers le sud-est) est correcte. Cette déclinaison a été lissée puis appliquée aux compas en fonction de leur position pour réduire l’erreur de position. La figure 2.15 indique que cette correction a une implication bien supérieure à celle du choix du type d’interpolation, même si la différence entre les positions calculées avec et sans la correction de déclinaison reste faible.

Longueur du lead-in Pour des raisons techniques, la longueur exacte de la partie initiale de la flûte (lead-in) est inconnue dans une fourchette d’environ 50 m, et donne donc une erreur équivalente dans la direction de l’acquisition (voir figure 2.13 droite). Pour chaque point de tir, il a été procédé au calcul de la longueur de lead-in qui minimise l’erreur de position de la bouée de queue. Les valeurs moyennes par profil sont données dans la figure 2.16, avec les barres d’erreur correspondant aux longueurs minimum et maximum calculées au cours du profil, ainsi que leur écart type. Il est possible de distinguer des plateaux assez horizontaux, la longueur obtenue pour chaque profil est donc cohérente d’un profil à l’autre. Les sauts entre différents plateaux correspondent à la remontée de la flûte pour raisons techniques, qui est par la suite redéployée avec une longueur involontairement différente. En comparant ces longueurs obtenues

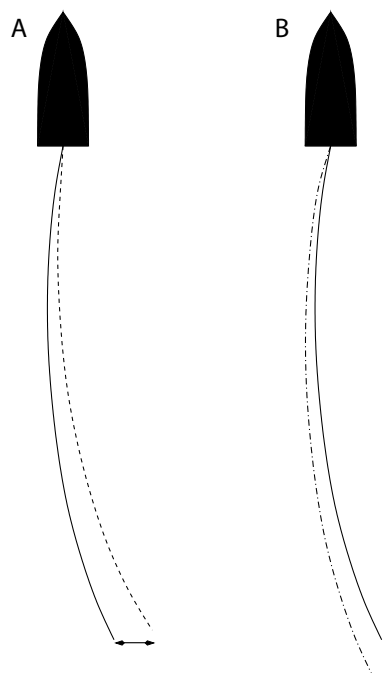


FIG. 2.13 – Erreurs de position de la flûte causée par le choix de mauvais paramètres de calcul. Dans le cas d'une mauvaise déclinaison magnétique (gauche), l'erreur est principalement perpendiculaire à l'acquisition et vaut environ $L.\delta$, avec L longueur de la flûte et δ erreur de déclinaison magnétique. Dans le cas d'une mauvaise longueur de lead-in (droite), l'erreur est principalement dans la direction d'acquisition et vaut environ l'erreur de la longueur prise pour le calcul.

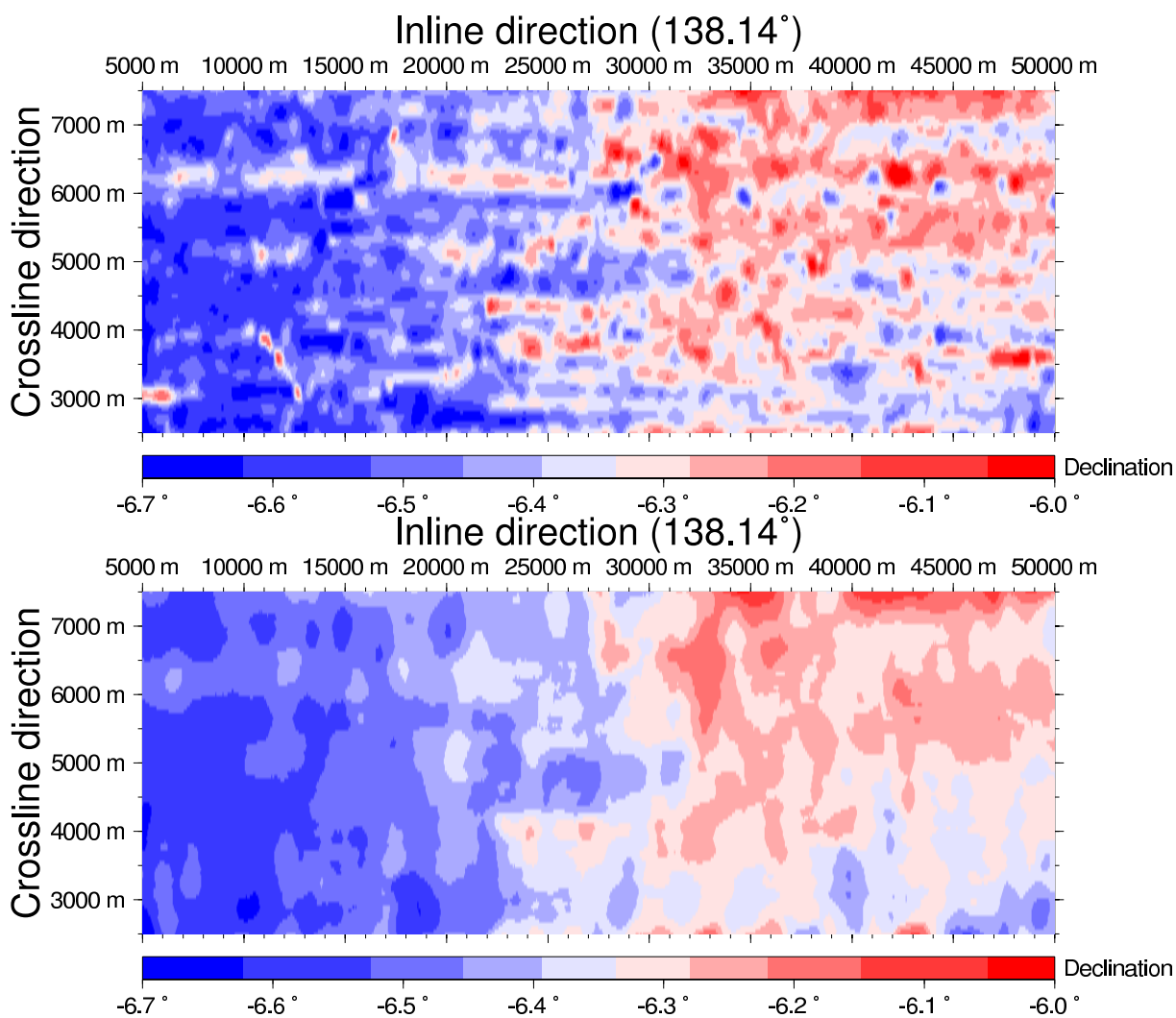


FIG. 2.14 – Haut : déclinaison optimale des compas, c'est à dire la déclinaison qui minimise l'écart entre les positions mesurées et calculées de la bouée de queue, en fonction de la position dans la boîte 3D. Bas : déclinaison utilisée pour le calcul de la forme de la flûte. Cette déclinaison suit la tendance générale des valeurs de déclinaison magnétique données sur les cartes marines. La correction est donc suffisamment cohérente pour être fiable.

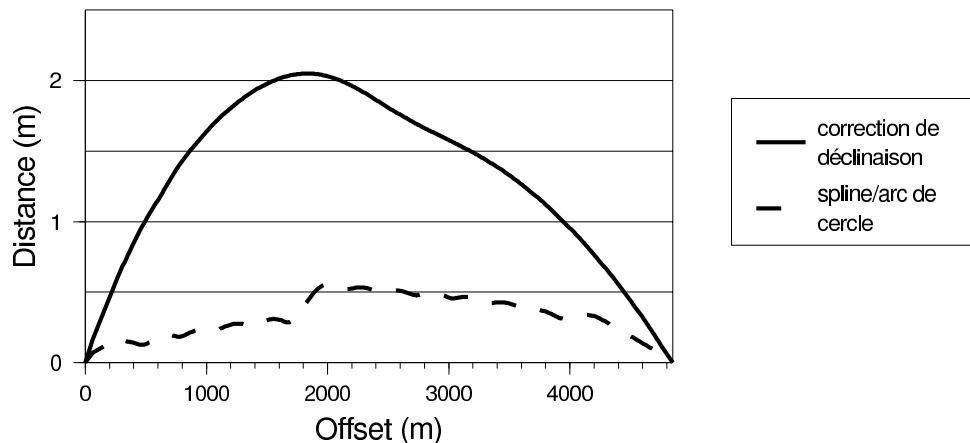


FIG. 2.15 – Distance entre les positions de la flûte calculées avec ou sans correction spatiale de déclinaison en fonction de l'offset (trait plein), en moyenne sur toute la campagne. Cette distance est calculée pour une position de bouée de queue supposée exacte. Pour comparaison, le trait tireté représente la distance entre les positions de la flûte pour deux type d'interpolation : arc de cercle et splines cubiques. Les sauts autour de 1930 m et 4050 m sont causés par un écart plus important entre les avions (450 m au lieu de 300 m). On peut observer que l'application de la correction de déclinaison a donc un effet en moyenne quatre fois plus important que le changement de type d'interpolation.

à celles calculées à partir du temps d'arrivée directe des ondes au premier hydrophone de la flûte (voir figure 3.3 page 64), on trouve une très bonne adéquation, les faibles erreurs provenant de l'élasticité de la section terminale entre la flûte et la bouée de queue d'une part, et de l'incertitude sur la position de la source d'autre part. Le graphique 2.16 indique cependant que cette erreur est très faible, la position utilisée pour la source est donc fiable. La cohérence de ce résultat permet d'appliquer cette correction de longueur pour réduire l'erreur de position.

Contrôles du résultat

Pour contrôler le résultat, une comparaison a été effectuée entre la profondeur du fond de l'eau dans le bloc sismique et les données bathymétriques disponibles (Huchon et al., 1998). La corrélation entre les deux est excellente, et valide donc la précision du positionnement.

2.3.2 Résultats du traitement de la navigation

Outre le traitement des données, nous avons procédé à de nombreux contrôles au cours de chaque étape du traitement. Pour des raisons pratiques, tout le traitement de contrôle n'a pu être réalisé à bord. La plupart des contrôles ont été faits à terre, à l'exception de l'élimination des données vraisemblablement incorrectes.

Traitement embarqué

Durant l'acquisition, il est fondamental de s'assurer que la couverture de la zone étudiée est suffisante en tous points. En effet, certains traitements de données sismiques (comme migrations, atténuations des multiples...) reposent sur une certaine homogénéité de la couverture d'acquisition. Si l'effet d'une couverture inhomogène peut être corrigé par une pondération dans la migration (voir section 3.3.2 page 85), l'absence de données est cependant néfaste au traitement.

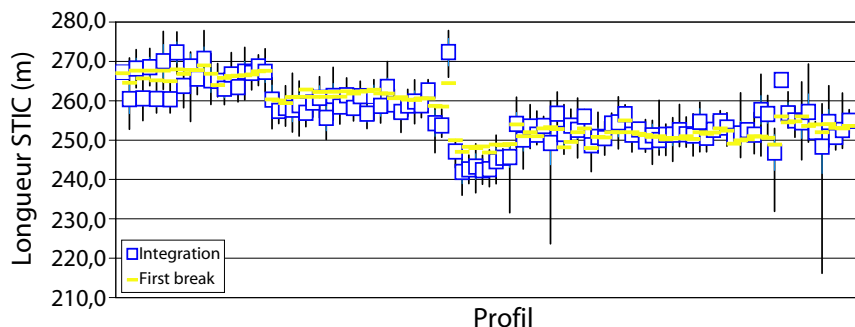


FIG. 2.16 – Longueur du lead-in qui minimise l’erreur de position de la bouée de queue pour chaque profil dans l’ordre d’acquisition (carrés bleus) avec l’écart type et les valeurs extrêmes correspondantes (barres verticales). Cette longueur est calculée pour chaque point de tir. Les sauts entre différents paliers visibles sur ce graphique correspondent tous à une remontée de la flûte. Les barres horizontales jaunes représentent la longueur du lead-in déduite du temps d’arrivée des ondes au premier hydrophone de la flûte, donné par les enregistrements auxiliaires (voir figure 3.3). La bonne correspondance de ces distances implique que la correction utilisée et la position de la source sont fiables.

Lors du choix des profils à reprendre, les zones dont la couverture est insuffisante doivent être identifiées géographiquement avec beaucoup de précision, et ce avant la fin de la campagne. Le traitement des données de navigation a donc été effectué à bord après chaque profil pour déterminer les zones sous couvertes et la priorité des profils à reprendre. Du fait de la nature des données et de leur mode de stockage, il n’a pas été possible de faire un traitement précis de la position de la source, qui a été supposée dans l’axe de la flûte. De même, les points de tirs pour lesquels les données de navigation paraissaient suspectes (*e. g.* saut de GPS) ont été éliminés de ce contrôle de qualité. Il résulte de ces deux faits :

- une imprécision de la position de la source, principalement dans le sens de l’acquisition, car la proximité de la source par rapport au bateau et la relative faiblesse de la déviation de la flûte durant la campagne ne peuvent pas causer beaucoup d’erreurs perpendiculairement à l’acquisition pour la source ;
- une couverture sous-évaluée à certains points puisque l’examen attentif des données supprimées permet la plupart du temps de corriger les valeurs suspectes, ce qui ne peut être fait à bord à cause de la durée de l’opération et de la quantité de valeurs à contrôler.

L’imprécision de la position de la source n’est pas un problème pour le contrôle de la couverture à bord. En effet, ce contrôle est principalement effectué dans le but de repérer des lacunes entre deux lignes consécutives. Une petite erreur perpendiculairement au sens d’acquisition n’a donc pas beaucoup d’incidence sur la couverture des CMP situés entre les lignes.

Le contrôle de qualité de couverture à bord a permis d’améliorer la couverture en beaucoup d’endroits. Après les profils initiaux, certains trous sont encore présents dans l’acquisition. L’identification de ces zones à bord a permis de procéder à des profils de reprise ciblés, même si l’instabilité des courants marins a perturbé cette opération. La carte de couverture avant reprises et la carte finale rendent compte de l’amélioration obtenue (voir figure 2.17).

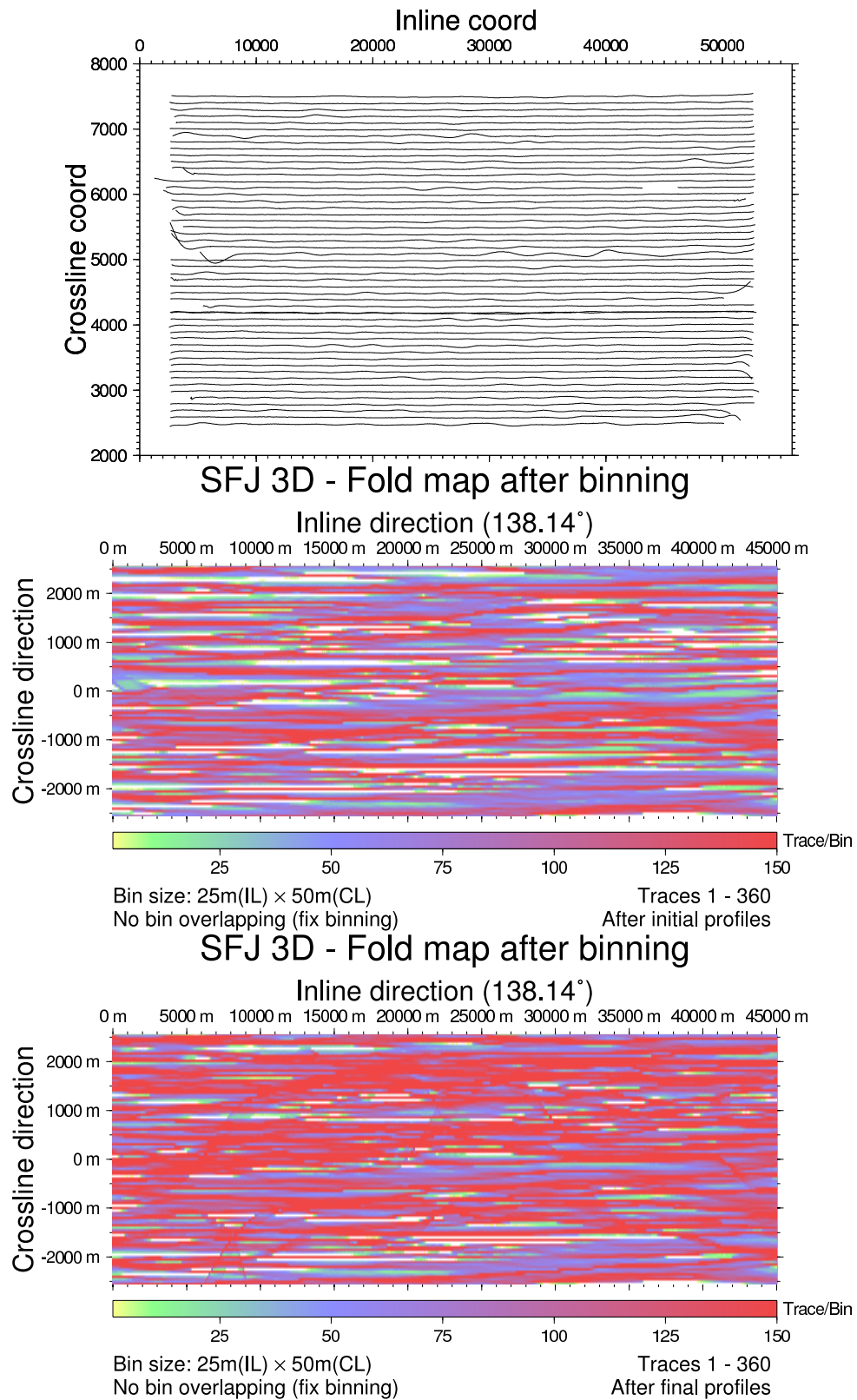


FIG. 2.17 – Position des points de tir des 51 profils initiaux (haut) et cartes d'ordre de couverture de la boîte 3D après les profils initiaux (centre) et après les profils de reprise (bas) après retraitement à Terre. Les faibles oscillations de la trajectoire du navire provoquent une inhomogénéité de la couverture. La couverture est bonne sur la plupart de la zone d'étude, et a été améliorée par les profils repris.

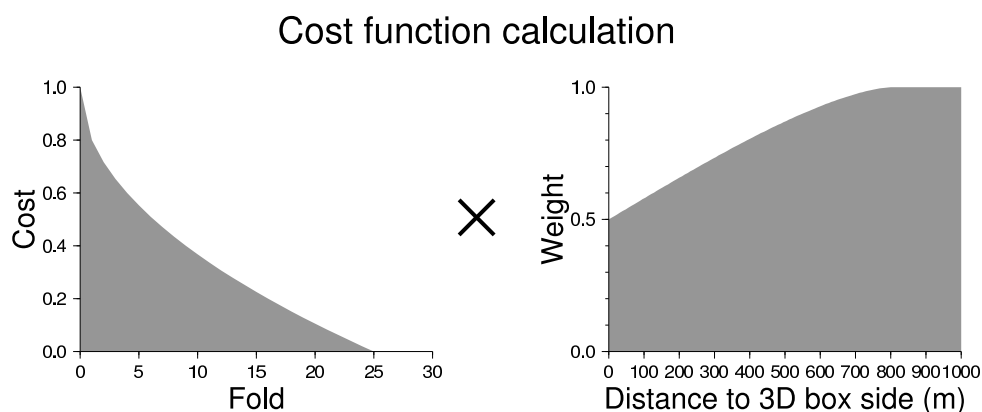


FIG. 2.18 – Calcul du coût de chaque bin. La fonction coût est la somme du coût calculé pour un bin. Pour un bin, le coût est calculé en fonction de la couverture selon la formule $\frac{\sqrt{\max(25-F,0)}}{5}$, avec F couverture du bin, et du pourcentage de la zone éclairée se situant dans la boîte (donné ici en fonction de la distance au bord de la boîte) à une profondeur de 800 m pour une ouverture de migration de 45 degrés.

Retraitement définitif

Le retraitement définitif a été conduit de retour à terre. Il a consisté dans un premier temps en l'examen systématique des données de navigations enregistrées afin de corriger les valeurs aberrantes.

Un système de coordonnées définitif a été choisi de manière à ce que la couverture soit la plus homogène possible. Une fonction coût a été calculée pour tous les bins (voir figure 2.18), correspondant à la couverture et à la position de chaque bin (ainsi, les bins centraux ont été privilégiés). La couverture n'étant que très peu sensible à l'origine des coordonnées inline (cf figure 2.19), un calcul a été effectué pour trouver la meilleur origine possible en crossline ainsi que la meilleure orientation de la boîte. Au-delà d'une couverture de 25 (rapport signal/bruit amélioré d'un facteur 5), le bin est considéré comme suffisamment éclairé.

L'azimut finalement retenu est de $138,14^\circ$, et la boîte a été décalée de 26 m vers le nord-est. La répartition de la couverture est considérée comme suffisante, même si son homogénéité n'est pas parfaite (voir figure 2.20).

Un examen de la qualité des données du DGPS a été effectué (voir 2.3.3) sur toute la campagne. De même, un contrôle sur les données auxiliaires enregistrées avec les données sismiques a été effectué afin de vérifier la cohérence de celles-ci avec la position de la source calculée avec la géométrie théorique utilisée à bord, par comparaison du first break de l'hydrophone situé sur le début du tronçon actif de la flûte et du temps mis par une onde acoustique pour parcourir la distance correspondant à la géométrie théorique, en utilisant une méthode analogue à celle décrite par exemple par Court (1991, 1993).

La carte d'ordre de couverture finale est donnée dans la figure 2.21, et montre une très bonne homogénéité spatiale (pas de trous importants).

2.3.3 Précision

La précision des résultats obtenus est très dépendante de la précision des mesures GPS utilisées pour le calcul des positions. De manière générale, le signal a été lissé pour s'affranchir de fluctuations dues aux conditions météorologiques par exemple (l'antenne est située dans les mâts à plus de 15 m de la surface de la mer, et la houle provoque un balancement du bateau).

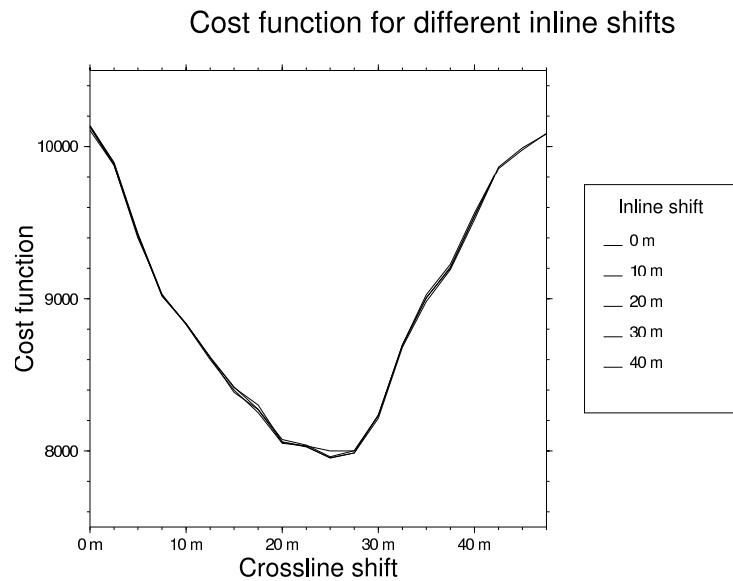


FIG. 2.19 – Évolution de la fonction coût de la couverture en fonction du décalage crossline pour plusieurs décalages inline. On constate sur ce graphique que le décalage inline de la boîte 3D n'a pratiquement aucun effet sur la couverture. Ce paramètre n'a donc pas été modifié.

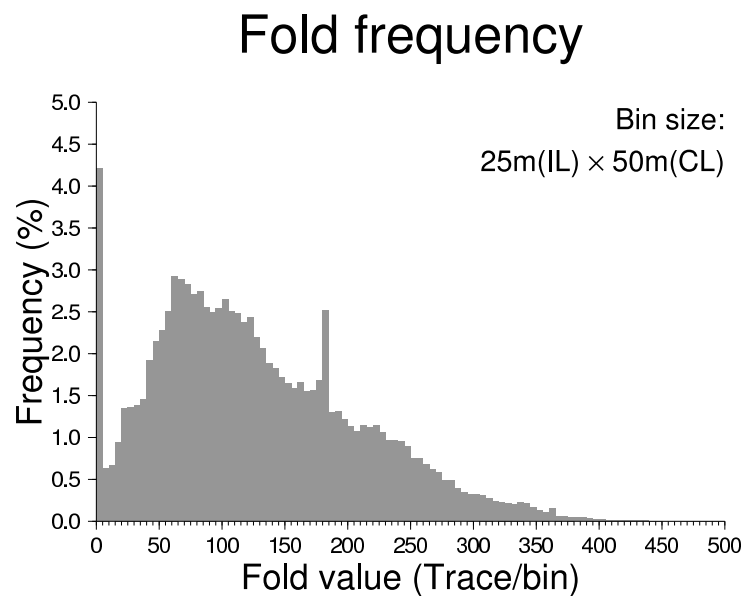


FIG. 2.20 – Fréquence de la couverture dans la boîte 3D. Il ressort de cette observation qu'environ 8 % de la boîte est sous-couverte, ($F < 25$) et que 4,3% n'est pas couverte du tout. La couverture moyenne théorique est de l'ordre de 140 traces/bin, mais la couverture observée n'est pas distribuée autour de cette valeur. Cela résulte de l'écart important (100 m soit 2 bins) entre les lignes à l'acquisition, qui tire vers le bas la distribution. On observe un pic à 180 traces/bin, qui correspond à la valeur nominale de la couverture des CDP éclairés.

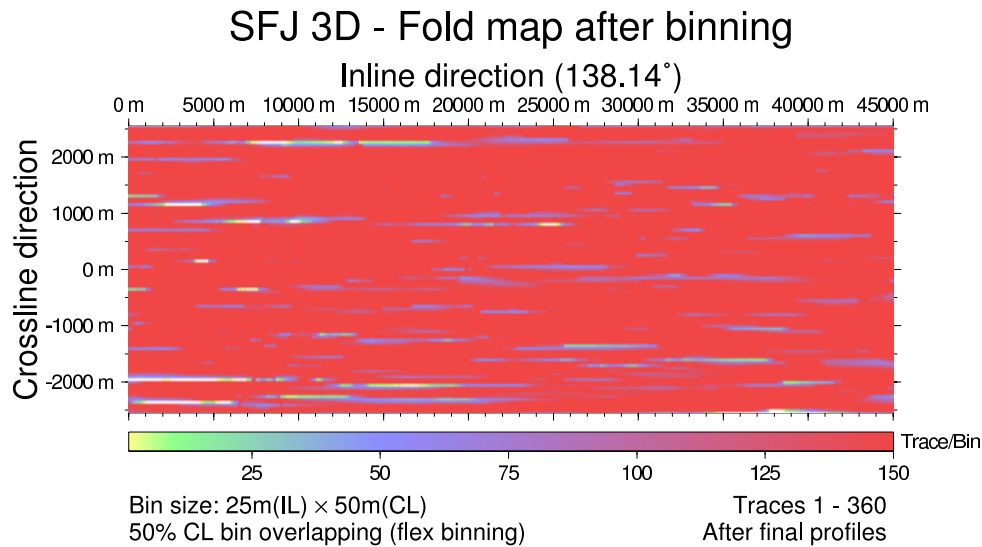


FIG. 2.21 – Carte d'ordre de couverture avec chevauchements de bins dans la direction crossline. Cette carte indique peu de zones où la couverture est insuffisante.

Précision du GPS

Un facteur qualité de la précision du GPS est enregistré à chaque point de tir : la HDOP (*Horizontal Dilution Of Precision*). Sa valeur est calculée à partir de la position des quatre satellites utilisés par le système GPS (voir Massat and Rudnick, 1990). Elle mesure la qualité de la triangulation : si les satellites sont voisins, les angles formés entre leurs directions sont faibles et donc la précision de la position est mauvaise, tandis que si les satellites sont éloignés et bien répartis dans le ciel, la précision est bonne. Ce facteur est ensuite multiplié par l'erreur RMS du GPS pour donner l'erreur RMS attendue. La valeur de ce facteur varie en pratique de 1,5 (bon) à 4 (mauvais). De manière générale, la HDOP est restée voisine de 2,0 pendant toute la campagne.

Précision relative obtenue

La figure 2.22 représente les erreurs de position calculées de la bouée de queue sur toute la campagne. L'erreur RMS après intégration de la flûte est de moins de 4 m, 95% des erreurs étant inférieures à 6,63 m (voir figure 2.22), précision très acceptable en comparaison à l'erreur du GPS de la bouée de queue et à la distance parcourue par un récepteur pendant la durée d'enregistrement. Cette erreur est très inférieure aux sauts du GPS de bouée de queue de l'ordre de 10 m, fréquents par gros temps, qui ont été supprimés ou lissés sur une longue période entre deux points fiables ($HDOP < 2,5$) pour être réduits.

Estimation de la précision absolue

Le GPS différentiel utilisé pendant la campagne donne une précision beaucoup plus grande qu'un simple système GPS Clark (1997), avantage cependant minimisé par la suppression de la disponibilité sélective par les autorités américaines peu avant la campagne et l'éloignement de la station correctrice à certains moments au cours de la campagne. La HDOP moyenne observée sur la campagne est voisine de 2, ce qui donnerait une erreur RMS de 10 m sur la

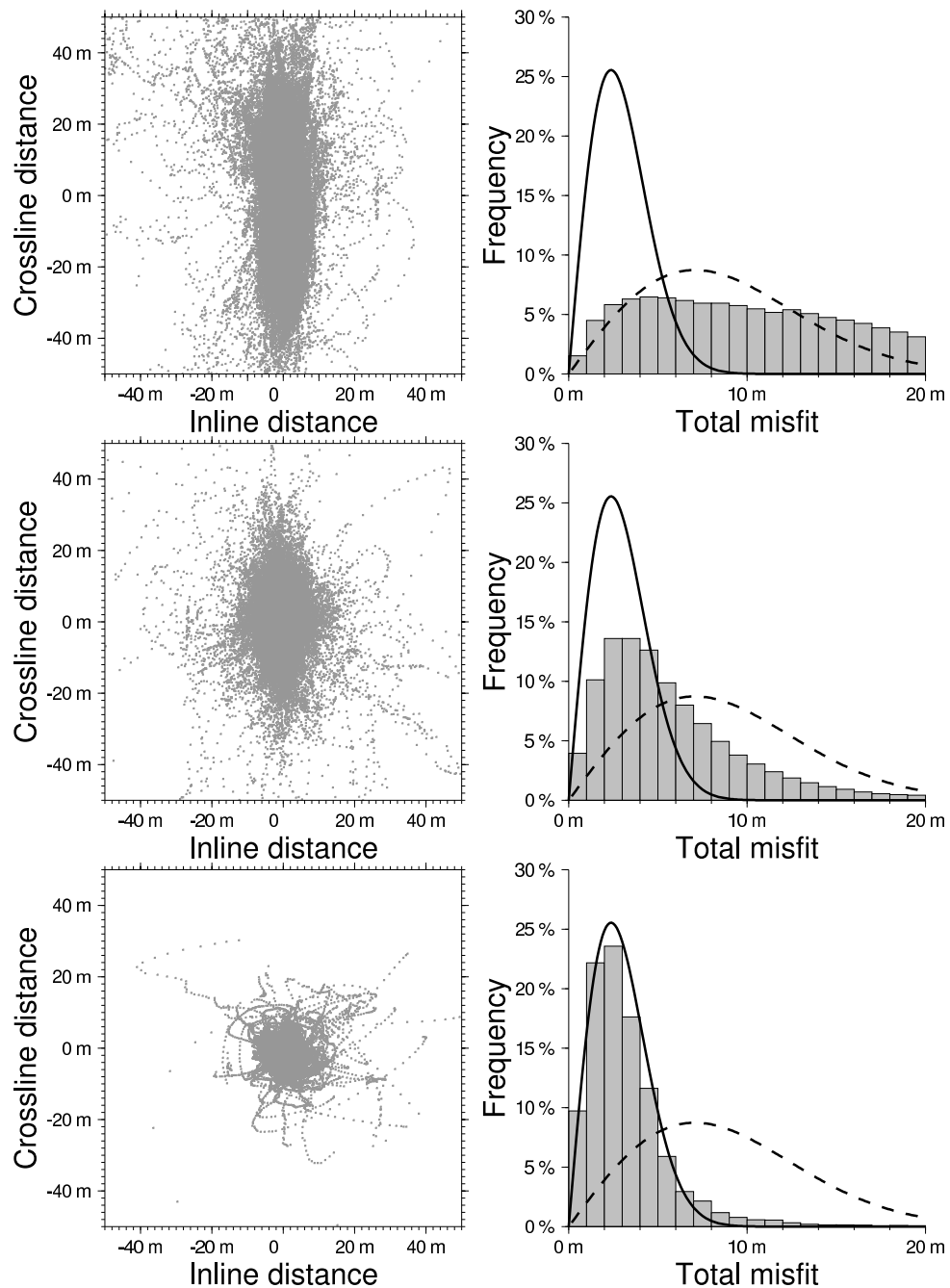


FIG. 2.22 – Distance entre la position de la bouée de queue calculée par intégration des compas et la position mesurée pour chaque point de tir, pour trois types de correction de compas : réduction à la moyenne (en haut), lissage spatial et temporel (au centre) et correction de déclinaison (en bas). L’histogramme représente la proportion des erreurs par intervalle d’un mètre. Le trait en tireté correspond à la distribution théorique de l’erreur compte-tenu de la HDOP moyenne observée pendant la campagne, et le trait continu à la distribution théorique de l’erreur en tenant compte du lissage des positions GPS. On peut constater un étalement dans le sens crossline de l’erreur de position dans le cas où la correction consiste simplement à soustraire la déclinaison magnétique moyenne. La longueur du demi-axe crossline de l’ellipse de confiance de 95% est alors de 32,43 m. Pour les données lissées spatialement et temporellement, méthode de correction habituellement utilisée, la distribution d’erreur est meilleure. Elle ne correspond cependant pas à la distribution attendue compte-tenu de la HDOP observée. Pour les données corrigées spatialement de la meilleure déclinaison lissée, l’intervalle de confiance statistique (95% des données) est voisin de la qualité de l’enregistrement DGPS. L’histogramme montre que la distribution de l’erreur obtenue correspond bien à la distribution attendue avec le GPS lissé, ce qui démontre la validité de la correction spatiale de déclinaison.

position avec un DGPS, pour une erreur RMS 2D de 5 m avec une HDOP égale à 1, valeur à utiliser d'après USCG (1998), cette valeur étant jugée pessimiste par rapport à celles données par d'autres auteurs, comme Wilson (2001) et dépendant du matériel. Grâce à cette valeur, on peut calculer la variance de la densité de probabilité (voir par exemple Hoffmann-Wellenhof et al., 1994) de position, qui donne une idée de l'erreur de localisation. Cette densité correspond à une distribution normale bivariée autour de la position moyenne, car le DGPS est supposé donner une position corrigée des erreurs systématiques :

$$f(x) = \frac{1}{2\pi\sigma^2} \exp\left(-\frac{x^2 + y^2}{2\sigma^2}\right),$$

avec x et y erreurs de position dans les deux directions horizontales de l'espace par rapport à la position moyenne et σ écart-type de l'erreur de position dans ces deux directions. Après un changement de variable $r = \sqrt{x^2 + y^2}$ (r est donc la distance d'erreur de position) il est possible de calculer la probabilité d'erreur :

$$P(r_1 \leq r \leq r_2) = \int_{r_1}^{r_2} r \exp\left(-\frac{r^2}{2\sigma^2}\right) dr = \exp\left(-\frac{r_1^2}{2\sigma^2}\right) - \exp\left(-\frac{r_2^2}{2\sigma^2}\right).$$

Cette erreur est caractéristique des systèmes de type GPS et est représentée par la courbe de la figure 2.22 (gauche), qui représente pour chaque erreur le pourcentage de positions ayant cette erreur (± 50 cm). Pour réduire cette erreur, le signal GPS a été lissé sur une période de trois minutes, ce qui correspond à neuf enregistrements, après suppression des pics de valeurs aberrantes. L'effet d'un tel lissage est de diviser l'erreur RMS théorique, c'est à dire l'écart-type en termes de probabilités, par la racine carrée du nombre de périodes utilisées pour le lissage, c'est à dire 3 ($\sqrt{9} = 3$). La distribution de l'erreur sera donc plus resserrée autour de 0. Les courbes correspondant à la distribution de l'erreur théorique pour les signaux bruts et lissés sont données dans la figure 2.22. On constate que l'erreur obtenue par la méthode d'intégration de la flûte avec la correction de déclinaison magnétique utilisée est identique à l'erreur théorique attendue pour le GPS lissé. Ce résultat démontre la pertinence de la méthode utilisée et de cette correction.

Conclusion

La géométrie d'acquisition de la campagne est très bien contrainte par les mesures effectuées par les systèmes de positionnement. L'application de corrections de déclinaison magnétique variable et de longueur du lead-in, vérifiées sur les cartes marines et grâce aux hydrophones, permet d'atteindre une précision de la reconstruction de l'ordre de celle du système de positionnement. Elle ne peut donc plus à ce stade être vraiment améliorée, et est considérée comme très bonne pour le traitement sismique.

Chapitre 3

Traitement des données sismiques

Le traitement des données comprend typiquement 4 phases (voir figure 3.1). Après une phase de pré-traitement qui consiste à nettoyer les données pour améliorer les images finales, il convient de déterminer le modèle de vitesse de propagation des ondes utilisées pour l'imagerie. Deux approches ont été successivement testées et une seule a été utilisée, l'analyse de vitesse par migration. Une fois le modèle de vitesse déterminé, les données sont migrées pour obtenir l'image du sous-sol. Si la migration des données en 2D est une pratique courante, le traitement en 3D possède des spécificités supplémentaires. Ces spécificités sont présentées dans la section 3.3 de ce chapitre.

Données sismiques utilisées

Outre les données de position et les enregistrements auxiliaires mentionnés dans le précédent chapitre, l'essentiel des données concerne les enregistrements sismiques.

3.1 Pré-traitements

Une phase de prétraitements a été appliquée aux données, incluant des prétraitements standards et d'autres moins conventionnels :

Filtrages et édition des données (anti-spikes¹, détection des bruits de bateau). Un filtre passe-haut a été appliqué pour éliminer les bruits de houle et de câble et un filtre anti-spike a été utilisé (voir figure 3.2). Aucune déconvolution n'a été appliquée, la source ayant un signal suffisamment propre. Au cours de la campagne, des navires ont croisé la fûlte à plus d'une centaine de reprises. Les traces comportant des bruits de bateau supérieurs à -30 dB ont donc été éliminées.

Antimultiple de type FK pour les multiples du fond de l'eau et des couches superficielles. Une vitesse légèrement supérieure à la vitesse apparente des multiples est pointée dans le domaine temps/offset (panneaux CDP), puis une correction NMO² correspondant à

¹un *spike* est un pic dans une trace, correspondant très souvent à une erreur lors de l'enregistrement, et qui doit être supprimé pour ne pas nuire au traitement lors de la migration.

²NMO pour *Normal MoveOut* ou correction de courbure d'indicatrice : processus qui consiste à étirer une trace enregistrée à un certain offset de manière à obtenir la trace qui aurait été enregistrée à offset nul, grâce à la relation $T_0(t) = T_h \left(\sqrt{t^2 + \frac{h^2}{c(t)^2}} \right)$ (\bar{c} est supposé connue).

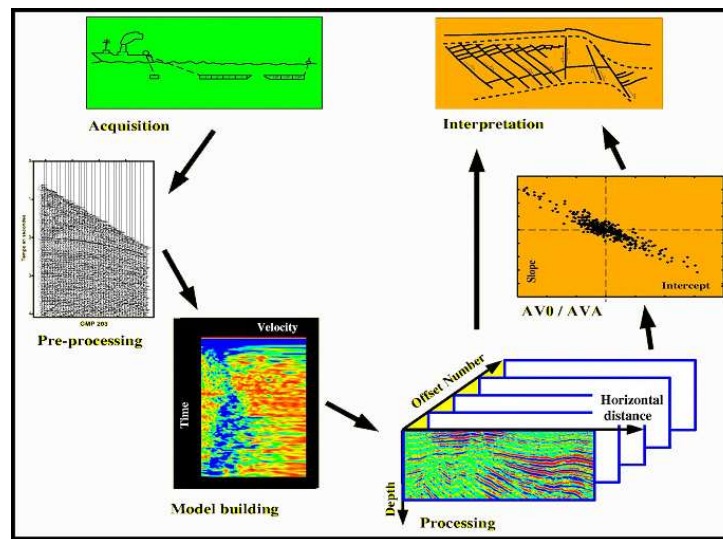


FIG. 3.1 – Les différentes étapes du traitement en imagerie sismique (in Chauris, 2000).

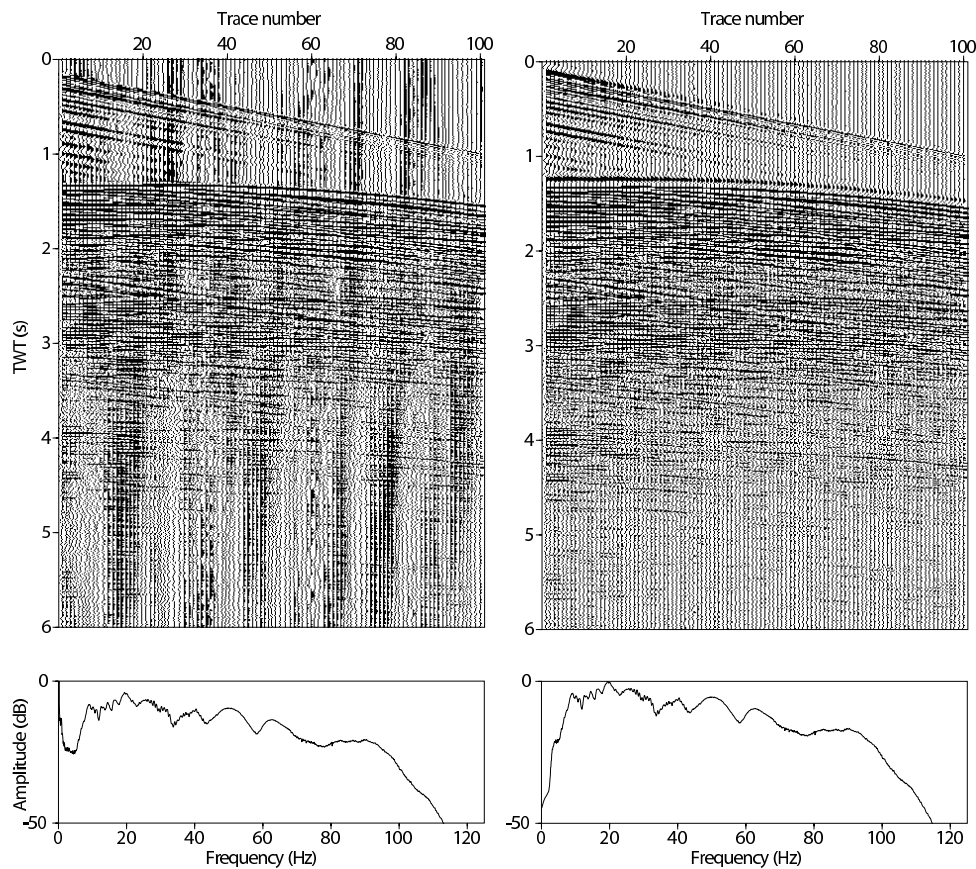


FIG. 3.2 – Exemple de bruit de houle enregistré sur un point de tir avec son spectre de fréquences (gauche, gain 23 dB). La fréquence la plus forte est aux alentours de 0,5 Hz, et correspond à ce bruit qui est donc facile à éliminer avec un filtre passe-haut (données filtrées à droite, même gain).

cette vitesse est appliquée. Un filtrage de type FK supprime les événements subhorizontaux, correspondant en principe aux multiples (leur vitesse est surestimée, ils sont donc trop corrigés et ont une vitesse négative après NMO). Après ce filtrage, une correction NMO inverse est effectuée. En pratique, l'amplitude des traces est normalisée avant la transformée de Fourier 2D, puis est restaurée après filtrage de manière à préserver leur amplitude.

Ce type d'atténuation du multiple est rudimentaire et efficace, mais ne fonctionne pas bien aux faibles offsets, car la courbure des réflecteurs des multiples est très voisine de celle des primaires dans les panneaux CDP et l'efficacité du filtre doit par conséquent être réduite. De plus, ce type d'atténuation du multiple peut être inefficace contre les multiples internes pour la même raison. Mais du fait de la non régularité parfaite de la géométrie d'acquisition, les méthodes de type corrélation Verschuur and Prein (e.g. 1999), difficiles à mettre en oeuvre, n'obtiennent pas de résultats satisfaisants, et la suppression du multiple du fond de l'eau par soustraction d'un champ d'ondes calculé par différences finies ne permet pas de supprimer le multiple du BSR, très énergétique lui aussi.

Les traces à faibles offsets (moins de 1000 m) sont donc "mutées"³ au-dessus du multiple pour supprimer ce dernier des images finales.

Décalage des traces pour tenir compte du délai entre le début des enregistrements et l'explosion effective de la source. En effet, du fait du temps de réponse des électrovannes des canons à air, la source n'explose pas tout à fait au temps zéro des traces, mais quelques millisecondes plus tard (en moyenne 30 ms durant la campagne). Ce décalage est retrouvé grâce aux enregistrements auxiliaires dans les données. Les traces sont donc décalées pour que le temps 0 corresponde effectivement à l'explosion de la source (voir figure 3.3). En pratique, il est pointé automatiquement dans les données et appliqué comme une correction statique pour chaque point de tir. La correction est faite par déphasage dans le domaine fréquentiel, le décalage étant rarement un multiple exact du pas d'échantillonnage.

Habillage des traces avec la géométrie déterminée précédemment L'habillage consiste à attribuer à chaque trace les paramètres d'acquisition et d'enregistrement qui lui sont propres. Les positions de la source et du récepteur (voir chapitre 2, page 56 et suivantes) sont les principaux paramètres de géométrie attribués à chaque trace au cours de cette étape.

Correction des amplitudes (pour traitement profond) Du fait de l'hétérogénéité de certaines couches du sous-sol à certains endroits, les données comportent des bruits organisés, qui n'ont pu être atténués suffisamment. L'origine de ces bruits est inconnue, mais consiste probablement à des multiples. Si leur amplitude est faible en surface, elle est en revanche très supérieure aux amplitudes des réflecteurs en profondeur. Il est donc nécessaire de procéder à une égalisation d'amplitude entre les traces de manière à améliorer l'image migrée finale en profondeur. Cette étape ne préserve évidemment pas les amplitudes des ondes, elle n'a donc été réalisée que pour les données utilisées dans les migrations en 2D destinées à l'imagerie de la structure du prisme. En pratique, l'égalisation a consisté à diviser les traces sismiques par leur propre enveloppe lissée temporellement. Le principal effet bénéfique est d'atténuer les bruits haute fréquence (multiples internes proches de la surface), et n'altère pas beaucoup les amplitudes des basses fréquences. Cette opération est beaucoup plus efficace qu'un gain fonction du temps

³provient de l'anglais *to mute* (rendre silencieux). Ce terme est employé en sismique pour désigner la mise à zéro des amplitudes des traces sur toute ou partie de celles-ci.

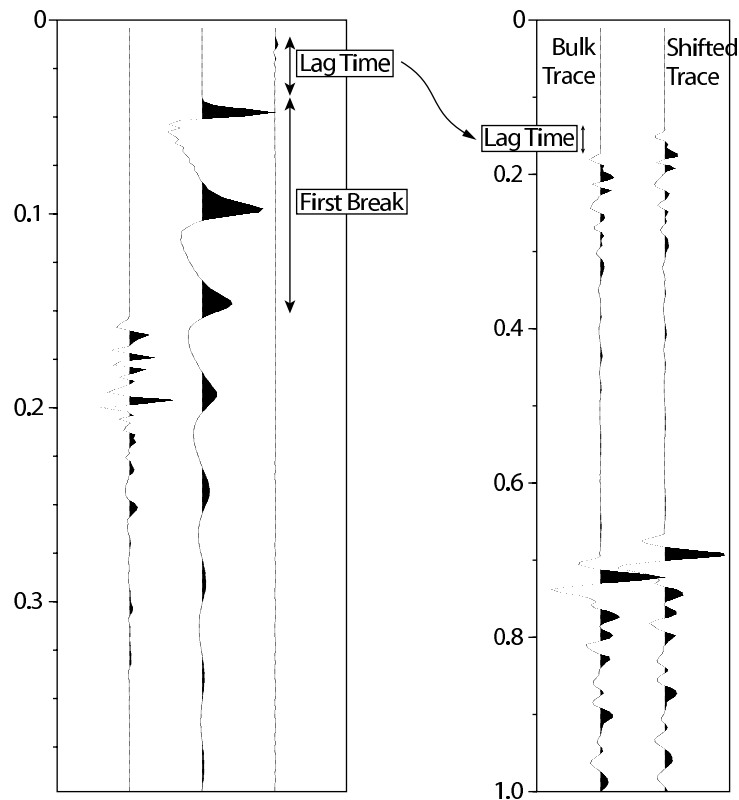


FIG. 3.3 – Enregistrement des traces auxiliaires pour un point de tir (gauche). La première trace correspond à l’enregistrement d’un hydrophone situé sur la flûte juste avant la première section active, la seconde à l’enregistrement du troisième canon du dispositif source et la troisième au signal électrique qui commande le début de l’enregistrement des traces sismiques et l’explosion de la source. Il existe donc un décalage entre le début de la trace sismique et l’explosion réelle de la source. Ce décalage, appelé *lag time*, est donc appliqué aux données sismiques (droite), par décalage de la phase dans le domaine fréquentiel. La différence de temps entre le *first break* de l’hydrophone de la trace 1 et l’explosion de la source de la trace 2 est utilisée pour contrôler la longueur du lead-in, puisque ce temps donne directement la distance entre le centre de la source et le premier hydrophone (voir section 2.3.1).

et beaucoup plus fine qu'un AGC⁴. On peut voir le résultat de ce gain sur les données dans la figure 3.4.

3.2 Analyse de vitesse

Le problème de la vitesse de propagation des ondes est crucial pour l'imagerie. Une trop grande incertitude sur celle-ci entraîne une mauvaise focalisation des images, voire pas de focalisation, ainsi qu'une mauvaise position des réflecteurs après migration.

Il existe deux grands types de méthodes de détermination de la vitesse de propagation des ondes dans le sous-sol. Le premier est basé sur l'inversion de temps de trajets des ondes, communément appelée tomographie. Le deuxième fait appel à la migration et vérifie la correction du modèle de vitesse en analysant le résultat de la migration⁵.

Ces deux approches ont été utilisées en 2D pour déterminer la vitesse des ondes dans le sous-sol, l'une basée sur une méthode tomographique et l'autre sur une analyse de vitesse par migration. La première a donné des résultats très mitigés et n'a pas permis de trouver de modèle de vitesse suffisamment profond pour être exploitable par la migration. La deuxième a donné des résultats plus probants et moins limités en profondeur, même si la couverture angulaire est insuffisante au-delà de 5 km de profondeur pour considérer le modèle ainsi obtenu au-delà de cette profondeur comme sûr.

3.2.1 Stéréotomographie

Principe Cette méthode est décrite par Billette and Lambaré (1998). Le principe général de cette méthode repose sur l'inversion de temps de trajet des ondes sismiques. L'originalité de cette approche par rapport à d'autres méthodes tomographiques tient à l'utilisation de la notion d'événement localement cohérent, c'est à dire d'un événement visible sur quelques traces seulement dans un groupe de traces et dont on peut mesurer plusieurs caractéristiques : temps, pentes à la source et au récepteur et positions source, récepteur et facette (voir figure 3.5). Cette approche a deux avantages : elle ne nécessite aucune interprétation préalable et aucun pointé continu dans les données, et le pointé peut être réalisé automatiquement par un algorithme automatique.

Les caractéristiques des pointés, ainsi que le modèle de vitesse, sont ensuite inversées au sens des moindres carrés par une méthode de type gradient conjugué (décrit par exemple par Tarantola, 1985) implémentée par Paige and Saunders (1982).

Pointés Les données utilisées sont issues du pointé automatique dans les données sismiques. Chaque pointé a plusieurs caractéristiques : position, temps et angles d'incidence à la source et au récepteur sont utilisés dans l'inversion. D'autres caractéristiques peuvent être associées de ces pointés, comme la valeur de la semblance des événements pointés dans les panneaux source et récepteur communs, ou la vitesse théorique d'un milieu homogène associée au pointé (vitesse du milieu équivalent).

Pour effectuer le pointé automatique, les données sismiques ont été mutées avant le premier multiple de la surface libre. En effet, le jeu de pointés ne doit contenir aucun pointé de multiple,

⁴AGC (Automatic Gain Control) : la valeur de chaque échantillon est divisée par la moyenne des valeurs sur une fenêtre donnée.

⁵L'analyse de vitesse de stack classique est en fait un cas particulier de cette méthode dans le domaine temporel avec deux approximations : modèle de vitesse 1D, trajet des ondes rectilignes, ce qui permet d'éviter la migration, une solution analytique directe du résultat pouvant être calculée.

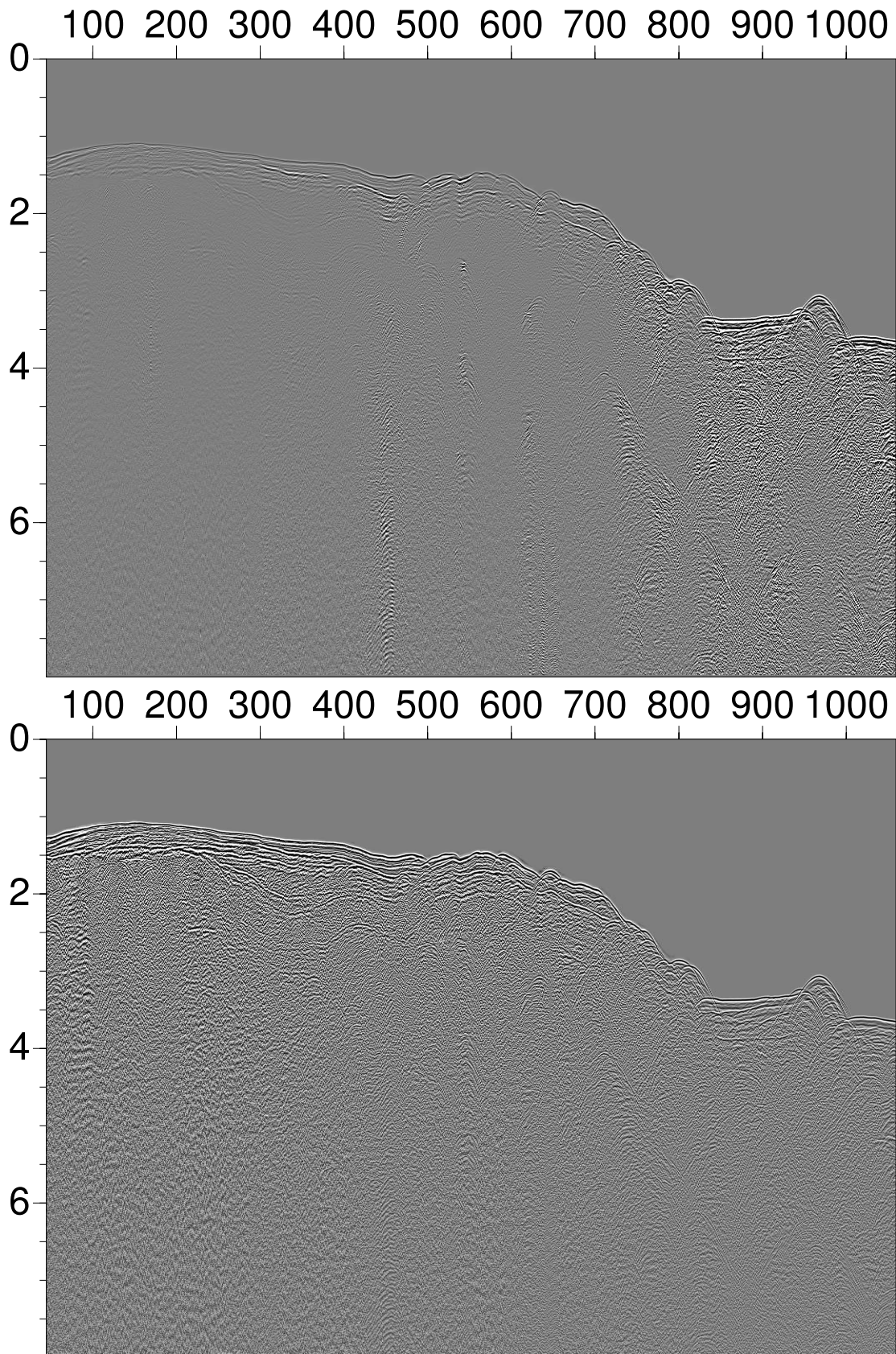


FIG. 3.4 – En haut : une section monotrace, montrant plusieurs zones contenant des *peg-legs*. En bas : après égalisation d'amplitude, les *peg-legs* ont été atténués en profondeur, et ne dégraderont pas l'image migrée. Echelle horizontale : point de tir. Echelle verticale : temps double en secondes.

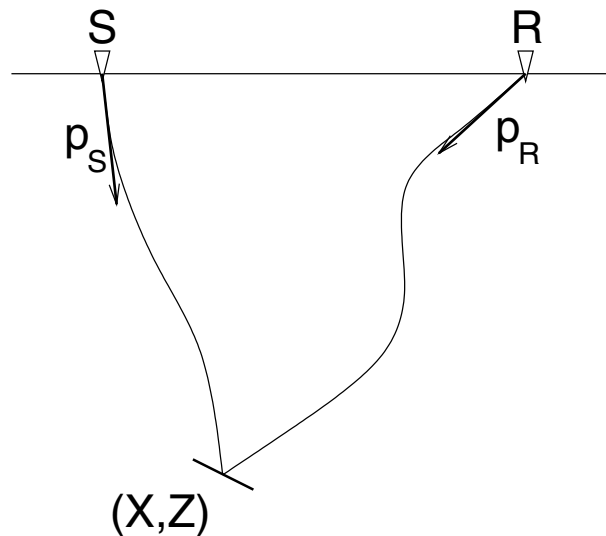


FIG. 3.5 – Caractéristiques d'un événement localement cohérent (d'après Billette and Lambaré, 1998). Chaque pointé a plusieurs caractéristiques : positions source et récepteur, position de la facette (lieu où se produit la réflexion), pentes d'incidence du rai issu de la source et enregistré au récepteur et temps sur la trace sismique. Ces caractéristiques décrivent de manière unique une réflexion sur une facette.

ceux-ci n'étant pas pris en compte dans l'inversion. Comme les algorithmes de soustraction de multiples utilisés dans le pré-traitement ne sont pas totalement propres (ils laissent des artefacts mineurs mais cohérents dans les données), l'utilisation d'un pointeur automatique a nécessité la mise pur et simple des données sous le multiple. Le modèle de vitesse obtenu est donc restreint à la zone située au-dessus du multiple.

Résultats L'algorithme a été utilisé avec deux jeux de pointés provenant de profils différents. Les pointés ont été vérifiés manuellement, pour éliminer les données manifestement aberrantes. Plusieurs essais d'inversion ont été effectués avec différentes gammes de pointés sélectionnés selon plusieurs critères : semblance des pointés, gammes d'offsets, vitesse équivalente. Peu de différences ont été notées entre les résultats de l'inversion pour les différentes gammes de semblance, ce qui signifie que les éventuels artefacts se situent dans la même gamme d'énergie que les réflexions primaires.

Pour des pas de grille de modèle de vitesse très grands (2 km), à partir d'un modèle de vitesse initial constant à 1485 m/s (figure 3.6), l'inversion converge vers un modèle de vitesse assez stable (figure 3.7). Par contre, lorsque le pas de grille est diminué, l'inversion ne converge plus et la solution est instable (exemple figure 3.8). La source de cette instabilité n'a pas pu être déterminée avec certitude, plusieurs causes pouvant en être à l'origine. La solution est d'autant plus instable que la gamme d'offset utilisée est étroite, mais elle subsiste fortement en utilisant la totalité des offsets. La vitesse équivalente des pointés a ensuite été utilisée pour tenter de discriminer des pointés aberrants. Les pointés en dehors d'une gamme de vitesse définie pour chaque profondeur ont été supprimés, afin de tenter de supprimer les diffractés hors-plan. La première des causes potentielles d'instabilité est en effet la présence d'événements hors-plan

dans les pointés, très probable en raison de la présence de nombreux points diffractants potentiels correspondants à la surface complexe du fond de l'eau. La sélection des pointés en fonction de leur vitesse équivalente permet théoriquement de filtrer ces réflexions hors-plan ainsi que des multiples. Cette sélection n'a malheureusement pas amélioré la stabilité du modèle obtenu après inversions.

Une deuxième cause possible d'instabilité est la présence de multiples internes, dont certains ont été détectés dans les panneaux iso- X^6 au cours de la migration, et qui sont favorisés par la présence du BSR, qui a une forte réflectivité, ou de surfaces d'érosion. Ces multiples internes ne sont pas bien filtrés lors de la sélection des pointés selon leur vitesse, car la gamme de vitesses retenues a du être laissée suffisamment large pour ne pas éliminer de réflexions primaires. Ces multiples internes n'ont pas pu être éliminés des données, mais sont atténués dans les images migrées finales du fait de leur courbure dans les panneaux iso- X .

Dans les deux cas, l'inversion est faite avec des données contradictoires qui n'ont pas pu être isolées de manière satisfaisante, et qui sont probablement à l'origine de l'oscillation des modèles de sortie de l'inversion (la discrimination entre les pointés d'événements primaires et les pointés de multiples ou de réflexions hors plan est un problème qui dépasse le cadre de ce travail).

3.2.2 Analyse de vitesse par migration

La stéréotomographie n'ayant pas donné de résultats suffisants pour permettre la migration sous le multiple, une deuxième approche a été explorée. Une procédure d'analyse de vitesse par migration, similaire à une analyse de vitesse de stack, a été développée pour retrouver le modèle de vitesse des ondes P.

Principe Ce type d'analyse de vitesse utilise la migration des données pour contrôler et retrouver le modèle de vitesse. Il s'agit ici aussi d'un processus itératif, puisque le résultat de la migration sert à estimer un nouveau modèle de vitesse, qui sert à une nouvelle migration, et ainsi de suite jusqu'à obtention d'un résultat correct. Deux grands types d'analyses ont été développées (résumées succinctement par Hildebrand and MacKay, 1992), que l'on peut schématiquement baser selon Hildebrand and MacKay sur le résidu du temps de trajet d'une image migrée avec un modèle de vitesse incorrect par rapport à l'image théorique et décrit par de Vries and Berkhout (1984) pour les faibles offsets :

$$\delta\tau(h) = \left(\frac{z_r}{\bar{c}} - \frac{z_i}{c'} \right) + \frac{h^2}{2} \left(\frac{1}{\bar{c}z_r} - \frac{1}{c'z_i} \right), \quad (3.1)$$

avec h l'offset, z_r la profondeur réelle du réflecteur z_i sa profondeur sur l'image migrée et \bar{c} et c' respectivement vitesse RMS réelle des ondes et vitesse RMS de migration (note : la vitesse RMS est donnée ici par la relation $\bar{c}(Z) = \frac{1}{Z} \sqrt{\int_0^Z c^2(z) dz}$).

La première approche, l'analyse de focalisation (e.g. Doherty and Clearbout, 1974; Yilmaz and Chambers, 1984; Thorbecke, 1997; Hegge, 2000), correspond à se placer dans le cas où l'offset est nul (dans ce cas, le deuxième terme de l'équation 3.1 s'annule) et à retrouver les paramètres c et z_r en fonction de c' et z_i .

La seconde approche, l'analyse de la courbure résiduelle du front d'onde, suppose que pour une onde à incidence normale, on peut exprimer la profondeur du réflecteur migré avec une vitesse c' grâce à l'égalité des temps de trajet $\frac{z_r}{\bar{c}} = \frac{z_i}{c'}$. Cette dernière relation correspond

⁶iso- X ou *Common Image Gather* (CIG) : Panneau regroupant, pour une position donnée, l'image migrée à ce point pour tous les offsets ou tous les angles de réflexion. Chaque trace d'un iso- x représente le même endroit, imagé à un offset ou un angle particulier. Pour simplifier, c'est l'équivalent d'un CDP en 1D.

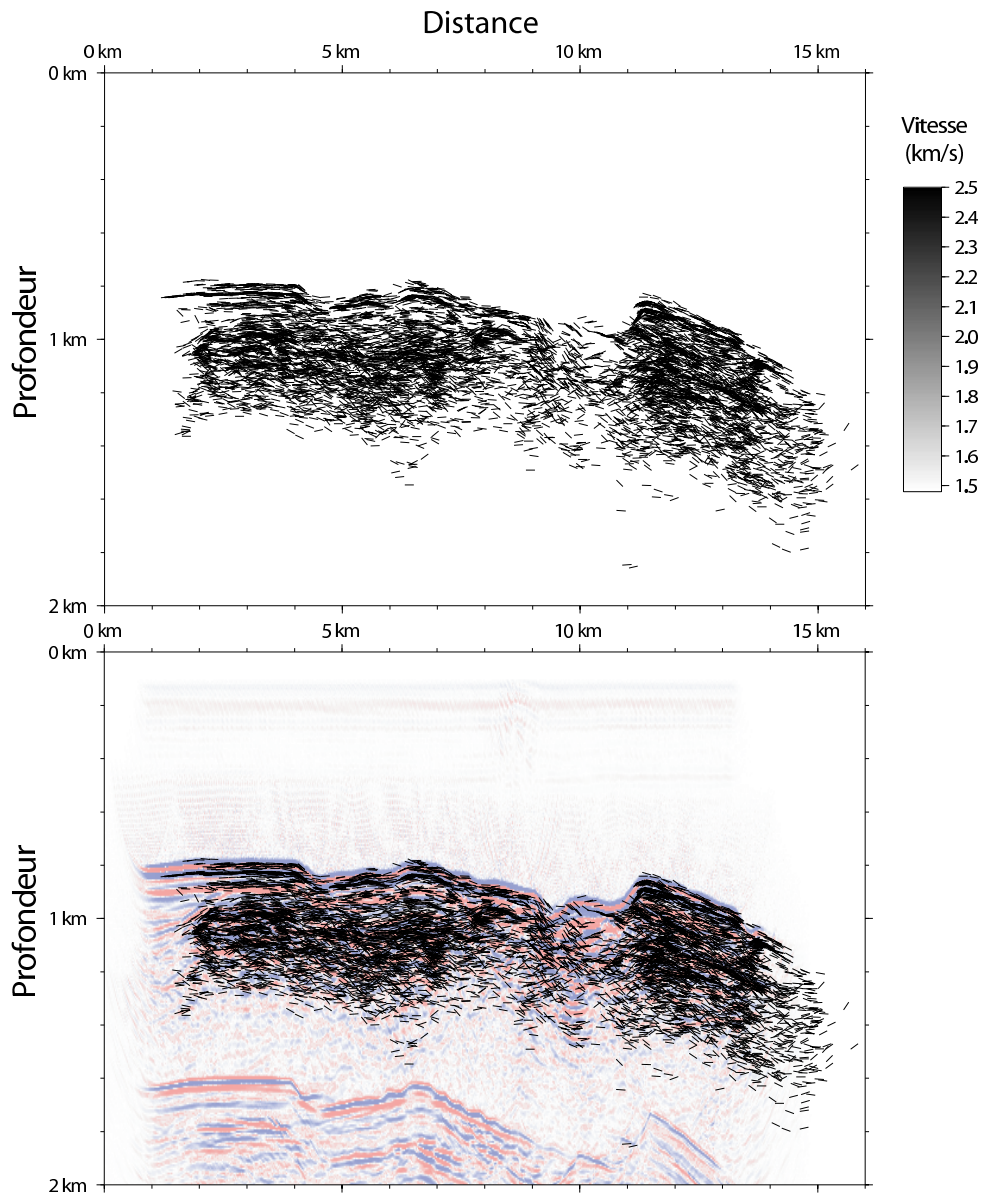


FIG. 3.6 – Modèle de départ de l'inversion du modèle de vitesse par stéréotomographie, dans lequel la vitesse est constante et égale à 1485 m/s. En haut : Modèle de vitesse et pointés superposés après relocalisation. En bas : les mêmes pointés superposés au profil migré à vitesse constante (1485 m/s).

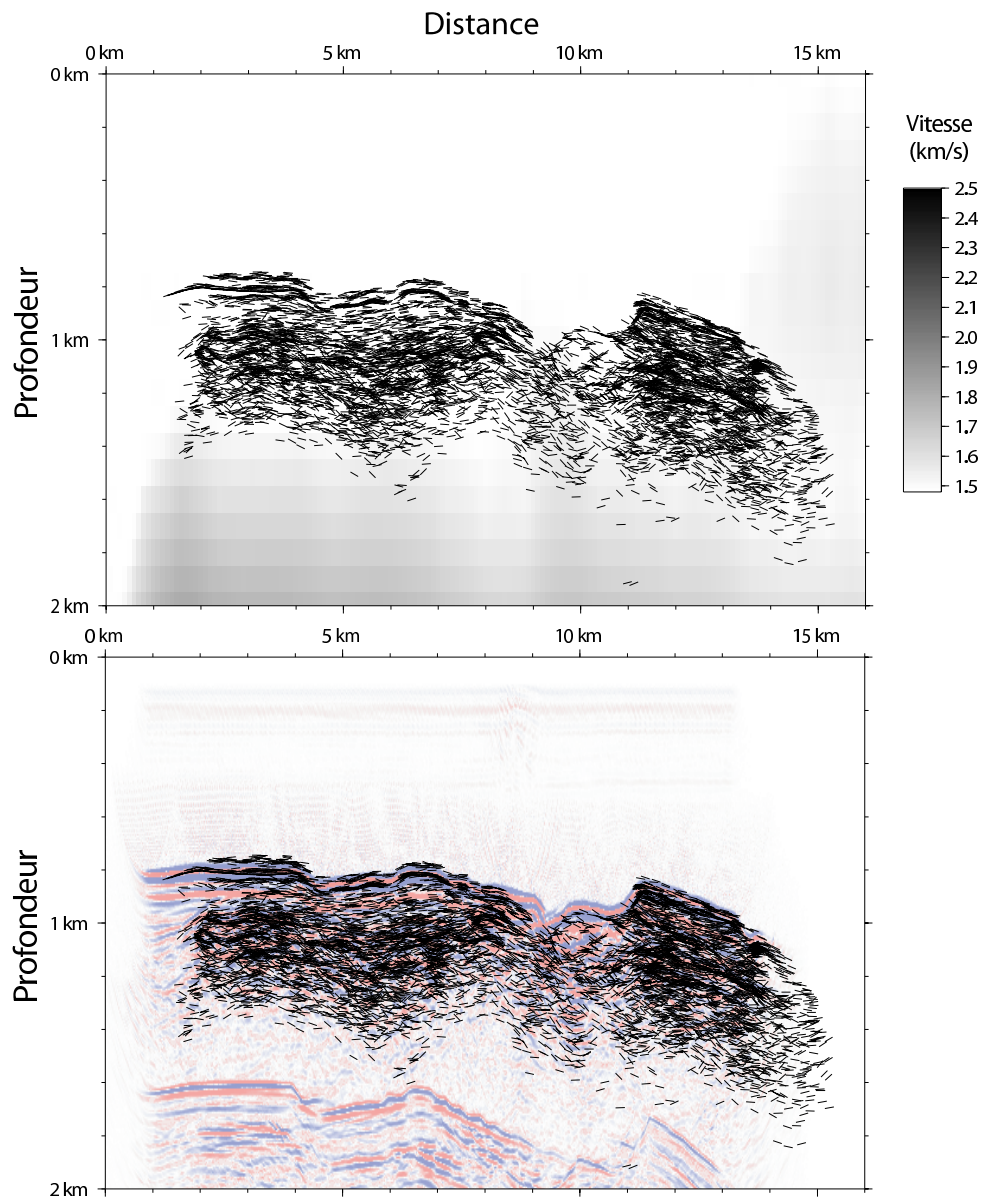


FIG. 3.7 – (suite de la figure 3.6) Modèle et pointés inversés après 23 itérations pour un pas de grille de $2 \text{ km} \times 1 \text{ km}$ en profondeur. Le modèle de vitesse est un gradient simple, et ne présente pas d'anomalies.

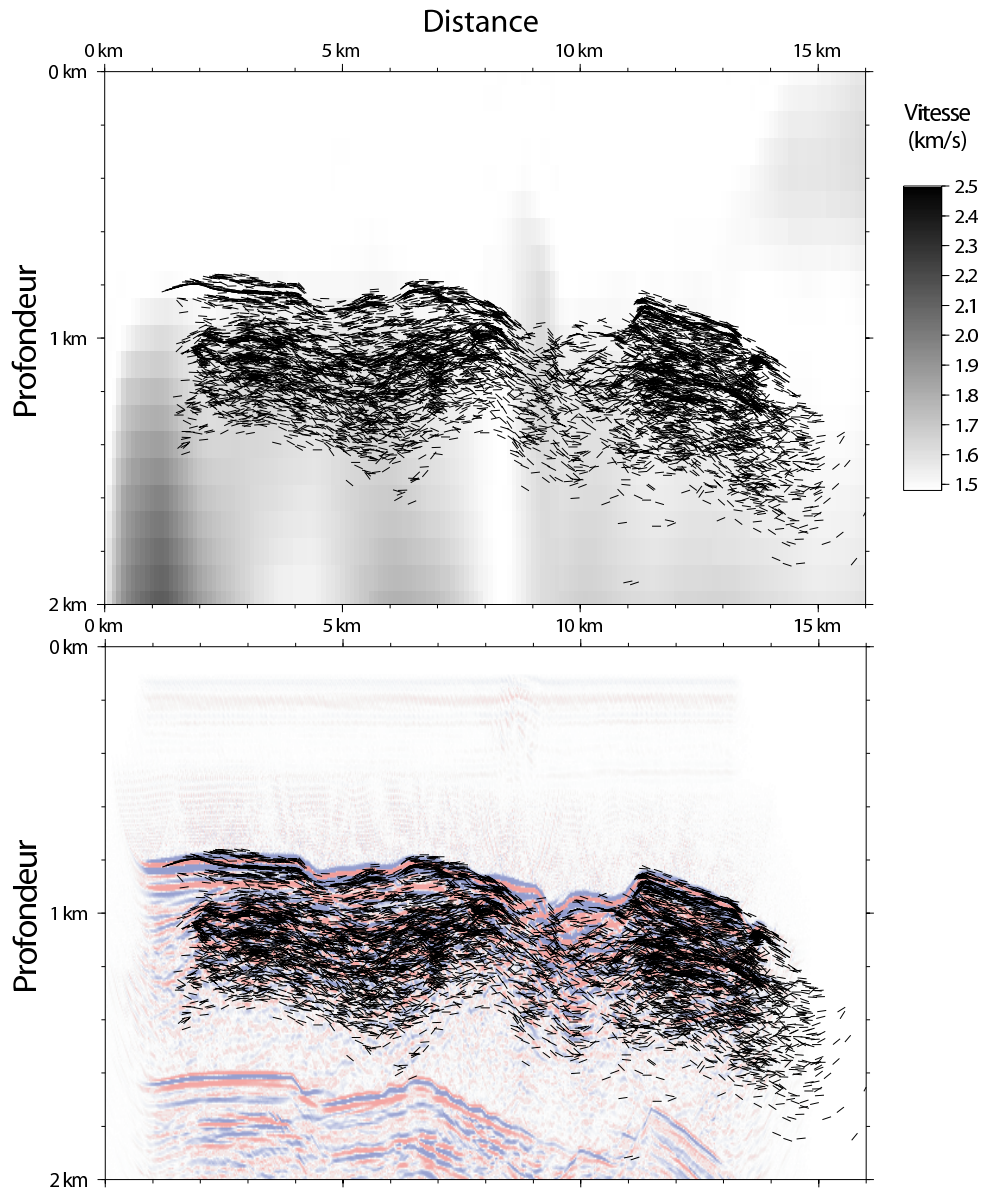


FIG. 3.8 – (suite de la figure 3.7) Modèle et pointés inversés après 37 itérations pour un pas de grille de $1 \text{ km} \times 500 \text{ m}$ en profondeur. Certaines zones sous la surface ont une vitesse très faible (inférieure à 1500 m/s), probablement fausse. Les erreurs proviennent probablement de pointés aberrants dans les données et difficiles à discriminer.

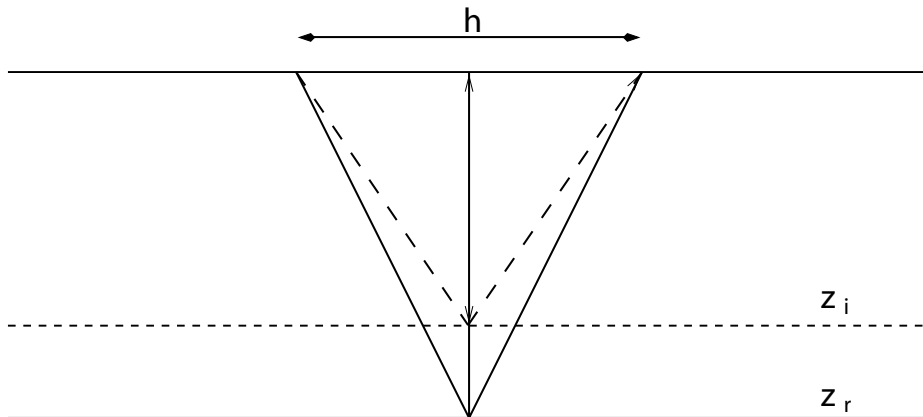


FIG. 3.9 – Illustration de la géométrie utilisée pour les calculs dans l’analyse de vitesse (d’après Al-Yahya, 1989). Les figurés en pointillés représentent la géométrie d’un modèle faux (modèle de départ), les traits pleins le modèle vrai. On constate que l’on a bien, en exprimant le temps de trajet de l’onde réfléchie et enregistrée à offset nul, la relation $\frac{z_r}{\bar{c}} = \frac{z_i}{c'}$, qui est la base de cette méthode d’analyse.

à l’ambiguïté profondeur-vitesse lorsque l’on a une couverture unique, puisqu’on a une seule équation pour deux inconnues (z_r et \bar{c}). Le premier terme de l’équation 3.1 s’annule donc et on a une dépendance directe du résidu du temps de trajet en fonction de l’offset :

$$\delta\tau(h) = \frac{h^2}{2} \left(\frac{1}{\bar{c}z_r} - \frac{1}{c'z_i} \right). \quad (3.2)$$

C’est l’approche décrite par Al-Yahya (1989), par la suite améliorée par Lee and Zhang (1992) pour prendre en compte les pendages optimaux et élargie aux cas hétérogènes par Lafond and Levander (1993) en utilisant l’approximation paraxiale de la théorie des rais. Al-Yahya montre que si le modèle de vitesse utilisé pour la migration est proche du modèle réel, alors on retrouve la vitesse RMS \bar{c} grâce à la relation $\bar{c} = \gamma c'$, avec gamma dans la relation :

$$z_r = \sqrt{\gamma^2 z_i^2 + \frac{1}{4} (\gamma^2 - 1) h^2}. \quad (3.3)$$

On peut noter que cette relation est similaire à l’équation 3.2. En particulier, elle est toujours valable en 1D (voir géométrie figure 3.9), et est valable en 3D si le modèle est suffisamment proche de la réalité (voir figure 4 in Al-Yahya, 1989). Cette relation est similaire à l’analyse de vitesse de stack (Taner and Koehler, 1969) car le NMO qui précède le stack est en fait assimilable à une migration en milieu 1D dans le domaine temps, à la différence importante près que les événements imagés sur les panneaux iso-X sont correctement placés horizontalement grâce à la migration, ce que ne fait pas le NMO. Le γ peut être retrouvé par une analyse de semblance sur les iso-X. Cette valeur permet de retrouver la vitesse d’intervalle en utilisant une formule similaire à la formule de Dix (Dix, 1955). Du fait de la nécessité du calcul de γ , cette méthode ne peut être appliquée qu’avant sommation.

Cette deuxième approche a été utilisée pour retrouver le modèle de vitesse de migration. Le modèle de vitesse de départ étant inconnu, il est cependant nécessaire de rester dans les conditions de proximité au modèle vrai, c’est pourquoi l’analyse de vitesse est implémentée de

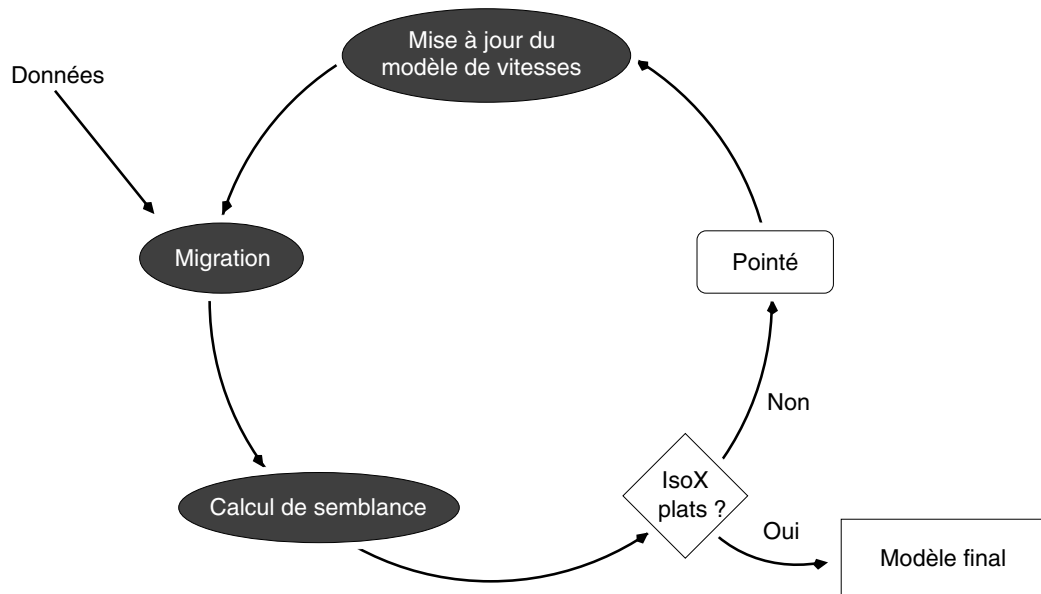


FIG. 3.10 – Processus d’analyse de vitesse par migration. À chaque itération, les données sont migrées et les iso-X examinés. Si les réflecteurs sont plats, cela signifie que le modèle est correct du point de vue de l’imagerie, l’analyse est terminée. Sinon, un pointé est effectué dans les panneaux de semblance (exemple figure 3.11), et le modèle de vitesse corrigé (voir Al-Yahya, 1989). Les données sont alors à nouveau migrées et le processus recommence.

manière itérative, la vitesse de chaque tranche étant retrouvée couche après couche, du haut vers le bas (voir figure 3.10).

Cette approche, appelée *layer-stripping* et aussi utilisée dans l’analyse de focalisation, permet que le modèle soit toujours assez proche de la réalité aux profondeurs où s’effectue le pointé à une itération donnée. Le pointé de la semblance est fait manuellement à chaque itération, et le modèle est considéré comme correct lorsque les événements sur les panneaux iso-X sont plats (exemple figure 3.11). L’algorithme de migration ici utilisé est de type Kirchhoff 2,5D (algorithme de Nguyen et al., 2002) basé sur la construction de fronts d’ondes de Lambaré et al. (1996). À la différence de Al-Yahya, la migration est effectuée par classe d’offsets, puis les images migrées sont redistribuées en panneaux iso-X. L’avantage de cette méthode est l’élimination des queues d’hyperboles aux bords des panneaux iso-X, et la certitude que tous les événements, y compris les réflexions ne se produisant pas sous la flûte, sont pris en compte sans avoir à ajouter des traces raides sur les bords des panneaux (comme suggéré initialement par Al-Yahya).

Compte tenu de la géologie du lieu, une analyse de vitesse est faite tous les 250 m en X et Y, et le modèle obtenu est légèrement lissé (fenêtres glissantes de 250 m) pour permettre le tracé de rais. Un tel lissage du modèle de vitesse est explicitement suggéré par Versteeg (1993), qui note que pour un modèle “réaliste” très complexe (le jeu de données synthétiques du modèle Marmousi), une fenêtre de lissage de 200 m n’altère pas sensiblement la qualité de l’image migrée, et que même un modèle lissé avec une fenêtre de 600 m donne une image de qualité raisonnable. Le lissage utilisé pour cette analyse n’altère donc en principe pas sensiblement la qualité de l’image migrée.

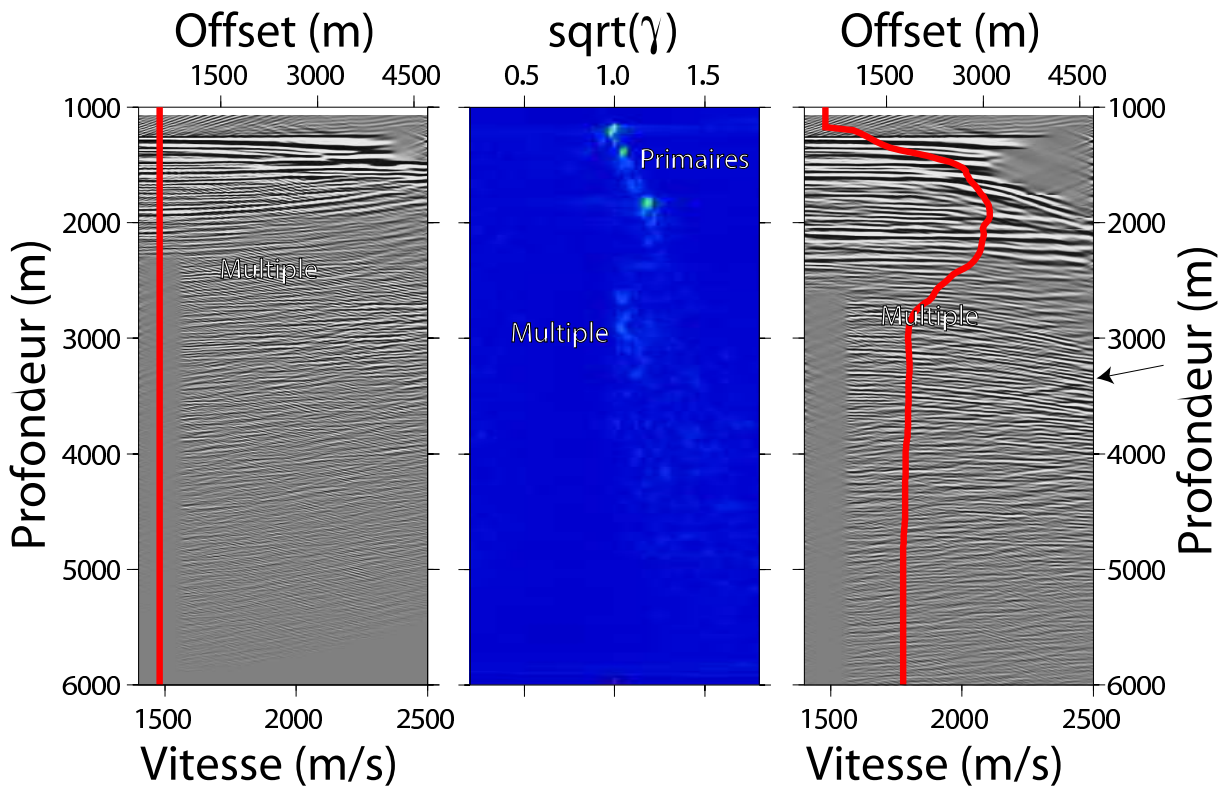


FIG. 3.11 – Exemples de panneaux lors d’une analyse de vitesse par migration en profondeur (ligne 005, iso-X 67, situé dans la pente). Le panneau de gauche représente un iso-X migré à vitesse constante (modèle de départ). Le profil de vitesse est indiqué sur l’iso-X par un trait rouge. Si le fond de l’eau est plat, indiquant une bonne vitesse d’intervalle pour l’eau, les réflecteurs sous-jacents sont courbés vers le haut, indiquant une vitesse sous-évaluée. L’analyse de vitesse donne un panneau de semblance (au centre) représentant la probabilité de présence d’un réflecteur pour une profondeur migrée et une valeur de γ donnée. Des restes du multiple sont également visibles dans les données et donc dans le panneau de semblance. On peut identifier dans cet exemple trois réflecteurs dans le panneau de semblance. Après avoir pointé ceux-ci, le modèle de vitesse est mis à jour, lissé, puis utilisé pour une nouvelle migration. Le panneau de droite représente le même iso-X migré avec le nouveau modèle de vitesse (en rouge). On constate que les réflecteurs pointés sont plats, ce qui indique que le modèle de vitesse utilisé est correct. Le processus sera répété jusqu’à aplatissement de tous les réflecteurs. Par exemple, un réflecteur (indiqué par une flèche) n’est toujours pas plat sur le panneau de droite, sous le multiple.

Résultats Le modèle de vitesse obtenu après 4 à 8 itérations par profil est assez lisse et est représenté dans les figures 3.12, 3.13 et 3.14.

Validité Les panneaux iso- X migrés avec le modèle final retenu sont présentés dans les figures 3.15, 3.16, 3.17 et 3.18. Les événements correspondant aux réflexions réelles sont suffisamment plats pour que le modèle de vitesse soit considéré comme acceptable. On peut noter la présence de restes de multiple mal atténués près de la surface, ce qui peut être une explication aux difficultés rencontrées avec la stéréotomographie, puisqu'il est possible que les pointés automatiques contiennent ces multiples internes.

Un profil recoupant la boîte 3D et passant au-dessus d'un forage (forage MTI, voir figure 2 et plus de détails chapitre 4) a également été traité de cette manière. Après 2 itérations, le modèle de vitesse obtenu a permis la migration du profil. La comparaison avec les données de forage disponibles (profondeur des principales discordances) permet de vérifier que le modèle obtenu est correct. Par exemple, le toit du Miocène, présent à 1916 m au forage, est imagé à une profondeur de 1968 m (± 35 m), sous une profondeur de sédiments d'environ 1000 m, ce qui est très raisonnable. De plus, les vitesses obtenues sur ce profil sont très voisines de celles obtenues sur les profils 3D recoupés.

3.2.3 Vitesses de propagation des ondes en profondeur

En profondeur, la fiabilité des méthodes classiques d'analyse de vitesse est mise en défaut par le manque de couverture angulaire des ondes réfléchies sur les interfaces, ce qui a pour conséquence de laisser indéterminée l'ambiguïté profondeur-vitesse : dans l'équation 3.3, le terme en h^2 devient faible par rapport au terme en z_i^2 , la discrimination du γ est donc plus difficile. L'analyse de vitesse donne un modèle fiable seulement jusqu'à une profondeur équivalente à l'offset maximal (Noble, Thierry, communications personnelles). Les vitesses utilisées pour une profondeur supérieure à 5 km ont donc été tirées des modèles de vitesse donnés par Nakanishi et al. (1998), obtenus par tomographie grâce à des données d'OBS de la même zone (M/V Shinyo-Maruo, 1992). Le modèle 2D initial lissé est présenté dans la figure 3.19. Un autre modèle obtenu par tomographie à partir de données OBS acquises en 2001 sur la zone a également été utilisées, pour comparaison (Dessa et Operto, 2002, communication personnelle). Ce dernier modèle est assez différent du modèle de Nakanishi et al. (1998), et en particulier ne montre pas de couche à faible vitesse au toit de la plaque plongeante, rapportée par plusieurs auteurs (e. g. Aoki et al., 1986; Oda et al., 1990; Nakanishi et al., 1998; Oda and Douzen, 2001; Kodaira et al., 2002) sous Shikoku, Kumano et Tokai. En pratique, l'utilisation de l'un ou l'autre modèle conduit à de faibles écarts, et la focalisation est bonne dans les deux cas compte-tenu de la faible couverture angulaire à grande profondeur, mais le modèle de Nakanishi et al. (1998) a été utilisé pour rester cohérent avec les premières images migrées.

3.3 Migration

La migration est l'étape centrale du traitement. Elle consiste à obtenir une image finale du sous-sol à partir des données enregistrées, qui reflète à la fois la structure du milieu (image cinématique) ainsi que ses caractéristiques physiques (image dynamique).

3.3.1 Migration 2D

Tous les profils ont été migrés en profondeur avant sommation avec le même algorithme que l'analyse de vitesse : algorithme de type rai+Kirchhoff 2,5D, avec en plus un filtre anti-aliasing

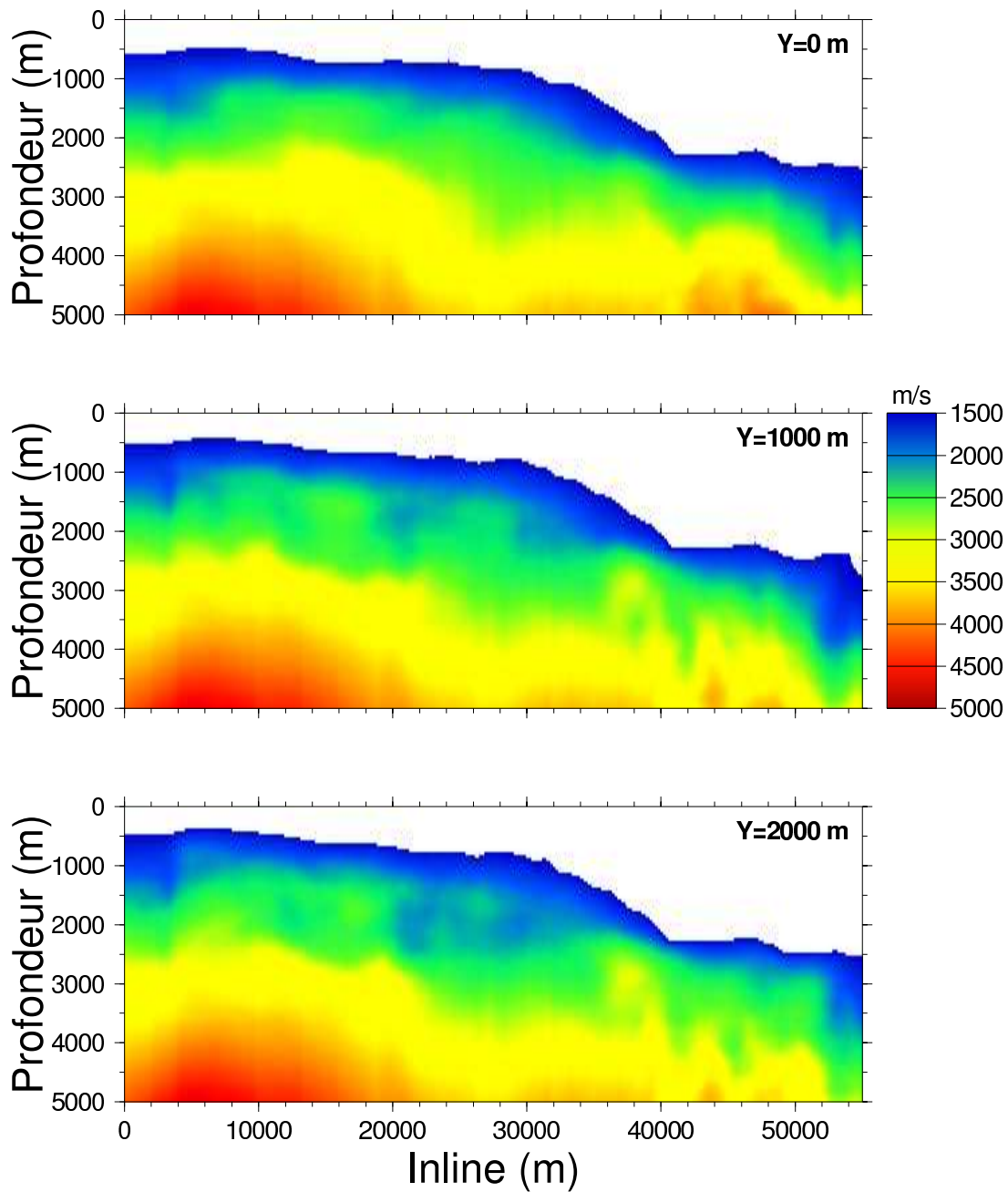


FIG. 3.12 – Coupes à Y constant du modèle de vitesse obtenu par analyse de vitesse de migrations d'après la méthodologie décrite par Al-Yahya (1989) (échelle de vitesse au milieu à droite). La coordonnée Y est indiquée en haut à droite des modèles.

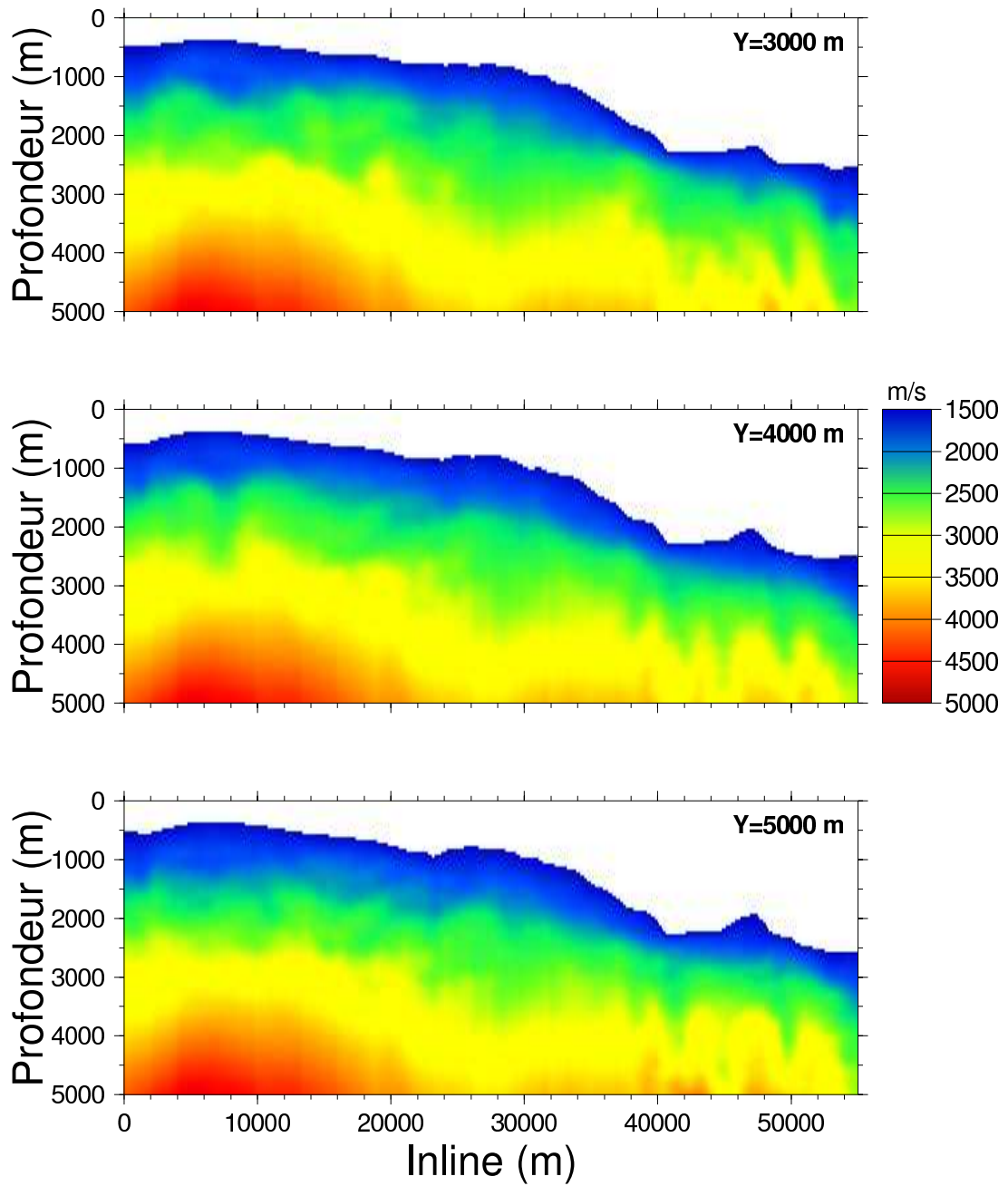


FIG. 3.13 – Suite de la figure 3.12.

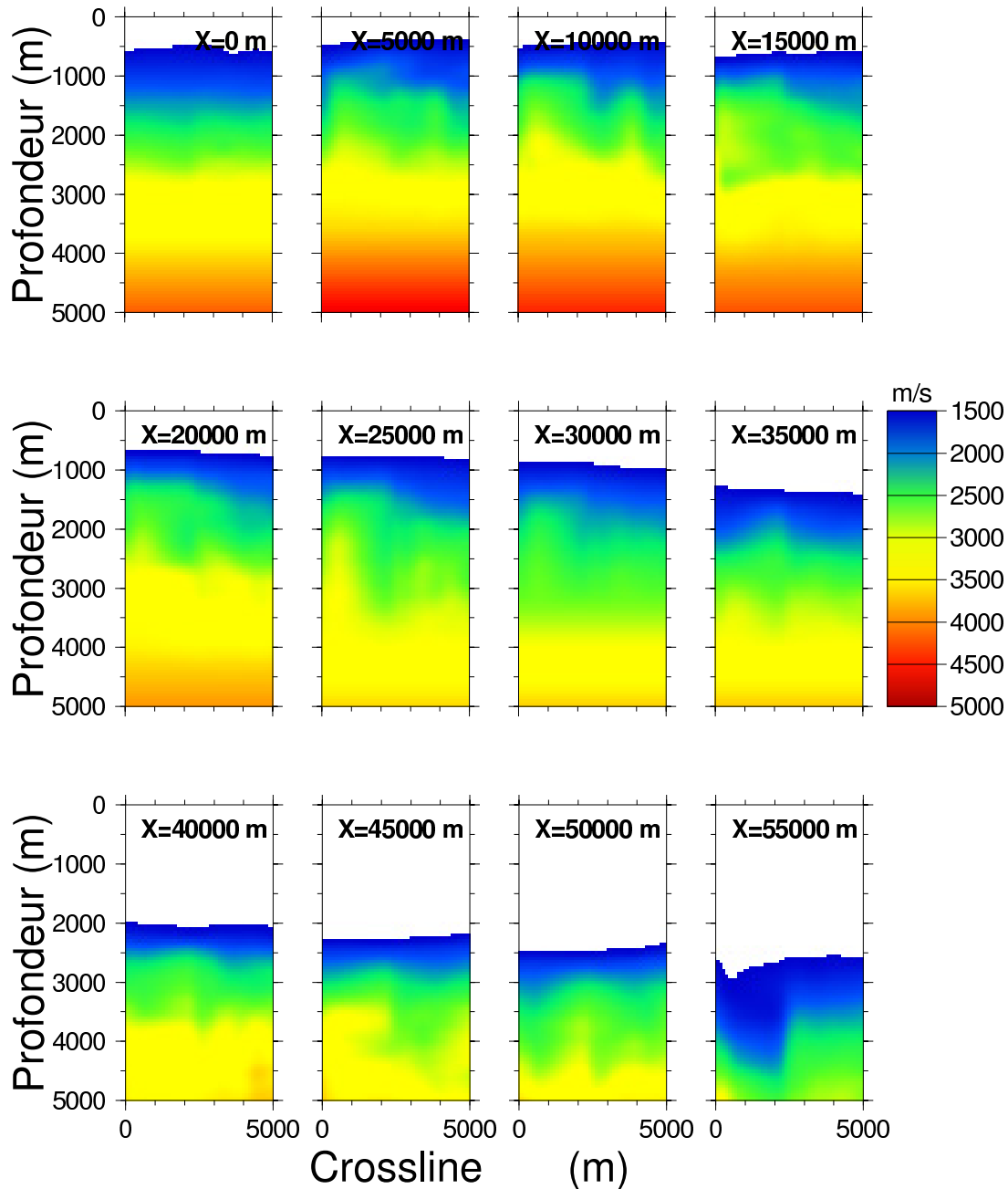


FIG. 3.14 – Coupes à X constant du modèle de vitesse obtenu par analyse de vitesse de migrations (échelle de vitesse au milieu à droite). La coordonnée X est indiquée en haut des modèles. Il faut noter que les panneaux extrêmes (X=0 et X=55000 m) sont très peu fiables, les images migrées ne contenant aucune information à l'extrémité des profils.

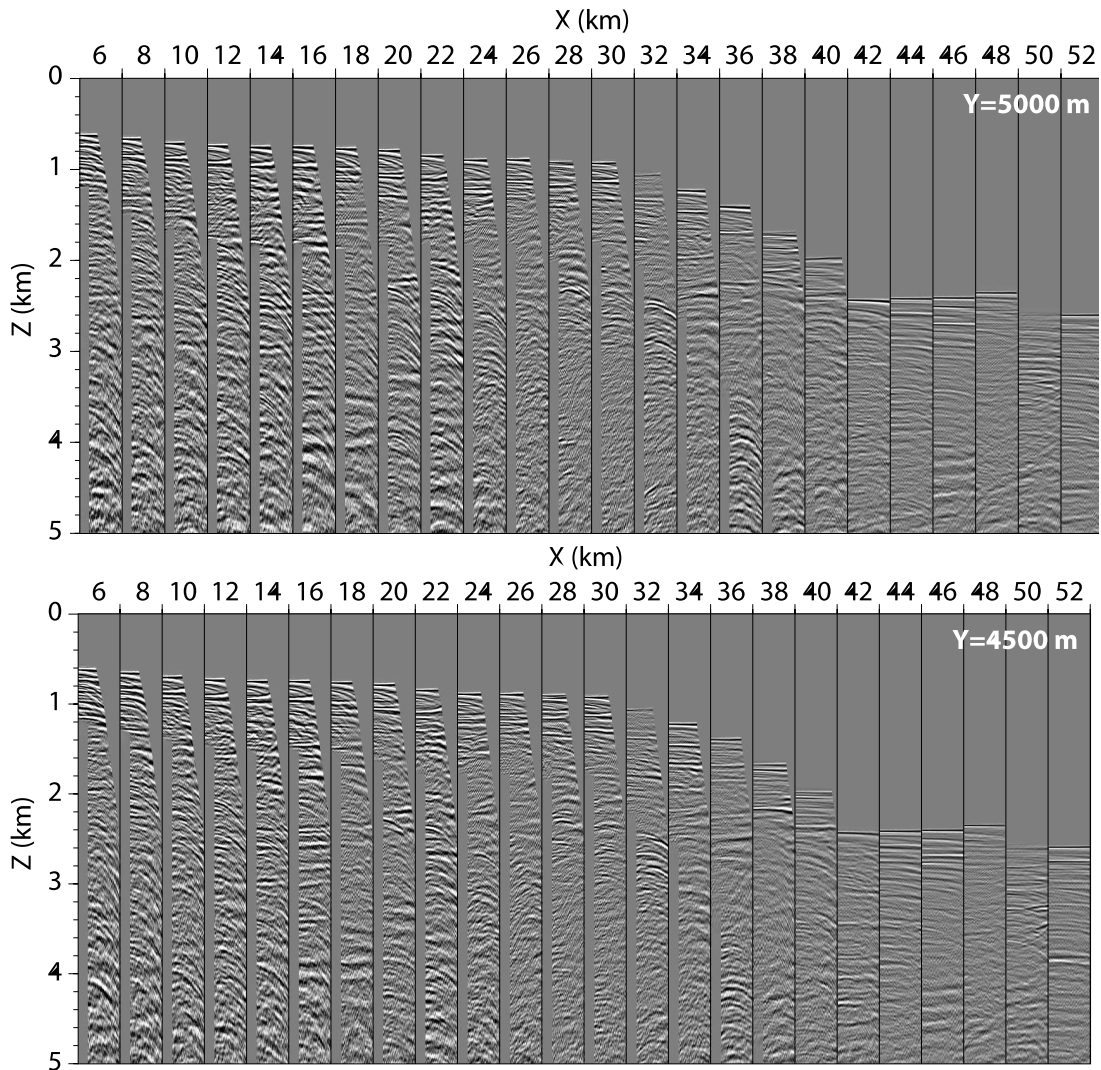


FIG. 3.15 – Collection point milieu commun dans le domaine migré (iso-X), issus de la migration avec le modèle de vitesse final lissé. Les traces de chaque panneau correspondent à un même point milieu en X et Y (indiqué en haut à droite de chaque collection). Les différentes traces correspondent aux différents offsets migrés (représentés ici de 200 à 4000 m). Si la plupart des événements sont plats, on peut distinguer des restes de multiples mal atténués qui ne sont, eux, pas plats.

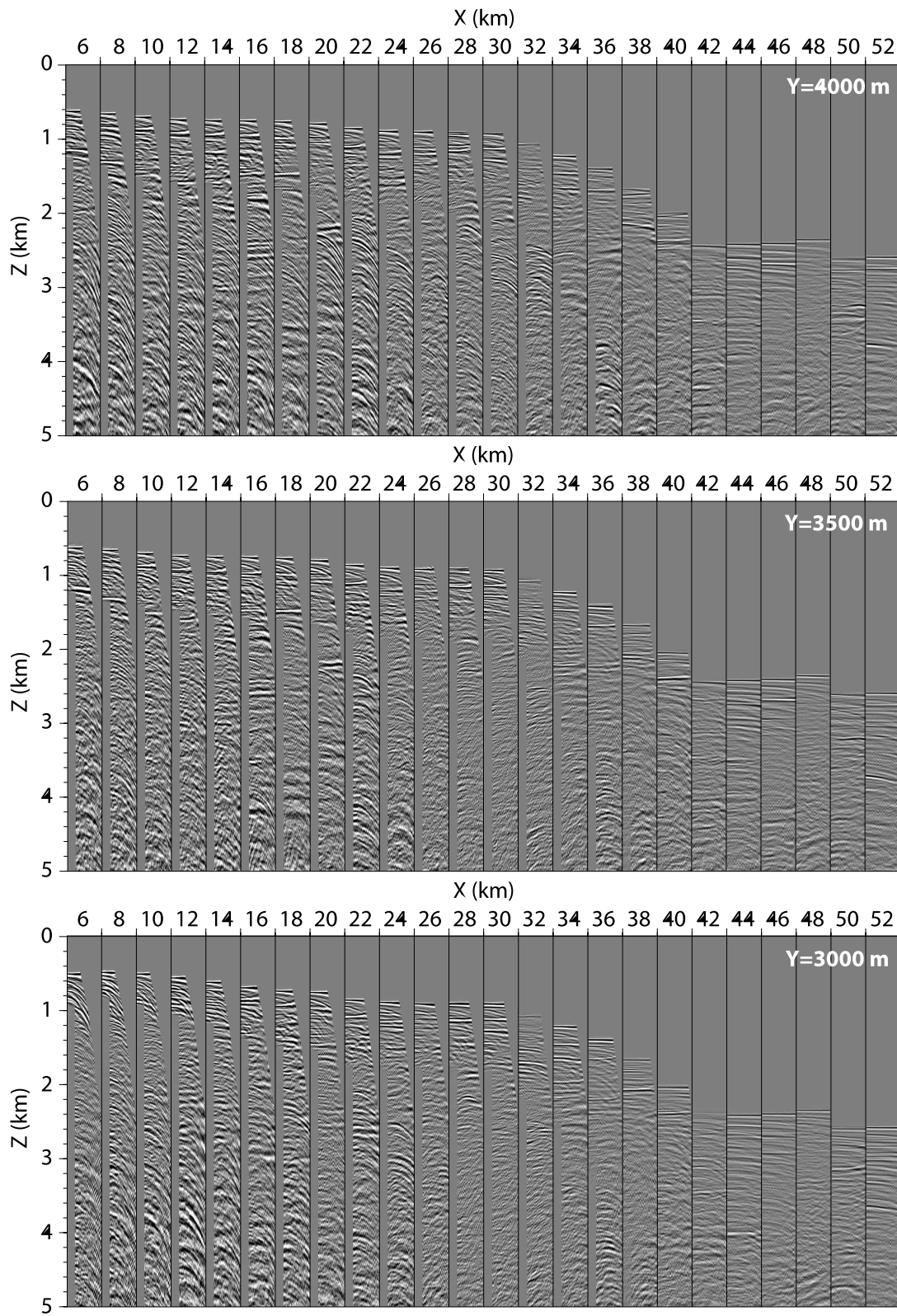


FIG. 3.16 – Suite de la figure 3.15.

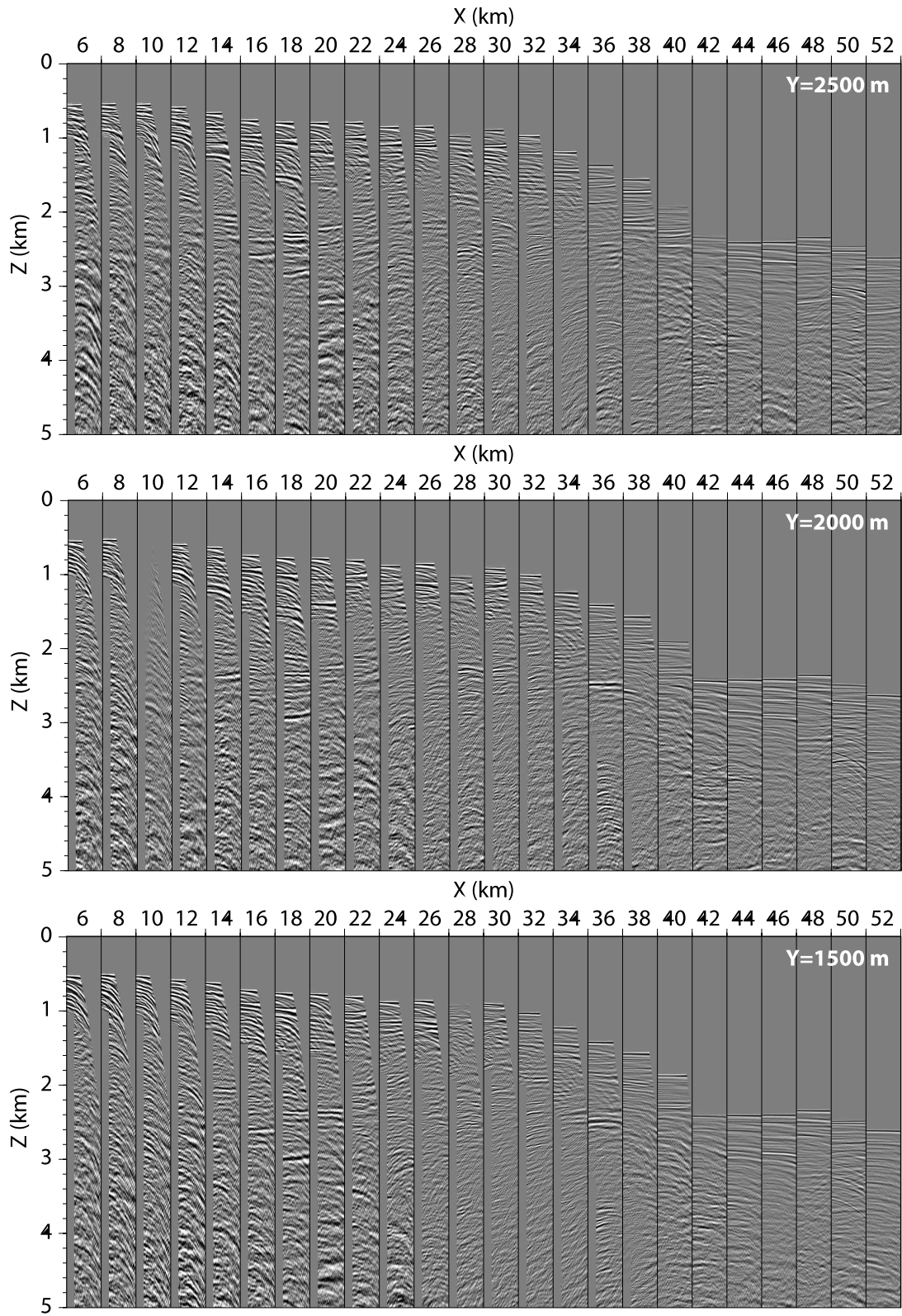


FIG. 3.17 – Suite de la figure 3.16.

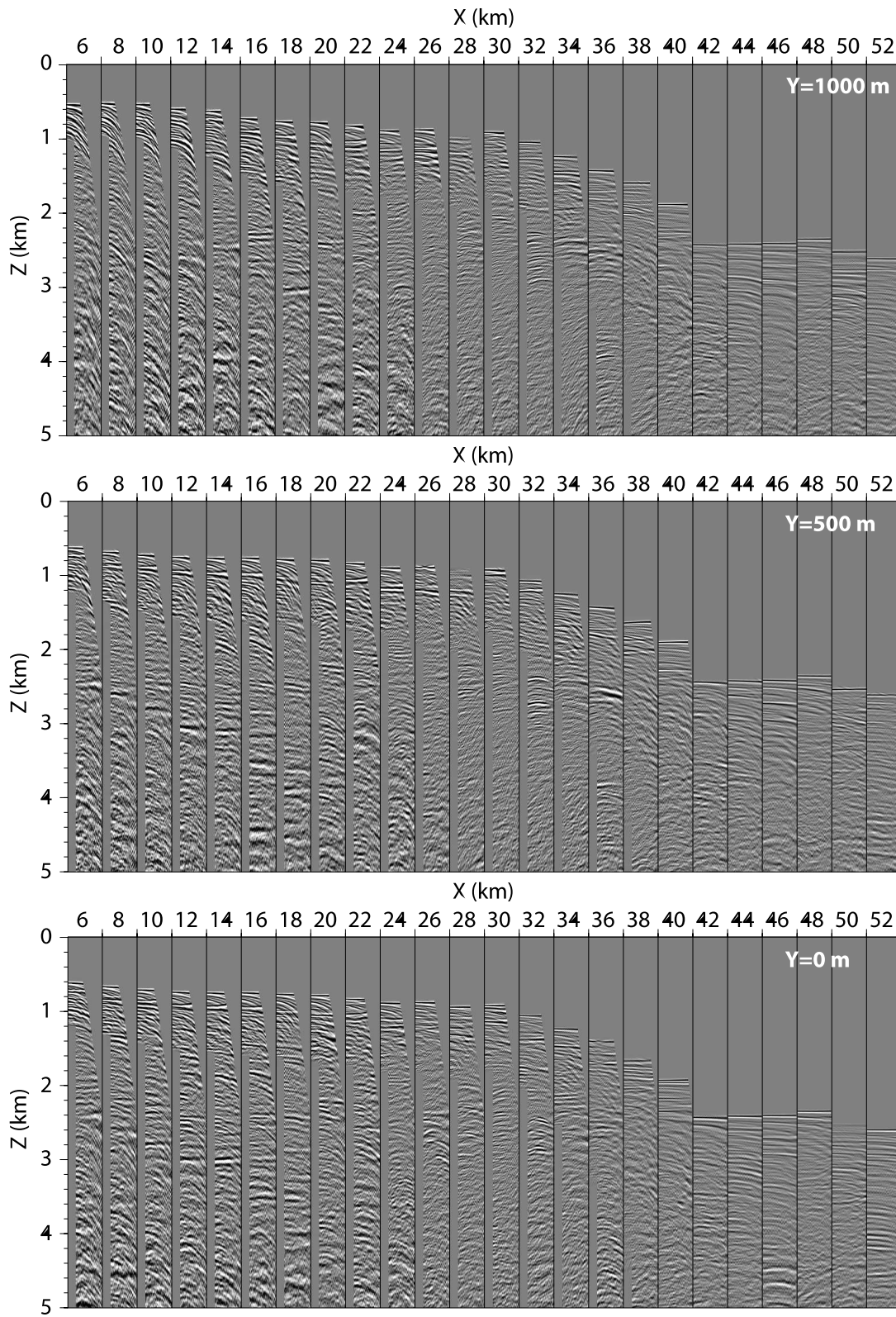


FIG. 3.18 – Suite de la figure 3.17.

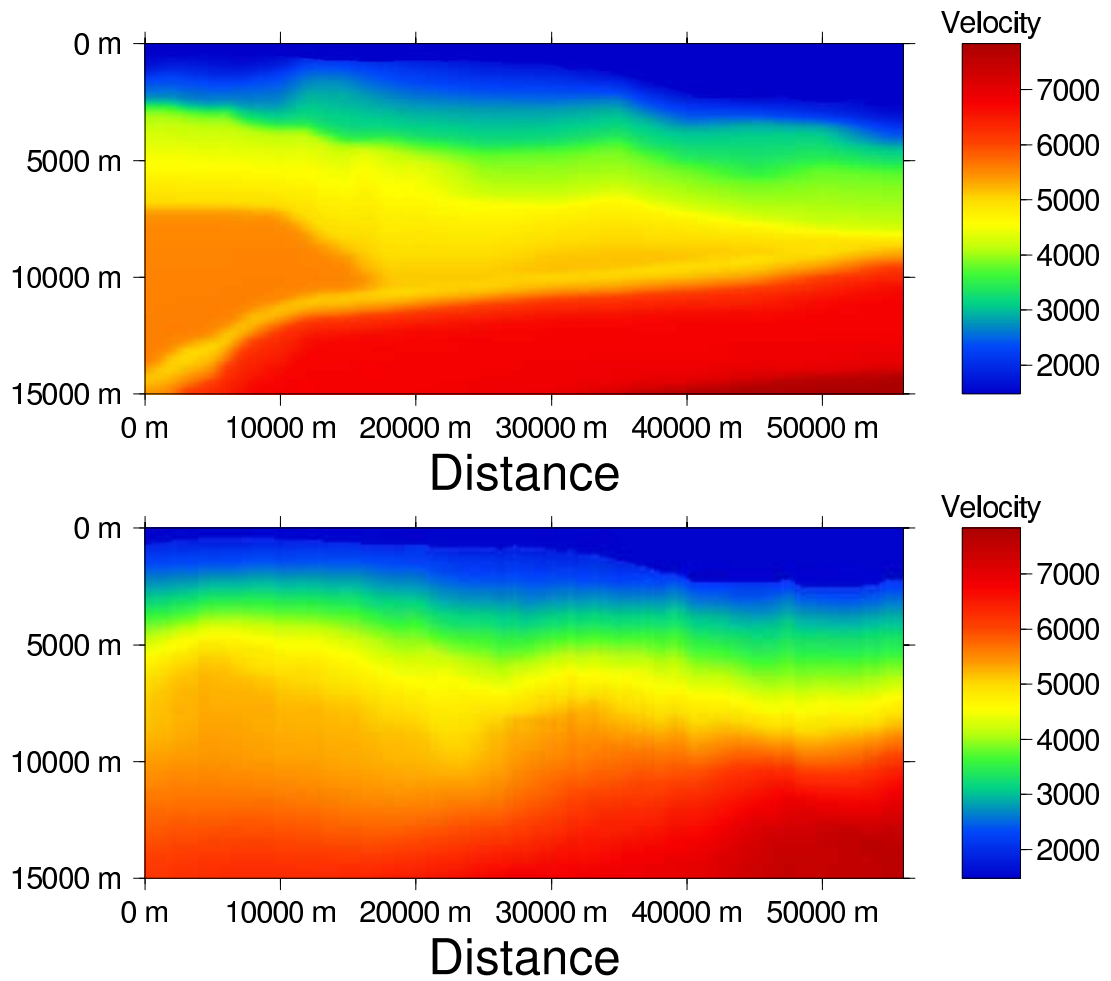


FIG. 3.19 – Haut : modèle de vitesse utilisé en profondeur, d'après Nakanishi et al. (1998), lissé avec une fenêtre de 500 m. Bas : modèle SFJ-X d'après Dessa et Operto (2002, communication personnelle). Vitesses en m/s.

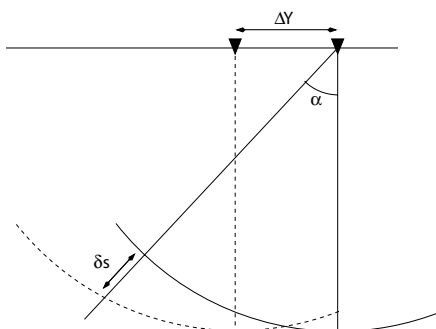


FIG. 3.20 – Vue crossline de l’image migrée d’un plan horizontal. Les deux triangles renversés noirs figurent deux lignes d’acquisition consécutives. La source et le récepteur sont confondus dans le sens crossline. Les deux arcs de cercle matérialisent les deux opérateurs de migration correspondant au temps auquel la réflexion des ondes sur le plan est enregistrée pour deux lignes consécutives séparées d’une distance ΔY . Pour qu’il ne se produise pas d’aliasing opérateur, il est nécessaire que la sommation des deux sourires soit destructive, et donc qu’ils soient espacés de moins de la moitié de la longueur d’onde du signal le long du rai. Mathématiquement, cela correspond à $\delta s < \frac{\lambda}{2}$. De cette inéquation on peut déduire la relation 3.4.

opérateur en profondeur (Nguyen et al., 2002) et utilisant le tracé de rais 2D de Lambaré et al. (1996). Cet algorithme produit une image à amplitude préservée, mais les données ayant subi un gain correctif (voir page 63), les amplitudes obtenues ne sont pas considérées comme exactes. Les profils ont été migrés jusqu’à une profondeur de 15 km sur une longueur de 55 km, avec et sans gain. La migration a été réalisée sur station de travail Sun ultra 10, la migration de chaque profil (tracé de rais inclus) prenant un peu plus de deux jours (le calculateur multiprocesseur n’était pas disponible à l’époque).

3.3.2 Migration 3D

Les données acquises ont été migrées en 3D-profondeur avant sommation avec un algorithme de type Kirchhoff à amplitude préservée (Thierry, 1997; Thierry et al., 1999).

Interpolation du jeu de données Les contraintes de disponibilité de temps à la mer ont conduit à l’acquisition de profils espacés de 100 m. Cette distance est très grande pour une acquisition 3D monoflûte, et conduit lors du traitement à l’apparition d’artefacts de type sourires de migration, plus connus sous le terme général d’aliasing opérateur de migration (voir figure 3.20).

D’après Nguyen et al. (2002), on peut trouver la fréquence maximale du signal utilisable pour éviter ce phénomène en introduisant le théorème de Shannon qui précise la condition d’échantillonnage dans l’expression discrétisée de l’opérateur de migration. Dans le cas où il n’y a qu’une flûte et en supposant qu’il n’y a pas de dérive de la flûte, la relation devient :

$$F_{max} = \frac{V_{eau}}{4\Delta Y \cdot \sin \alpha}, \quad (3.4)$$

avec F_{max} la fréquence maximale du signal qui ne subit pas d’aliasing opérateur, et qui correspond plutôt en pratique à la fréquence dominante de la bande passante de la source, dans notre cas environ 20 Hz, ΔY l’écart entre les lignes d’acquisition et α l’angle d’incidence du rai à la

source. Ainsi, si pour des ouvertures faibles cette fréquence est élevée, elle devient rapidement faible pour des rais plus pentés.

Si des solutions existent pour éliminer ces phénomènes (voir par exemple Gray, 1992; Lumley et al., 1994; Nguyen et al., 2002), l'application d'un filtre anti-aliasing dans la migration peut conduire à la suppression de pentes dans l'image finale. Comme la zone à couvrir est en certains endroits assez pentée en crossline, il n'est pas envisageable de recourir à ce type de filtrage. Il est donc nécessaire d'interpoler les données dans le sens crossline, c'est à dire d'ajouter des données à migrer. Il faut donc trouver la distance entre les profils interpolés telle que l'image ne montre pas d'aliasing opérateur, mais aussi telle qu'il y ait le moins de données interpolées. En effet, ces données supplémentaires représentent un temps de calcul supplémentaire lors de la migration.

Pour déterminer la distance entre les lignes interpolées, un test a donc été réalisé avec les données réelles. Une portion de données d'un profil où la flûte était très peu déviée a été dupliquée plusieurs fois pour donner plusieurs lignes, puis ces lignes ont été décalées en crossline et migrées. Pour chaque test la distance du décalage correspond à un diviseur de la distance nominale inter-lignes (100 m), soit 100, 50, 33,33, 25, 20 et 16,67 m. L'image crossline obtenue donne alors une idée de la distance à utiliser pour l'interpolation des données (voir figure 3.21). Cette distance est en fait directement fonction de la fréquence des données. La figure 3.21 montre que les images migrées pour une distance inter-ligne crossline supérieure à 25 m (trois panneaux du haut) montrent des traces d'aliasing opérateur. Les trois panneaux du bas ne montrent pas de traces d'aliasing notable. La distance à utiliser est donc de 25 m, compte-tenu du contenu spectral des données, et pour avoir un jeu de données le moins volumineux possible. Ce résultat est conforme à la distance que l'on pourrait déduire de l'équation 3.4, soit 26,51 m pour une fréquence de 20 Hz et une ouverture de 45°. La dérive de la flûte à certains endroits est également bénéfique pour atténuer l'effet de l'aliasing opérateur, mais est globalement faible sur la totalité de la campagne.

Les données ont donc été interpolées de manière à obtenir une distance nominale de 25 m entre les lignes par une méthode d'interpolation classique. Pour chaque offset, les données sont filtrées de manière à ne garder que les fréquences ne subissant pas d'aliasing, c'est à dire inférieures à 20 Hz (voir figure 2.4) et une transformée de Fourier en 2D est effectuée. La pente des événements entre deux traces obtenue dans le domaine F-K sert alors de guide pour la restitution des événements dans les traces interpolées, avec cette fois-ci la gamme complète de fréquences.

En pratique, l'interpolation conduit à la multiplication par quatre (passage de lignes espacées de 100 m à des lignes espacées de 25 m) du volume du jeu de données à migrer et donc du temps de calcul.

Pondération des traces Le jeu de données, une fois interpolé, répond au critère d'échantillonnage spatial pour éviter l'aliasing opérateur de migration. Cependant, du fait de la non régularité parfaite de la géométrie, certaines zones de la boîte sont plus couvertes que d'autres, ce qui a pour effet de faire apparaître certains artefacts dans l'image migrée. Une zone dont la couverture est différente des zones voisines introduit des artefacts dans l'image migrée (voir figure 3.22 gauche).

Deux approches sont possibles pour remédier à cet effet. La première, exposée par Calandra et al. (2001) consiste à régulariser la géométrie en interpolant les données sur une grille régulière à partir des données ayant une géométrie régulière, après corrections NMO et DMO. La seconde, décrite par Jousset et al. (1999) attribue à chaque trace un poids fonction de la couverture et de la cible à imager. En sismique marine, ce poids est uniquement fonction de la couverture. Cette dernière approche a été implémentée par Thierry et al. (2002, SEG). Son avantage est de ne pas nécessiter une modification des données. Pour chaque offset, le poids est égal pour chaque

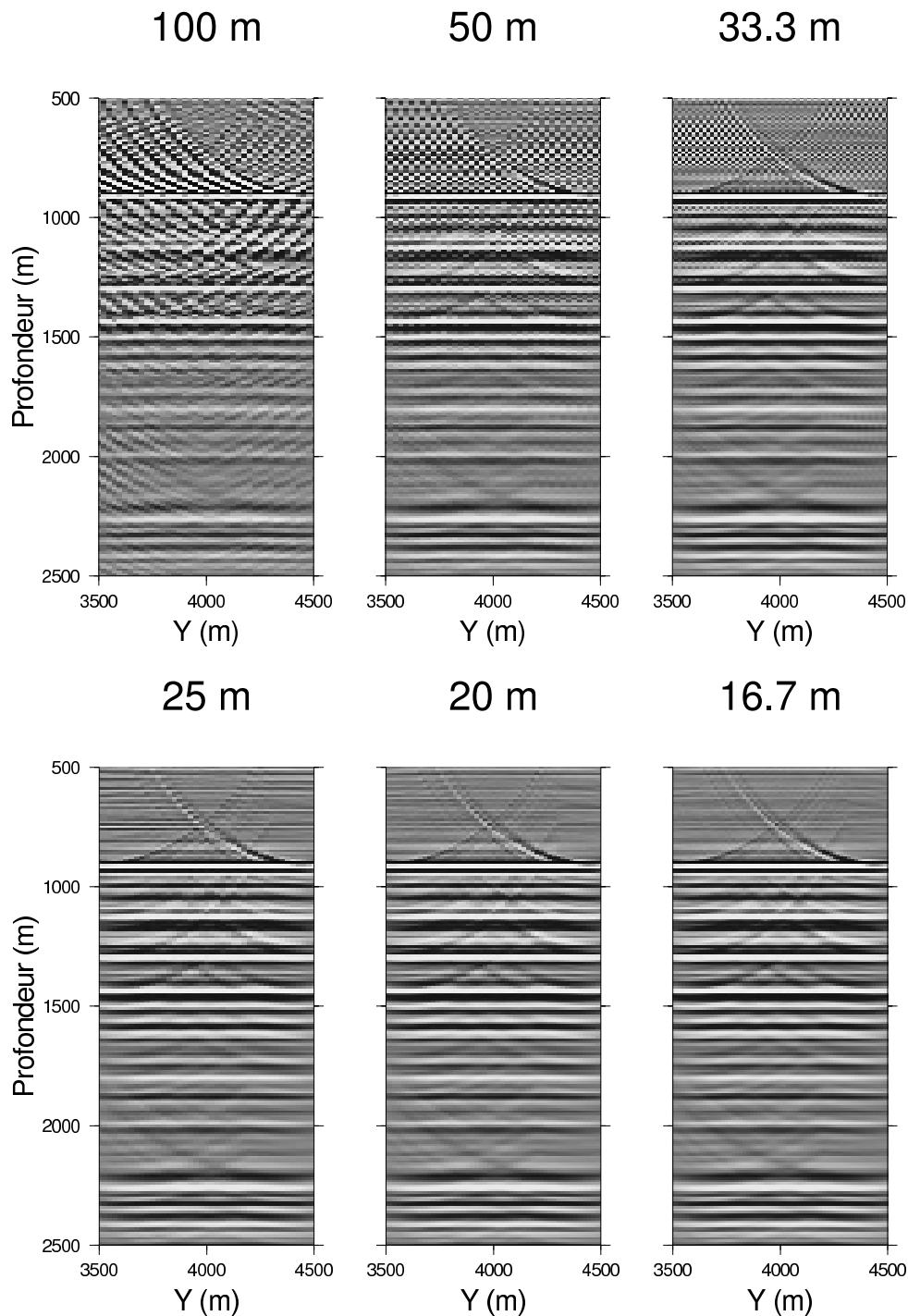


FIG. 3.21 – Test d'espacement des lignes 3D pour interpolation. Chaque panneau est une image crossline correspondant à un espacement ΔY entre les lignes d'acquisition, simulé en décalant une même ligne de la valeur de cet espacement plusieurs fois et en migrant ces données. Les images du haut (100, 50 et 33,3 m) montrent des résidus de sourires, qui correspondent à l'aliasing opérateur de la migration. Les images crossline obtenues à 25, 20 et 16,7 m sont correctes, c'est à dire qu'elles ne présentent pas de signes d'aliasing opérateur. Ce résultat signifie qu'il faut interpoler les traces de manière à obtenir un espacement inter-lignes de 25 m.

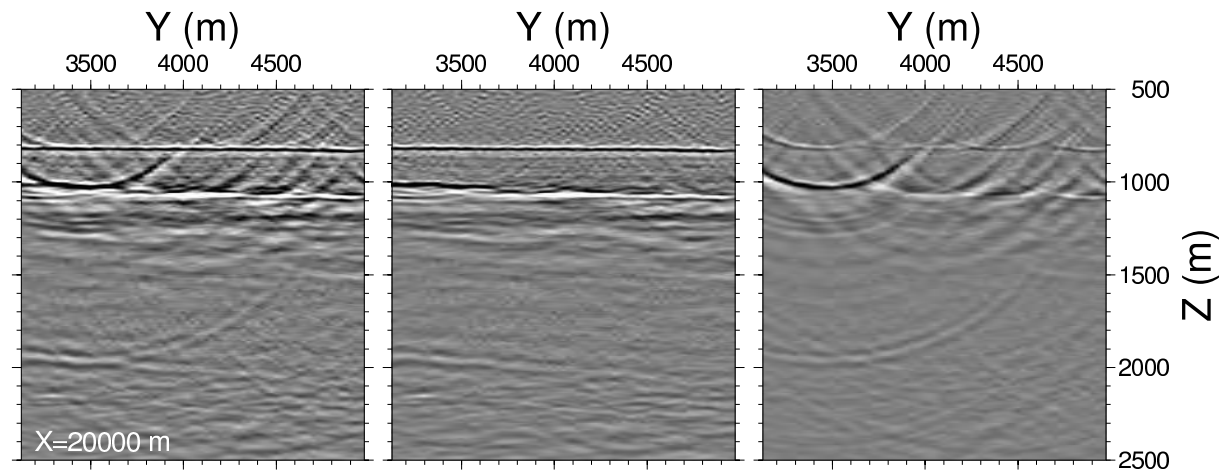


FIG. 3.22 – Effet de l'irrégularité de l'acquisition sur une image crossline du cube 3D ($X=20000$, $Y=3125-4975$). À gauche, les données sont migrées sans pondération. Du fait de la dérive de la flûte, certaines positions (source, récepteur) reçoivent une contribution de plus de traces, ce qui crée des artefacts problématiques (sourires de migration). Au centre, les données sont migrées en divisant leur amplitude par un poids égal à la somme des contribution des traces adjacentes (voir texte pour détail). L'image est considérablement améliorée. À droite, la différence entre les deux images montre clairement les sourires de migration, qui correspondent à des positions sur-éclairées (voir figure 3.23).

bin à la somme des contributions de chaque trace proche. En pratique, cette contribution est une gaussienne fonction de la distance du CMP de la trace par rapport au centre du bin, cette distance étant normée par la distance nominale intersource et interlignes. L'amplitude des traces d'un bin dans la migration est alors divisée par le poids calculé. Cette égalisation a pour effet de gommer les artefacts dus à l'irrégularité de l'acquisition (voir figure 3.22 centre), sans avoir à procéder à une opération d'interpolation après NMO-DMO. On peut noter que ce poids est proche de la couverture à un facteur près (voir figure 3.23).

Résultats

Une portion correspondant à la surface du bloc de données a été migrée pour l'imagerie fine du BSR en 3D. Le processus complet (calcul des poids, calcul des fonctions de Green et migration) a été réalisé en 3 blocs de 8 km inline et 4 km crossline et 1,5 km de profondeur, en prenant une trace sur 4 et en se limitant à un offset maximal de 3200 m. au-delà de cet offset, le lissage du modèle de vitesse induit trop d'imprécision sur la position des réflecteurs près de la surface. La migration de chaque bloc a pris environ 200 h (géométrie 10 h, tracé de rais 40 h et migration 150 h) sur un ordinateur SGI origin 2000 (32 processeurs).

Des profils ont été migrés en 3D tous les 500 m en crossline jusqu'à une profondeur de 4500 m, le temps disponible ne permettant pas de procéder à plus de migrations. Cependant, si les amplitudes sont préservées et certains réflecteurs plus clairs en 3D, l'imagerie 3D n'apporte finalement pas une amélioration significative des images des structures géologiques. De plus, le lissage supplémentaire du modèle de vitesse par rapport à la migration 2D induit une moins bonne focalisation des événements à faible amplitude proches de la surface. Ce lissage est rendu nécessaire par le tracé de rais en 3D.

La position de la boîte et des autres profils traités est indiquée dans la figure 3.24. Les

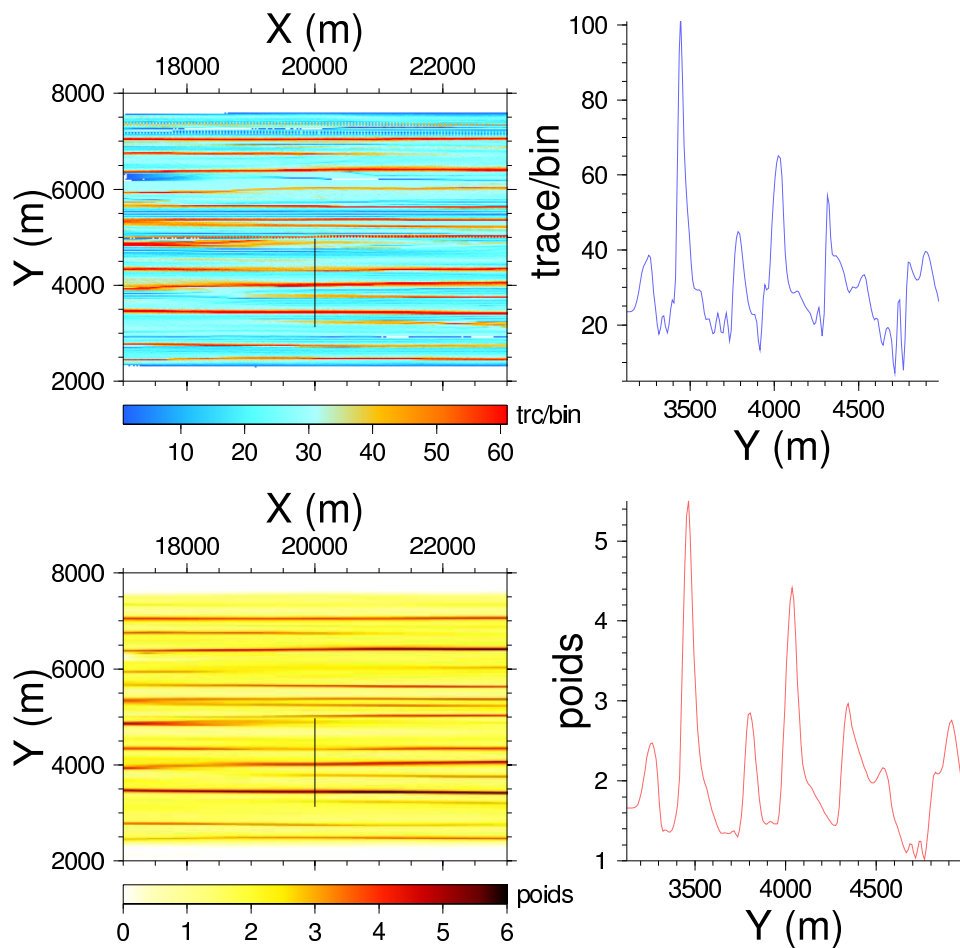


FIG. 3.23 – Relation entre couverture et pondération des traces dans la migration. En haut, la carte d'ordre de couverture pour une portion de la boîte 3D (gauche) montre la localisation du profil de la figure 3.22 (trait noir) et la valeur de la couverture totale en fonction de la localisation sur le profil (droite). Noter que les pics de couverture correspondent aux apex des artefacts de migration de la figure 3.22 (droite). En bas, carte de la somme des poids pour tous les offsets (gauche) et valeur du poids le long du profil. Cette dernière courbe est proche de celle de la couverture, mais reste plus lisse.

coordonnées des profils dans les figures de la suite de cette thèse sont toutes exprimées par rapport au point 0 de la campagne (voir carte) et deux axes : N138 (inline) et N048 (crossline).

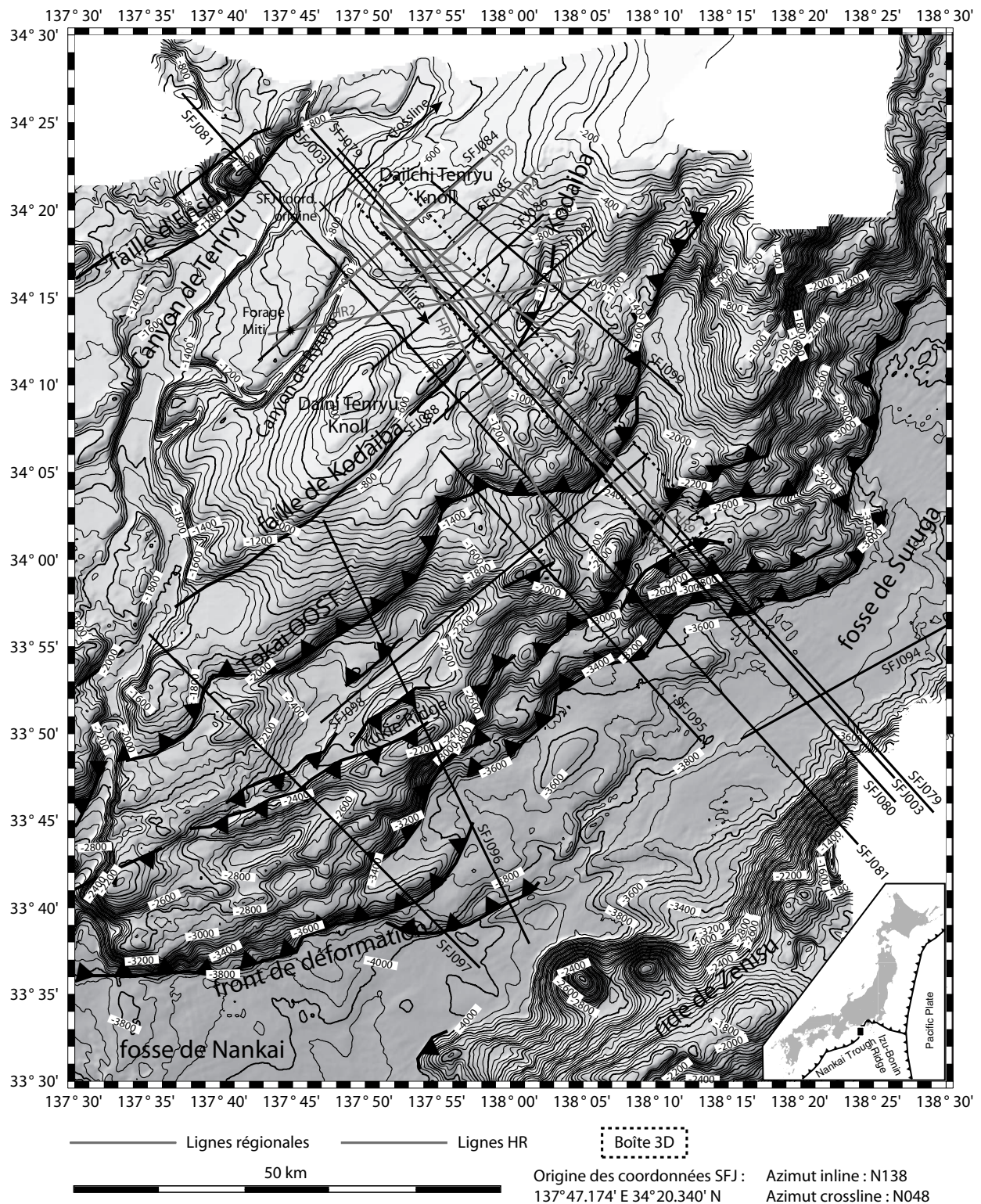


FIG. 3.24 – Plan de position de la boîte 3D et des différents profils traités de la campagne SFJ. Les profils figurés en gris sont des profils haute résolution, traités par Jorda (2000) et Spindler (2002).

Conclusion intermédiaire et avancées méthodologiques

L'imagerie en trois dimensions, jusqu'ici peu utilisée en sismique académique, nécessite un soin particulier du fait de sa spécificité. Outre une acquisition plus précise en termes de navigation et positionnement, elle demande plus d'investissement matériel et humain pour le traitement qu'une acquisition 2D traditionnelle.

Lors de la campagne SFJ, la qualité des données de navigation a permis une surveillance rigoureuse de la navigation et de la position des récepteurs. Lors du retraitement ultérieur des données de navigation, une excellente précision de la reconstitution de la géométrie de la flûte a été atteinte grâce à la fois à un contrôle visuel de tous les paramètres de navigation durant toute la campagne et à une approche originale de correction des erreurs de mesure des compas. La précision de la reconstruction, absolument indispensable en 3D, a permis de réaliser un traitement ultérieur dans de bonnes conditions.

Une procédure de traitement des données sismiques a ensuite été mise au point. Cette mise au point a nécessité un certain nombre de tests préalables, dont certains décrits dans le chapitre 3. Certaines caractéristiques de la zone explorée ont également ajouté des contraintes supplémentaires du traitement. La complexité structurale de la zone est un obstacle classique dans l'imagerie. Les zones de piémont, par exemple, ont une complexité structurale analogue à celle d'un prisme d'accrétion et sont à l'heure actuelle des zones considérées comme très difficiles à explorer par les géophysiciens, même avec des dispositifs très étendus. La faible profondeur du fond de l'eau par rapport à l'objectif profond ajoute une difficulté supplémentaire par l'ajout de nombreux multiples, qu'il a fallu éliminer lors du prétraitement sans altérer notablement les données. Au final, les données sismiques sont de qualité moyenne. Cela est probablement dû à la faiblesse de la source employée, de 2600 in³, alors qu'une campagne Japonaise sur le bassin de Kumano n'est parvenue à une image suffisamment correcte qu'avec une source de 12000 in³.

La construction d'un modèle de vitesse a cependant été le principal obstacle rencontré. Une première méthode employée, la stéréotomographie, n'a pas donné de résultats suffisamment satisfaisants, le modèle de vitesse obtenu étant jugé irréaliste. Après plusieurs tests pour tenter de trouver la cause de cet échec, il est apparu que du bruit dans les données (restes de multiples, réflexions hors plan) est probablement à l'origine de pointés aberrants qui désorientent l'inversion de vitesse. Aucune méthode efficace de filtrage des pointés aberrants n'ayant été trouvée, une deuxième approche a alors été explorée, l'analyse de vitesse par migration. Cette méthode a été implémentée et testée, puis appliquée avec succès pour l'analyse de vitesse. Ce processus, plus lent car plus coûteux en temps de calcul, a finalement permis d'obtenir un modèle de vitesse en 3D à partir de l'analyse de plusieurs lignes 2D.

Enfin, la totalité des données a été traitée en 2D avant sommation, mais un choix plus limité de traitements en 3D avant sommation a été réalisé près de la surface, où l'imagerie 3D à amplitude préservée apporte le plus d'informations (voir par exemple la figure 5.3 du chapitre 5), de manière à réduire les délais de traitement. Lors des rares acquisitions 3D académiques à objectif profond, le traitement des données en profondeur avant sommation n'a pour l'instant jamais été réalisé (il est probablement en cours pour les données de la campagne EW9907 sur Nankai ouest), la plupart des images étant alors obtenues après sommation par une migration 3D, voire seulement par deux migrations 2D, inline et crossline. Ce processus de traitement a donc été très long, mais a permis d'obtenir une meilleure image que celles obtenues par traitements classiques. L'amélioration des images peut être constatée à petite et grande échelle, par rapport à un traitement classique de type migration poststack temps (voir figures 3.25 et 3.26).

La qualité des images obtenues est bonne, même si certains objectifs primaires ne sont pas résolus directement. Le décollement est ainsi très faible et n'apparaît pas de manière continue sur

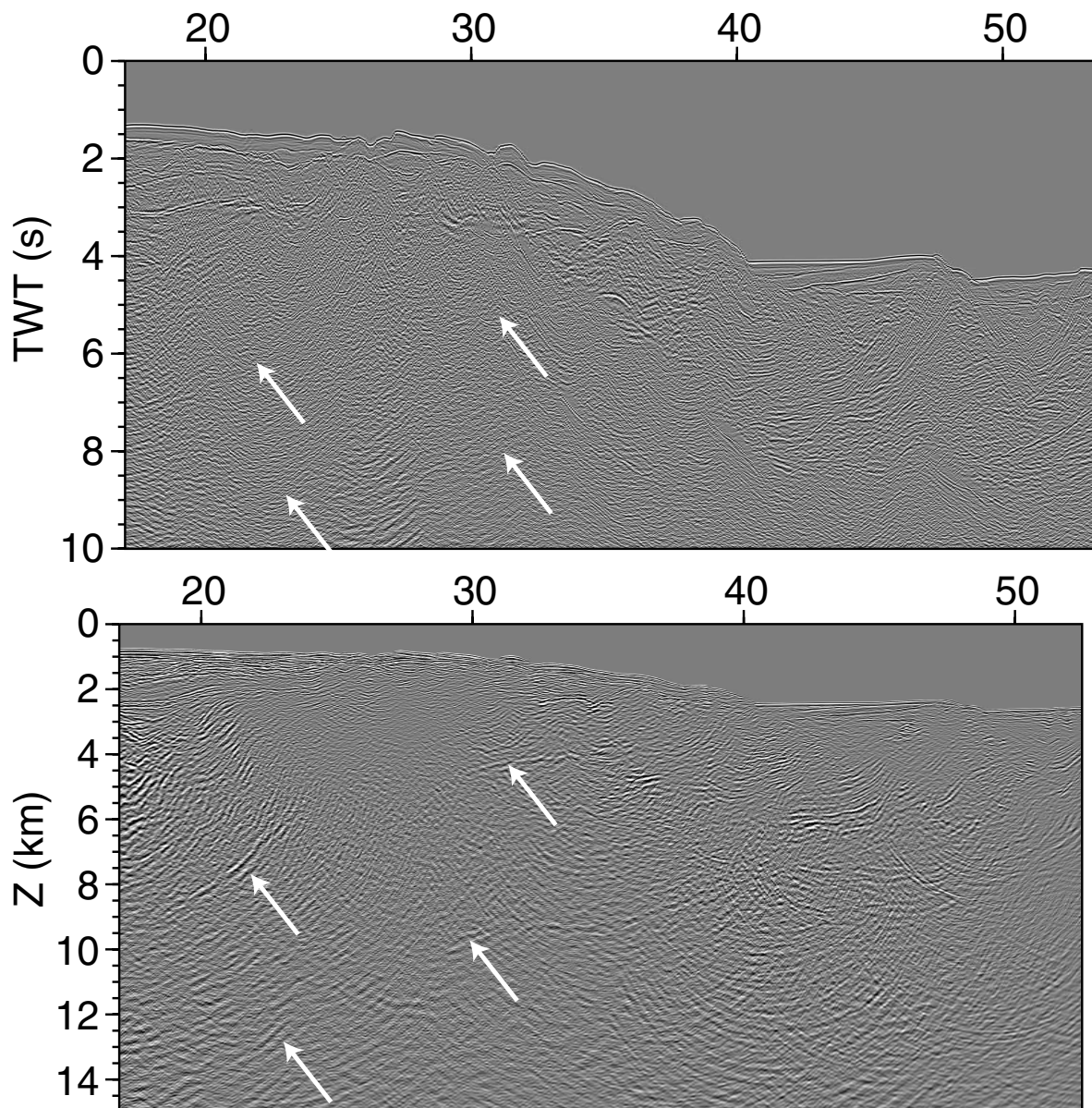


FIG. 3.25 – Deux profils identiques ayant subi un traitement classique (haut) et un traitement 2DPreSDM (bas). Le traitement classique consiste en une analyse de vitesse, un stack et une migration de Kirchhoff à 90% des vitesses de stack. Outre les différences d'échelle entre les deux profils, plusieurs réflecteurs apparaissent clairement sur le profil du bas et n'auraient pas été vus sur le profil du haut (flèches blanches), en particulier en profondeur. Cela est dû à la fois aux prétraitements destinés à renforcer le signal, et à la migration en profondeur, plus efficace pour focaliser des structures complexes que la migration en temps. De plus, l'imagerie en profondeur a un meilleur effet d'atténuation des multiples résiduels (le traitement anti-multiple appliqué est le même dans les deux cas).

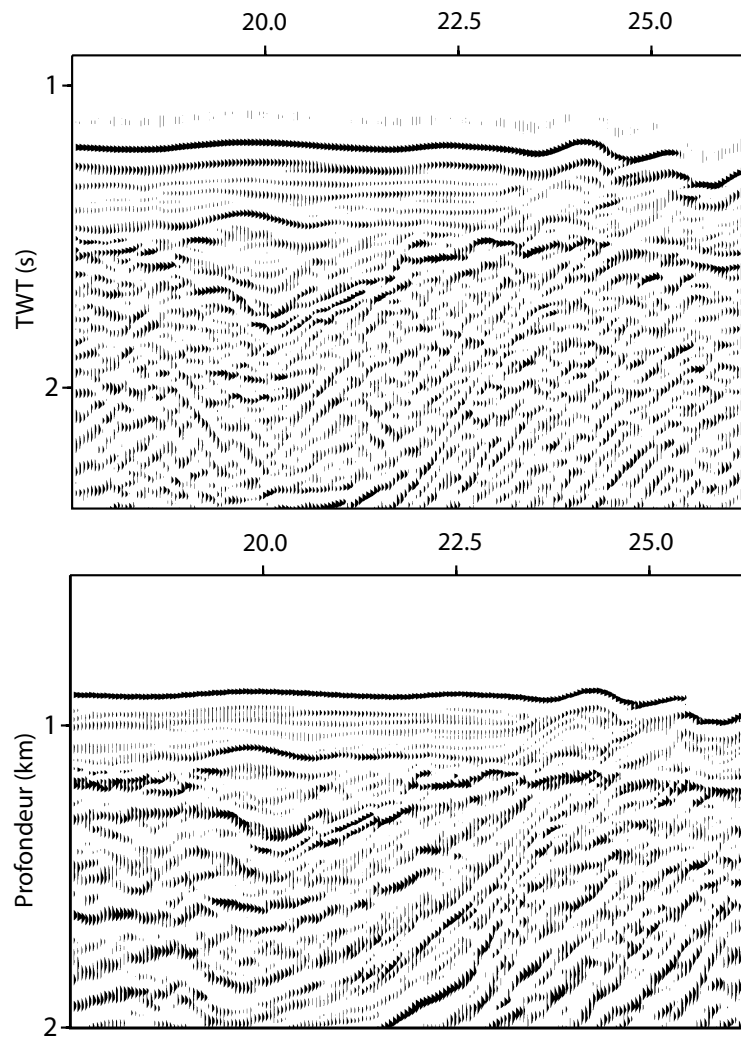


FIG. 3.26 – Détail de la subsurface deux profils dans la zone de faille de Kodaiba, traités dans les mêmes conditions que dans la figure 3.25. La localisation de la faille de Kodaiba est nettement plus précise sur l'image PreSDM que sur l'image PostSTM.

tous les profils. L'origine de la faiblesse de ce signal est incertaine, même si la relative faiblesse de la source, comparée à la grande profondeur de l'objectif (plus de 10 km sous la surface), constitue une explication plausible à cette faiblesse. De même, la position de la faille de Tokai n'est pas immédiatement résolue et celle de Kodaiba est presque invisible. L'objectif initial de cartographie des zones à forte porosité dans les failles du prisme a donc dû être révisé, ces zones présumées n'étant pas observées dans les données. Le travail de thèse s'est donc orienté sur plusieurs autres objectifs, concernant la structure et l'histoire du prisme à travers une étude stratigraphique du bassin d'avant-arc (voir chapitre 4), ainsi que l'étude du BSR (chapitre 5) et de l'effet du passage en subduction sous la marge d'une ride et de volcans (chapitre 6). L'imagerie en trois dimensions s'est révélée dans les deux premiers cas précieuse, voire indispensable.

L'examen d'un seul profil ne permet pas de déterminer avec précision la géométrie du prisme à cet endroit. L'examen combiné des différents profils de la boîte dans les trois dimensions permet cependant d'identifier, par continuité latérale, des réflecteurs cohérents qui n'auraient pas été interprétés en 2D, et qui contraignent beaucoup mieux la position des failles de Tokai (figure 4.2 page 100) et Kodaiba (figure 4.3 page 101). L'examen de l'amplitude des ondes réfléchies sur les interfaces, notamment sur le fond de l'eau, améliore sensiblement les positions connues des objets géologiques du bassin d'avant-arc, et permet d'identifier des zones de chenaux et des escarpements de failles mineures. La zone de la pente d'effondrement est également mieux imagée, permettant d'identifier la trace d'anciens glissements de terrains non visibles dans les simples profils sismiques (voir figure 5.6 page 122). Enfin, l'étude du BSR (voir figure 5.3 page 117) et du flux de chaleur, et de ses implications à grande échelle est rendue possible sur une grande étendue avec un grand niveau de détail, ce qui n'est pas possible en 2D. En cela, l'imagerie en trois dimensions a permis un progrès appréciable dans l'interprétation des phénomènes géologiques affectant la marge qui sont présentés en détail dans la troisième partie de cette thèse.

Troisième partie

Structure et tectonique du prisme

Chapitre 4

Géométrie et histoire du prisme d'accrétion

Les images obtenues par le traitement montrent les différents objets géologiques permettant de déterminer la géométrie du prisme d'accrétion. Si la position du décollement est bien contrainte, celle des failles majeures n'apparaît pas clairement sur les images. Elles ont cependant pu être repérées grâce à la comparaison d'images successives de la boîte 3D, ainsi que l'analyse de la topographie fine de la surface, issue du bloc 3D. Ainsi, l'imagerie en trois dimensions a permis dans ce cas une connaissance plus fine de la géologie du prisme. Le décollement interplaque et la position des failles majeures ainsi obtenues définissent les surfaces de glissement possibles au cours du temps. Pour identifier les différentes phases d'activités de la déformation, l'étude de la couverture du prisme (le bassin d'avant-arc) a ensuite été conduite, et a donné des contraintes qui permettent de proposer une histoire de la déformation au cours du temps, principalement dominée par les événements quaternaires. Les datations ont pu être réalisées notamment grâce aux corrélations établies avec les données stratigraphiques d'un forage proche.

4.1 Zone sismogène et corps de Paléozénisu

La zone de décollement interplaques est visible sur plusieurs profils de la boîte 3D ainsi que les profils régionaux. Il est particulièrement fort sous les zones où le fond de l'eau est plat, mais disparaît sous la pente entre Kodaiba et Tokai et sous le mont sous-marin Daiti Tenryu. Il est cependant possible de placer celui-ci sur un profil général de la zone (voir figure 4.1). La faible puissance de la source (2600 in^3) ainsi que l'irrégularité de la topographie expliquent probablement la faiblesse du signal associé à la réflexion sur le décollement.

Le décollement est identifiable à partir du chevauchement frontal, à une profondeur de 5 km sous le fond de l'eau, et correspond à la base d'une rampe identifiée sous la fosse, où les sédiments de la couverture commencent à être déformés. A partir du chevauchement frontal, sous les deux bassins de pente, le décollement est relativement plat, à une profondeur de 5-5,5 km. Une faille faiblement active s'enracine sur le décollement, tandis qu'une zone de déformation passée (pli de rampe) est visible nettement au-dessus, sous le bassin de pente. Sous la pente de Tokai, le décollement change subitement de pendage, ce qui correspond probablement à l'effet du corps de Paléozénisu (voir plus loin et chapitre 6). Puis le décollement plonge ensuite jusqu'à une profondeur de 12 km sous le bassin d'avant-arc, où il est plus nettement identifiable. La position du réflecteur sismique associé au décollement correspond bien au toit de la croûte océanique sous le prisme supérieur d'après les vitesses de données OBS obtenues par Nakanishi et al.

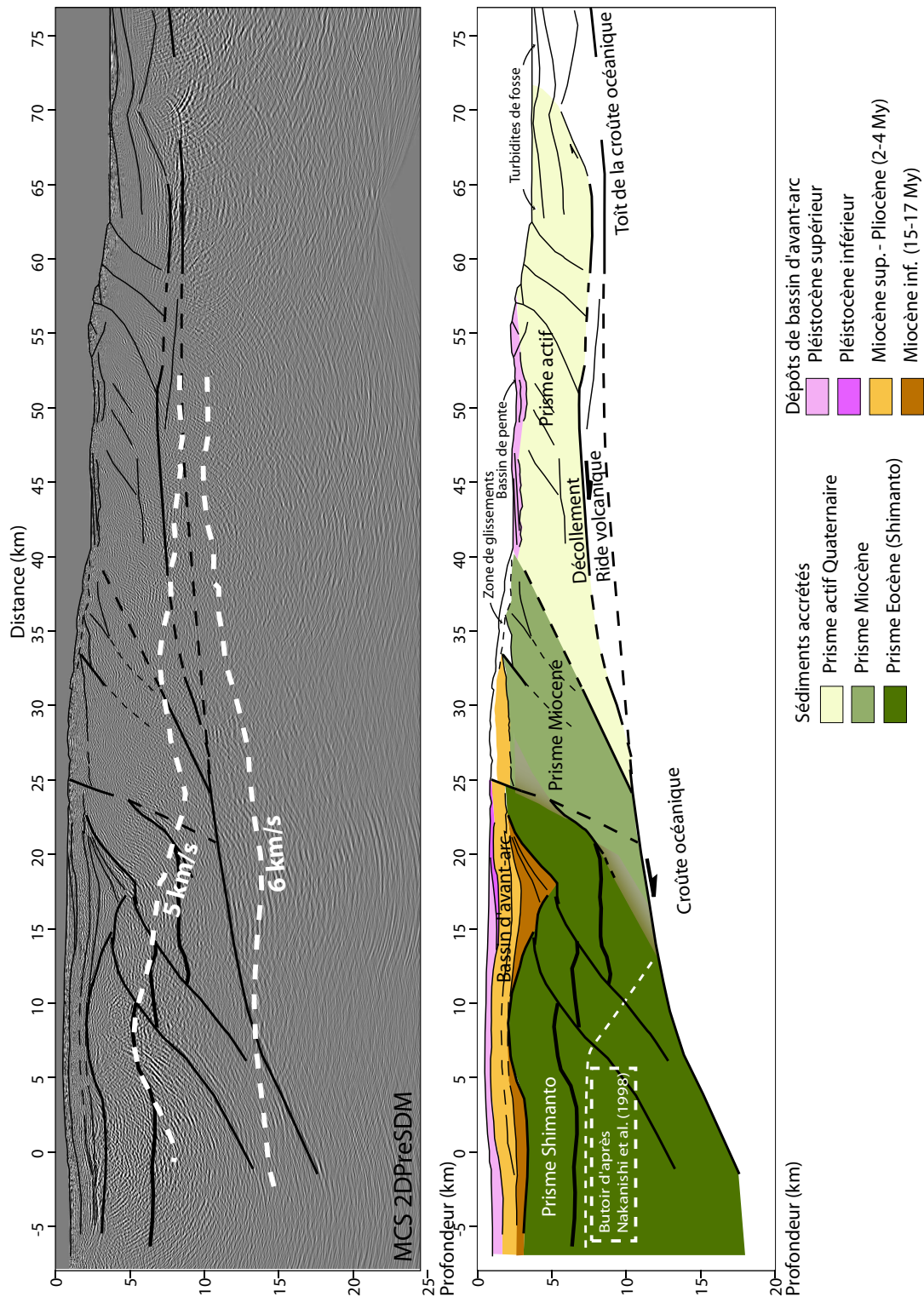


FIG. 4.1 – Image générale du prisme de Nankai dans la zone Tokai (2DPreSDM, profil SFJ003, Y=4300 m) et son interprétation. La position du décollement est indiquée par un trait, ainsi que celle du chevauchement de Tokai, d'après le profil SFJ051 (Y=4800 m, voir figure 4.2). Différents réflecteurs sont indiqués, d'après corrélation avec le forage MITI et examen du bloc sismique. Les âges donnés pour le bassin d'avant-arc sont ceux donnés par le forage MITI-Nankai pour la séquence indiquée, mais peuvent être localement différents.

(1998, 2002b). Si le toit de la croûte n'est visible que sous la fosse, il est probable, compte-tenu de sa géométrie, qu'il n'est rejoint par le décollement que sous le prisme ancien.

4.2 Position des failles majeures du prisme

Plusieurs failles majeures sont identifiables dans le prisme d'accrétion, qui délimitent plusieurs zones du prisme (voir par exemple Mazzotti et al., 2002).

Front de déformation

Au front de déformation, le chevauchement principal est clairement visible sur la ligne SFJ003, juste en avant de la boîte 3D. Ce chevauchement frontal démarre à une profondeur de 5000 mbsf¹ environ et a un pendage d'environ 30°. En avant de ce chevauchement, deux failles sont visibles, qui délimitent deux blocs en début d'accrétion, le premier simplement basculé au-dessus de la rampe de décollement et l'autre immédiatement en arrière, basculé et soulevé.

Faille de Tokai

La faille de Tokai est visible sur certains profils de la boîte 3D. En particulier sur le profil Y=4800 m, un réflecteur discontinu mais plan est bien identifiable du toit de la croûte (environ 12 km de profondeur) à la surface au bas du talus d'effondrement. Ce réflecteur a un pendage d'environ 30°. L'extrémité terminale en surface de ce plan n'est pas claire sur les profils sismiques, mais la prolongation du plan observé en profondeur conduit dans le bassin de pente. Le bassin de pente ne présentant aucune trace de déformation interne, cela signifie qu'aucun mouvement significatif n'a eu lieu le long de la faille de Tokai depuis la formation de ce bassin. Il est cependant possible que le plan de faille devienne plus raide à l'approche de la surface, ce qui invaliderait cette dernière conclusion. Sur beaucoup de profils il semble que plusieurs réflecteurs à pendage nord-ouest sont visibles à la surface au-dessus du bassin. La connection de ces réflecteurs avec la faille de Tokai n'est cependant pas clairement établie, ces réflecteurs correspondant à des imbricats basculés de l'ancien prisme (voir figure).

Le décollement a une profondeur très importante dès le front de déformation, ce qui signifie que, d'un point de vue théorique, les conditions sont propices à la rétention des contraintes jusque sous le prisme actif. La faille de Tokai peut donc servir de faille satellite pour absorber le mouvement cosismique vers la surface. Il n'y a cependant aucune évidence claire d'un mouvement récent de cette faille dans la déformation du prisme, contrairement à la faille de Kodaiba.

Faille de Kodaiba

La faille de Kodaiba est difficile à repérer de manière certaine sur les profils sismiques. Son expression actuelle en surface est légèrement marquée dans la topographie, autour de la position X=23000 m, et forme un léger coude au milieu de la boîte. L'examen des profils en surface permet de délimiter un plan de faille de pendage 60 à 70° au voisinage de la surface, grâce à des légers soulèvements locaux vers l'est de la boîte et des structures en fleur près de la surface. En profondeur, la faille ne peut être suivie. Une zone de réflecteurs à pendage vers le nord-ouest est visible à une profondeur de 2500-6000 m, mais plus près de la côte. Ces réflecteurs correspondent à des limites de vieux imbricats du prisme ancien, qui ont été basculés depuis le Miocène. L'orientation de ces limites est favorable à leur activation ou leur reactivation, elles

¹metres below sea floor

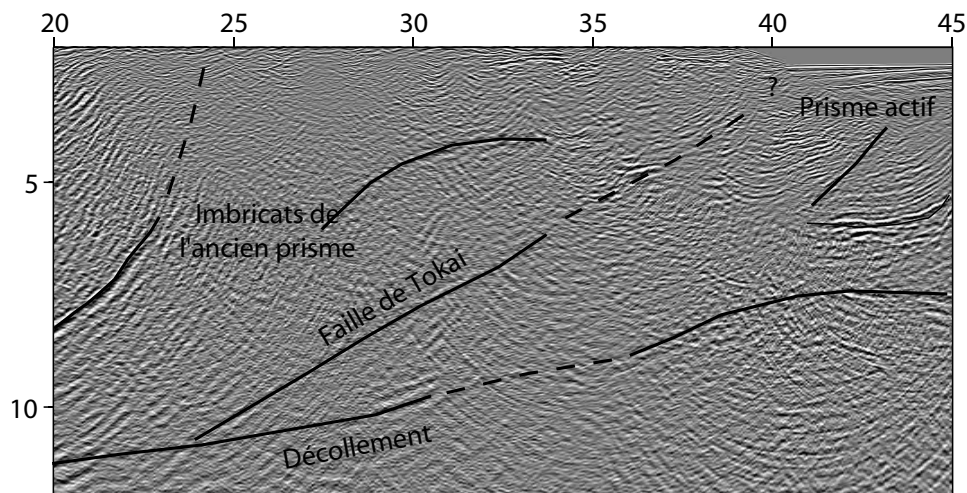


FIG. 4.2 – Réflecteur associé au chevauchement de Tokai. Ce chevauchement n'est visible que sur quelques profils de la boîte 3D. Unités : kilomètres. L'axe horizontal correspond à la coordonnée inline, le profil correspondant à $Y=4700$ m en crossline.

servent probablement de guide à la faille de Kodaiba en profondeur, ce qui permet de proposer que la faille de Kodaiba est en réalité un système de failles successives. En particulier, une zone à forte réflectivité est observée entre 6 et 10 km de profondeur, et correspond probablement à une surface favorable à un déplacement lors de l'activité récente de la faille de Kodaiba. L'origine de cette forte réflectivité est inconnue, mais de telles zones sont observées sur les failles satellites de prismes en plusieurs endroits (Henry, communication personnelle). Elles correspondraient à des zones à forte porosité. La prolongation du plan de faille observé en surface aboutit en profondeur à une zone du décollement plus réfléchive que ses voisines, à l'emplacement du butoir proposé par Nakanishi et al. (1998).

4.3 Le bassin d'avant-arc

Le bassin d'avant-arc est situé entre la côte et la zone de faille de Kodaiba. La séquence stratigraphique dans la zone Tokai est connue d'après un forage réalisé pour le MITI par le JNOC à environ 15 km au sud-ouest de la boîte 3D, dont les données ne sont malheureusement que très partiellement disponibles. Deux profils (SFJ083 et SFJ084) permettent de relier le forage à la boîte 3D pour établir des corrélations stratigraphiques. Le socle acoustique (au-delà de 3000 m) correspond au groupe Setogawa qui surplombe à terre directement le groupe du Shimanto dans la région de Shizuoka. Cette formation correspond à un dépôt de bassin océanique d'âge Eocène (Kimura et al., 1991) accrété en prisme et composé de roches très variées : pélagites pélitiques et calcaires, avec des niveaux de roches éruptives (volcanoclastiques). Les roches sont très déformées, la déformation ayant eu lieu lors de l'accrétion des sédiments au prisme. Ce groupe est surmonté par des dépôts de début Miocène en discordance datant de 15 à 17 Ma sur une épaisseur de 1000 m, peu déformés (groupe Saigo/Kurami). Une discordance érosive Miocène sépare cette formation Miocène inférieur du groupe Kakegawa (fin du Pliocène, 2-4 Ma), les formations du groupe Sagara (Miocène moyen-supérieur et début Pliocène) étant absentes du forage mais présentes dans la séquence sédimentaire en d'autres endroits de la région plus

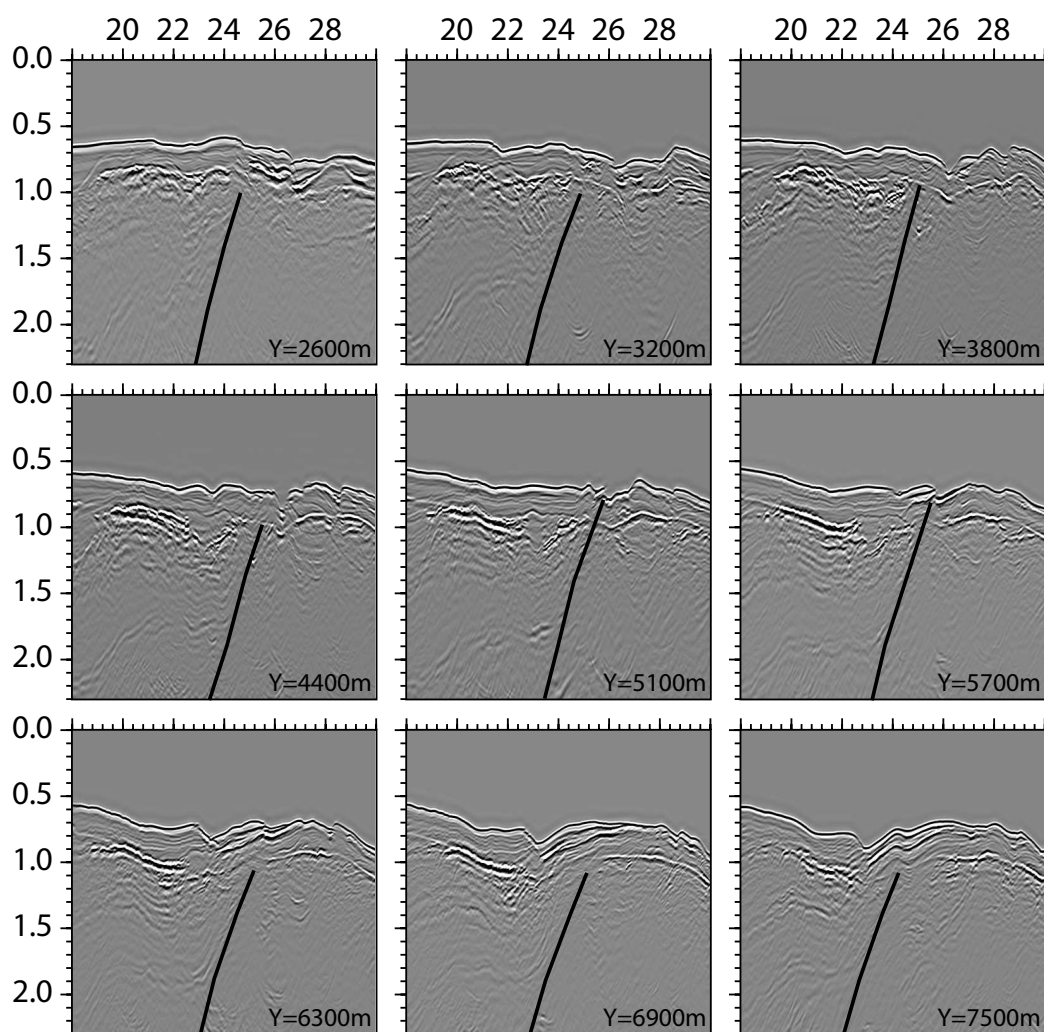


FIG. 4.3 – Profils montrant l'emplacement en surface de la faille de Kodaiba, mise en évidence par des plis et des réflecteurs pentés.

proches du front de déformation du prisme (Lallemant, communication personnelle). Le passage du Pliocène au Pleistocène (groupe Ogasayama) inférieur semble continu au niveau du forage sur le profil SFJ084, mais marque une discordance sédimentaire dans la boîte 3D, les dépôts quaternaires formant des biseaux d'aggradation sur la discordance Plio-quaternaire (voir figure 4.7).

La discordance Setogawa-Saigo/Kurami marque un changement de régime tectonique local dans le forage. Les roches du Setogawa correspondent à des sédiments pélagiques et de fosse océanique, et donc à un prisme d'accrétion, tandis que les roches du groupe Saigo/Kurami correspondent à des dépôts de bassin d'avant-arc. D'après les profils sismiques, ce bassin n'a pas subi de déformation caractéristique d'un prisme en cours d'accrétion (plis et failles serrées), mais seulement un plissement à grande échelle accompagné de quelques failles très mineures, et deux failles tardives (Kodaiba et Enshu).

La corrélation des discordances du bassin d'avant-arc observées au forage MITI avec les différents profils recoupant la boîte 3D permet de reconstituer la géométrie actuelle de celles-ci (voir figures 4.4, 4.5, 4.6, 4.7 et 4.8). La discordance Plio-Quaternaire est identifiable presque partout en arrière de la faille de Kodaiba. au-dessus de cette discordance, les sédiments quaternaires sont déposés une séquence continue au niveau du forage, mais est en réalité discontinu à l'échelle du bassin. Au sud-ouest de la boîte 3D, une discordance intra-quaternaire est observée sur le profil SFJ081, et au nord-est, trois séquences de dépôt ont été identifiées au cours du Pleistocène. Les dépôts Quaternaires peuvent être très épais : jusqu'à 1500 m sous le canyon de Tenryu et à l'est du mont Daiti Tenryu. Ces dépôts forment localement des biseaux sédimentaires sur la discordance Plio-Quaternaire, au sud du mont Daiti Tenryu. Sous la discordance Plio-Quaternaire, les séquences ont une épaisseur assez homogène dans la boîte 3D : environ 1200 m pour le Plio-Miocène supérieur et 800 m pour le Miocène inférieur.

4.4 Sédiments accrétés

Le prisme actif est délimité par le front de déformation et la faille de Tokai, sur une longueur d'environ 25 km en surface. Deux unités accrétées sont visibles, tandis qu'une troisième est en cours de soulèvement dans la fosse, par le jeu d'une rampe à la base de laquelle se connecte le décollement. Cette partie est l'équivalent de la zone à imbricats sur les autres secteurs de la marges de Nankai. La faille de Tokai, interprétée comme la limite entre le prisme ancien et le prisme actif (Mazzotti, 1999), est probablement l'ancien décollement interplaques. Lors de la reprise de l'accrétion, les sédiments jeunes de la fosse ont soulevé l'ancien décollement jusqu'à sa position actuelle. Aucun mouvement ne semble par contre avoir été enregistré depuis peu après la formation du prisme actif.

Le volume de prisme nouvellement accrété peut être estimé, entre le front de déformation et la faille de Tokai, et donne un âge de reprise de la subduction en divisant celui-ci par le flux de sédiments s'accrétant à la marge, à la vitesse de 3 cm/an. Le calcul prend en compte la compaction des sédiments grâce à la loi d'Athy :

$$\phi(z) = \phi_0 \exp\left(-\frac{z}{z_0}\right), \quad (4.1)$$

qui donne une estimation de la porosité à une profondeur z en fonction de la porosité de surface ($\phi_0 = 0,7$) et d'une profondeur de référence ($z_0 = 1500$ m). La porosité moyenne sur une tranche de sédiments entre les profondeurs z_1 et z_2 est donc :

$$\Phi(z) = \phi_0 \frac{z_0}{z_2 - z_1} \left(\exp\left(-\frac{z_1}{z_0}\right) - \exp\left(-\frac{z_2}{z_0}\right) \right). \quad (4.2)$$

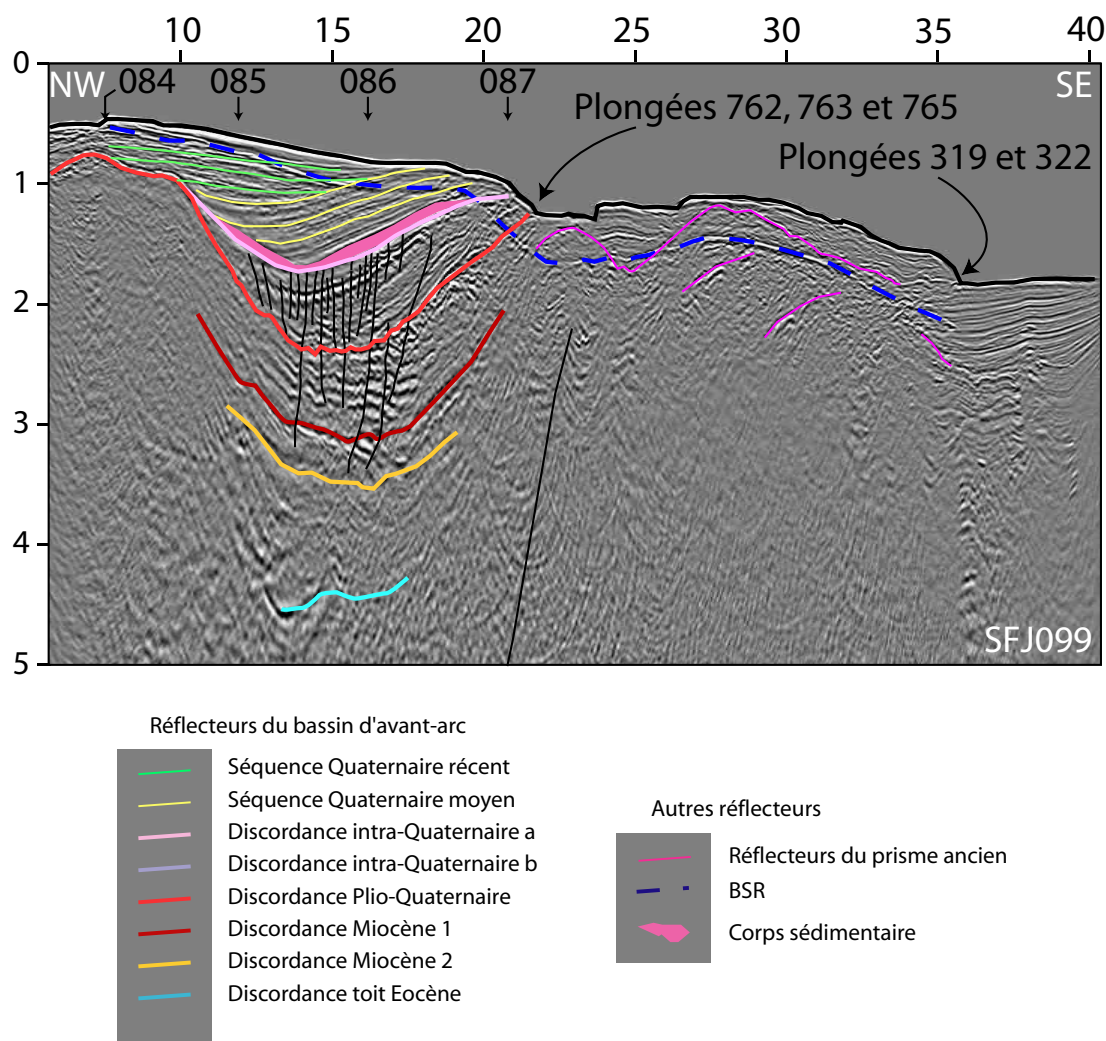


FIG. 4.4 – Profil inline SFJ099 (haut). Voir localisation sur la figure 3.24.

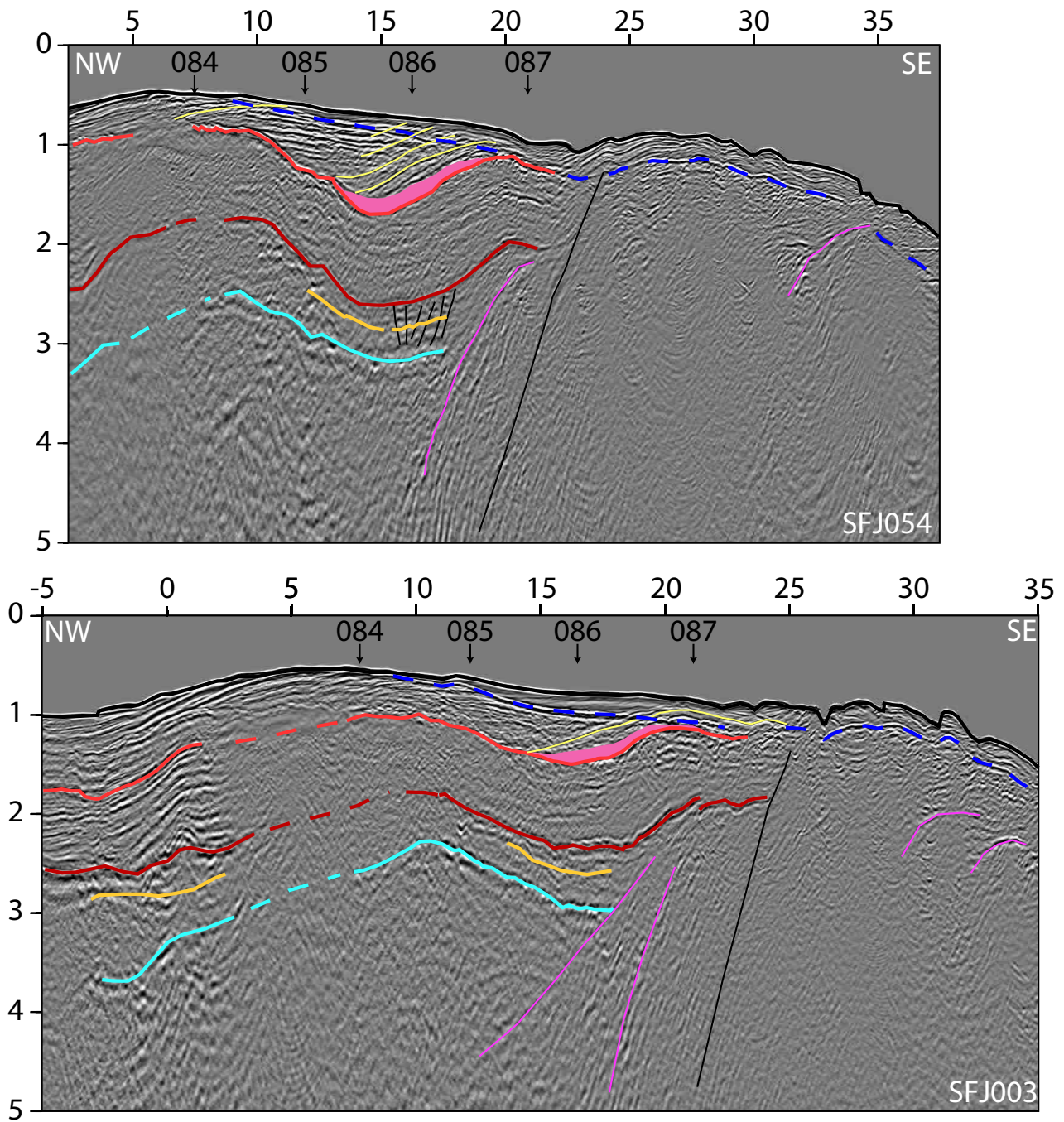


FIG. 4.5 – Profils 054 (haut) et 003 (bas). Voir localisation figure 3.24 et légende figure 4.4.

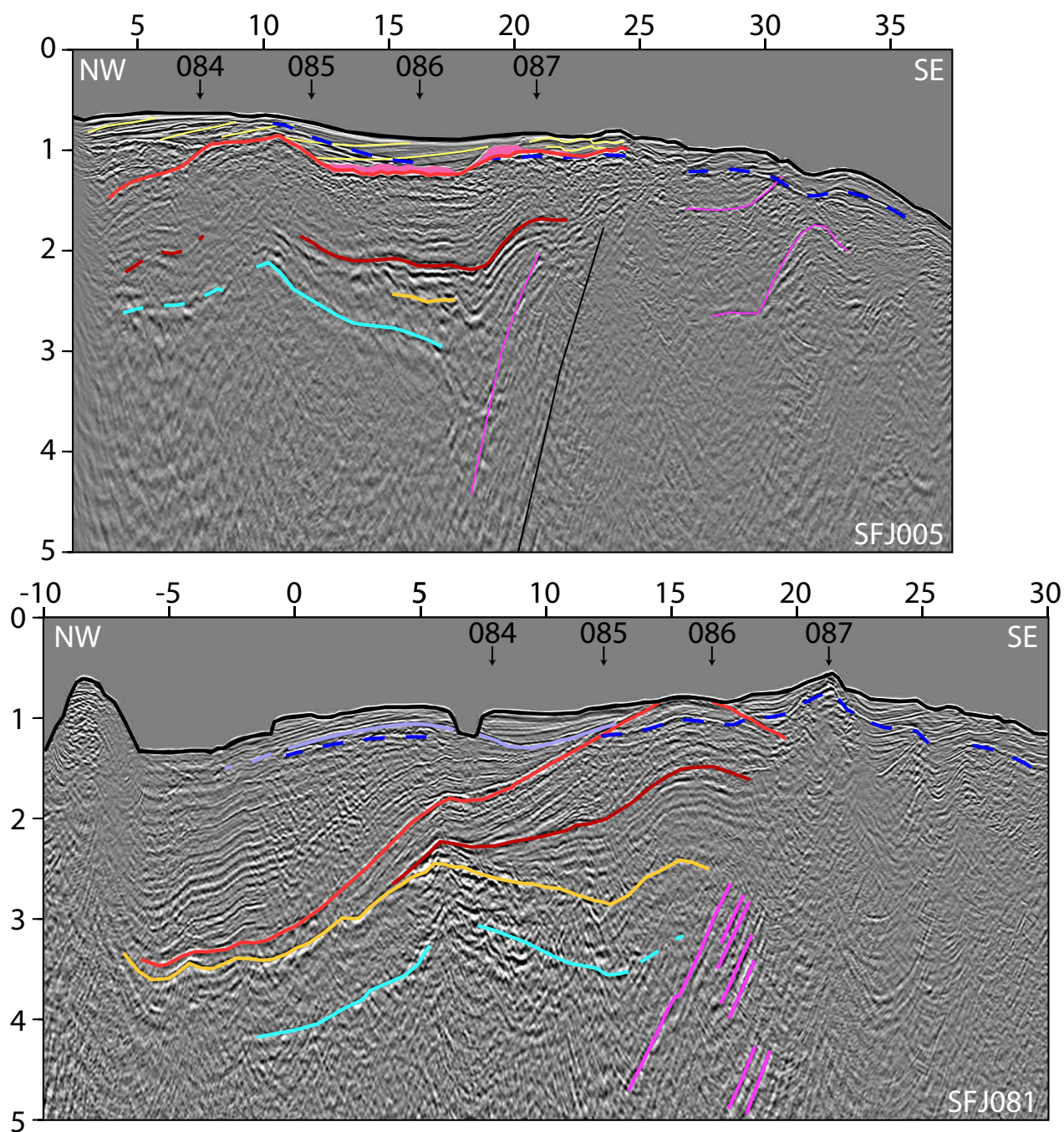


FIG. 4.6 – Profils 005 (haut) et 081 (bas). Voir localisation figure 3.24 et légende figure 4.4.

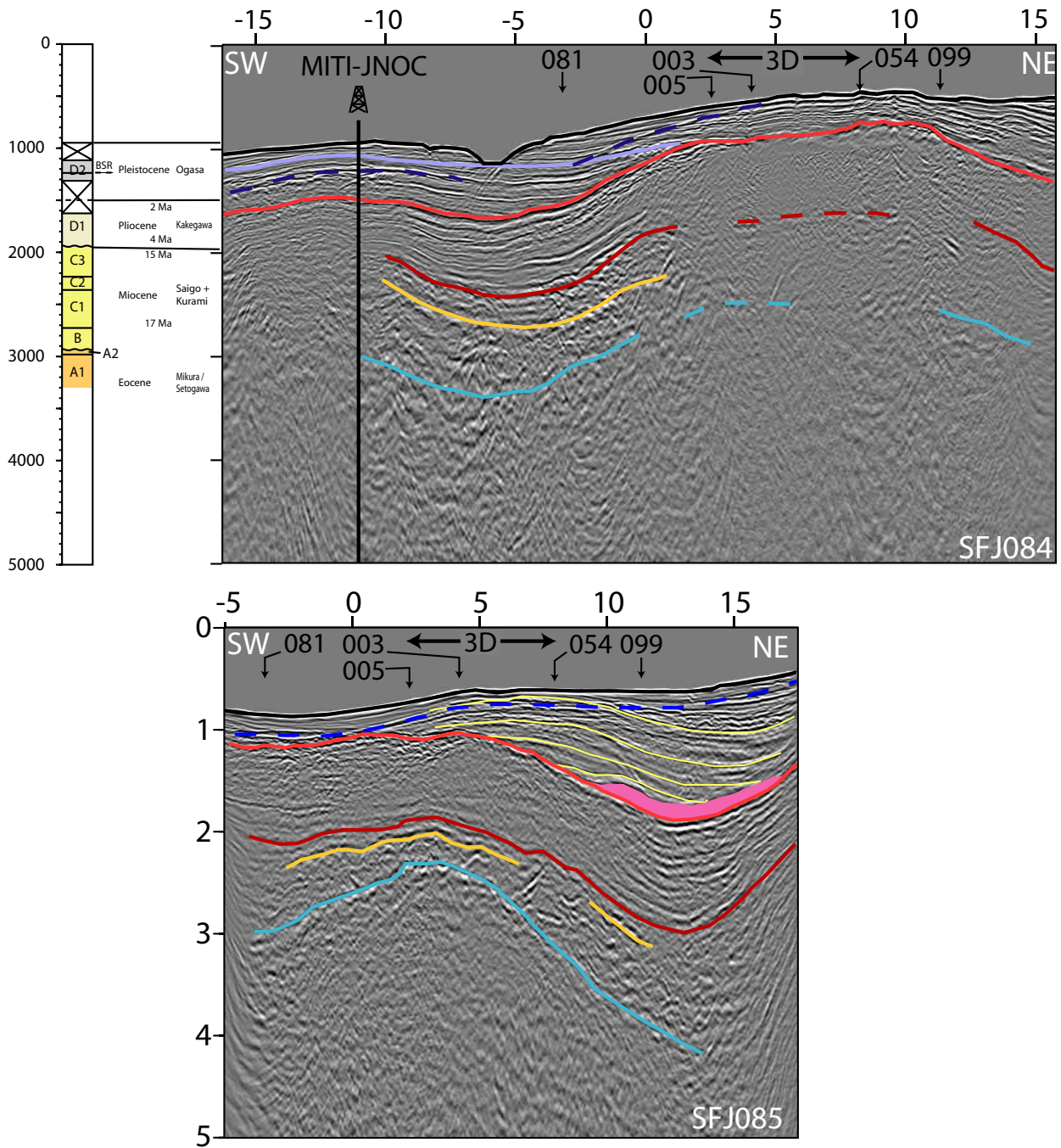


FIG. 4.7 – Profils crossline 084 (haut) et 085 (bas). Voir localisation figure 3.24 et légende figure 4.4.

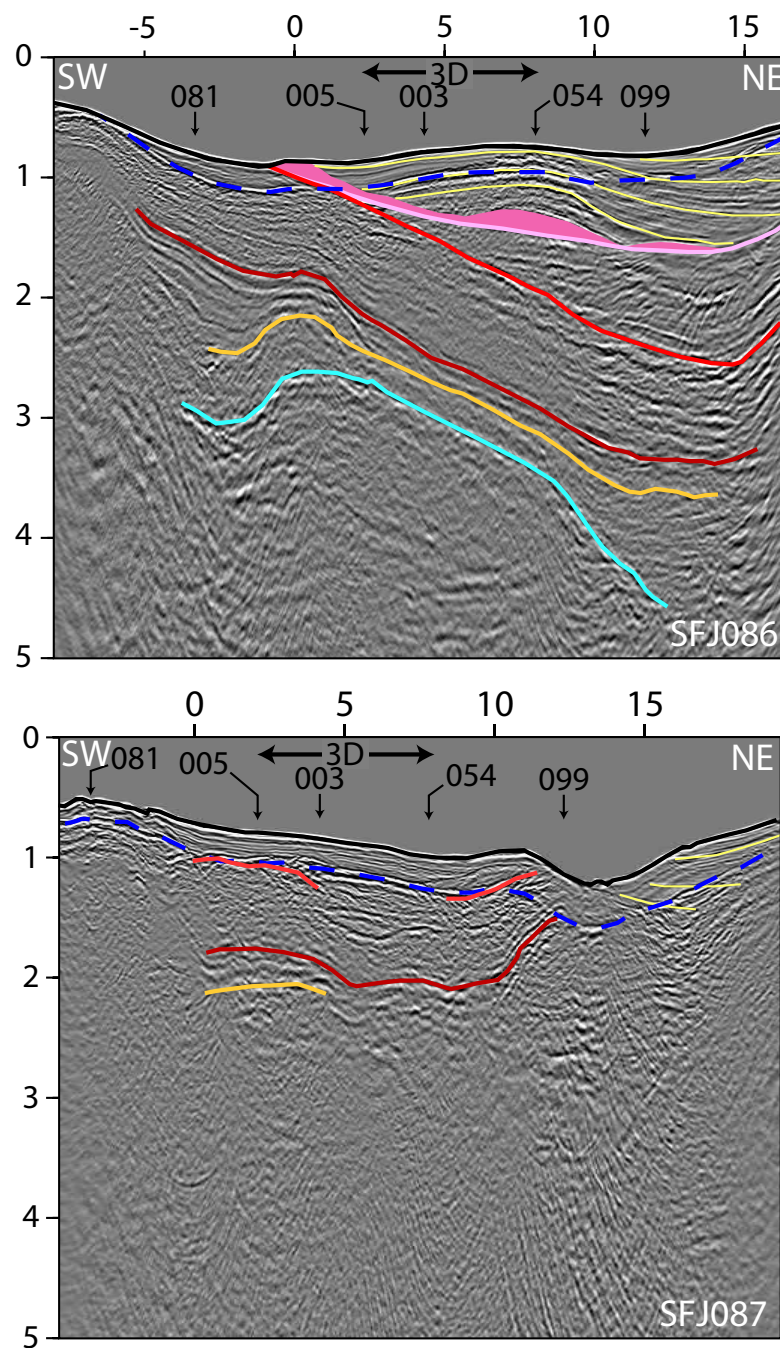


FIG. 4.8 – Profils crossline 086 (haut) et 087 (bas). Voir localisation figure 3.24 et légende figure 4.4.

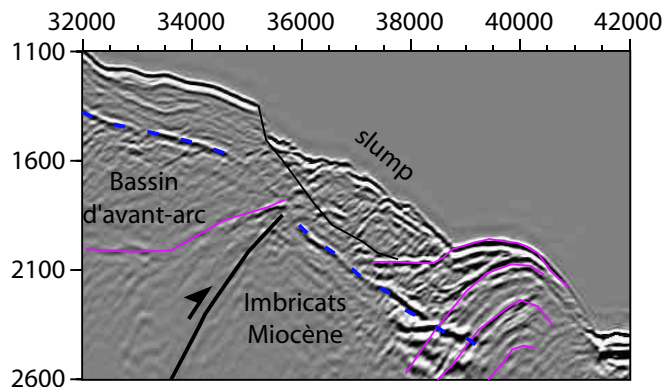


FIG. 4.9 – Zone d’effondrement au-dessus de la faille de Tokai. Une loupe d’arrachement récente est visible, dont l’escarpement est bien défini. Le terrain déplacé s’accumule au-dessus d’un pli dans le prisme Miocène. Un réflecteur correspond probablement à une faille ayant joué au cours du Quaternaire. Voir plus de détails sur ce slump chapitre 5 page 121.

Le volume de grain (volume sec non poreux) du prisme actif est estimé à environ 89.10^6 m^3 (le long du profil dans la boîte) pour un flux de grain entrant de $120 \text{ m}^3/\text{an}$ environ. Ces valeurs donnent un âge de 740 ka environ, ce qui est compatible avec les datations de Lallemand et al. (1992b) de $500 \pm 300 \text{ ka}$ des sédiments accrétés sur une partie équivalente du prisme, la ride de Yukie, située plus au sud-ouest.

La faille de Tokai sépare le prisme actif d’un prisme plus ancien. Des échantillons (319 et 322-2) rapportés lors de plongées du Shinkai 6500 sur un affleurement possible de la faille de Tokai indiquent un âge de plus de 5 Ma des affleurements présents (d’après Hattori et al., 1998 in Tokuyama et al., 1999). Qu’il s’agisse directement du prisme ancien à l’affleurement ou simplement de sa couverture érodée (bordure du bassin d’avant-arc), cette indication montre que le prisme ancien est au moins d’âge Miocène. Plusieurs réflecteurs énergétiques sont clairement visibles dans le prisme ancien, dont certains sur toute la largeur de la boîte 3D. Ils correspondent probablement à des limites d’imbricats Miocène. La forte amplitude des réflexions pourrait être due à la présence de fluides circulants.

En surface du prisme ancien dans la pente au-dessus du bassin de pente, une zone d’effondrements est bien visible sur les profils sismiques (figure 4.9). A la base de cette pente, le prisme ancien affleure, et forme un petit pli sur la faille de Tokai. Cet escarpement a été exploré lors d’une plongée en submersible (Ashi, 1997), mais les âges des roches prélevées n’ont pu être clairement établis. Un plan de faille est visible sous une loupe d’arrachement récente, ayant basculé les couches sédimentaires du bassin d’avant-arc au-dessus.

En arrière du prisme, sous la discordance du toit de l’Eocène, sont présentes les roches du groupe Setogawa et du supergroupe Shimanto. Quelques réflecteurs sont également visibles, pouvant correspondre à d’anciennes structures du prisme, ainsi qu’un long réflecteur de pendage $30\text{-}40^\circ$ (voir figure 4.1). Ce réflecteur matérialise probablement la limite entre le prisme Miocène et le Shimanto.

4.5 Historique de la déformation du prisme

La combinaison des profils, du forage et de mesures d'âges de sédiments prélevés lors de plongées permettent de reconstituer une histoire de la déformation du bassin d'avant-arc (figure 4.10).

4.5.1 La déformation anté-Pleistocène

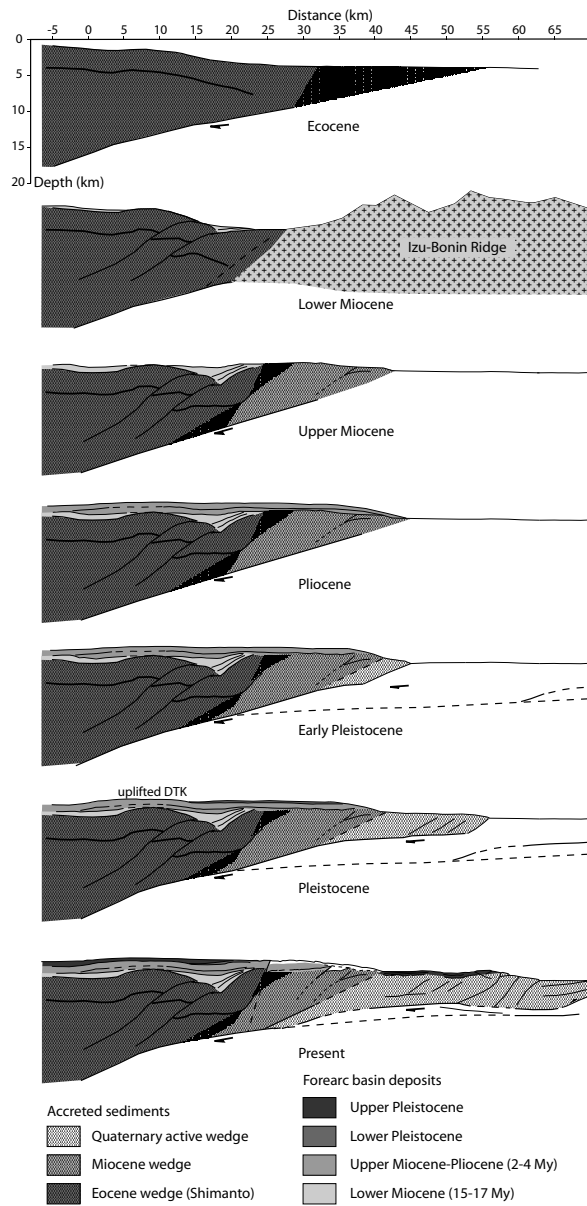
Les images OBS migrées (Dessa et al., soumis), en bonne complémentarité avec les images MCS, montrent un épisode de déformation contemporain du dépôt des sédiments Miocène inférieur du prisme. Cette déformation affecte un prisme Eocène, et consiste en deux chevauchements majeurs décalant un réflecteur basse fréquence identifié dans l'image OBS, qui correspond probablement à un front diagénétique. Cette déformation est contemporaine de la fin de l'ouverture du bassin de Shikoku, et du passage de la ride d'Izu-Bonin face à la marge est-Nankai. Le passage de la ride peut donc être à l'origine du raccourcissement du prisme Eocène et de la formation des deux chevauchements.

Puis l'histoire du prisme semble être relativement calme jusque récemment. En effet, la majorité de la déformation visible sur les profils commence avec la discordance Plio-Quaternaire. Cependant, des indices montrent qu'un épisode de déformation a affecté le bassin au Pliocène supérieur. Au niveau du forage, les roches du Pliocène sont récupérées entre 1500 et 1900 m de profondeur, avant la discordance du Miocène, et sont correspondent à un intervalle d'âge de 2 à 4 Ma. A 30 km à l'est, des échantillons ont été prélevés dans une dépression lors de plongées du submersible Shinkai 2000 lors de la campagne KAIKO-Tokai en 1994. Deux échantillons (762-1 et 765-2), prélevés à une profondeur de 1040 m sous la discordance Plio-Quaternaire, ont été datés grâce aux fossiles de nanofaune (coccolithophoridés) et donnent des âges des intervalles CN9 et CN9b (Ashi et al., 1995), ce qui correspond à 5,3-8,2 et 5,3-7,2 Ma, soit le Miocène supérieur. Un troisième échantillon (763-2), prélevé plus haut dans la pente ouest de la dépression sous un escarpement, est daté du Pleistocène inférieur (Thoué et al., 1995).

La séquence sédimentaire présente sous la discordance Plio-Quaternaire a donc un âge Pliocène au site de forage et Miocène dans la dépression. Elle est donc en onlap vers l'ouest sur une discordance Miocène, comme cela est visible sur le profil 081 (figure 4.6). Cette discordance est visible dans le Plio-Miocène supérieur et délimite deux séquences de dépôt entre lesquelles on observe une migration vers la fosse du dépo-centre (discordance marron) à l'ouest de la boîte 3D, en accord avec la progradation vers l'ouest déduite des âges des terrains.

4.5.2 L'épisode de déformation Plio-quaternaire

La discordance Plio-Quaternaire marque ensuite l'épisode de déformation le plus important de la zone. Il correspond à la surrection des deux monts océaniques par un plissement d'axe NE-SW du bassin. et à une migration vers le continent du dépo-centre. Sur les profils 081 et 086, on observe que le soulèvement du mont Daini Tenryu affecte le bassin vers le nord et l'est jusqu'à une distance de 20 km et soulève la discordance Plio-Quaternaire de près de 2 km, ce qui implique probablement une origine profonde ou lointaine. Le soulèvement du mont Daiti Tenryu semble avoir un effet à moins grande distance sur le bassin, néanmoins le pli a une longueur d'onde assez importante (10-15 km), pour un soulèvement de l'ordre de 800 m. La différence significative d'ampleur de la déformation entre les deux plis reflète très probablement deux mécanismes de formation différents, même s'ils peuvent être liés. On peut envisager que le soulèvement du mont Daini Tenryu est causé par la reprise locale de l'accrétion ou le sous-plaquage d'une unité socle, tandis que l'origine du soulèvement du Daiti Tenryu est plus énigmatique.



Martin et al, figure 3

FIG. 4.10 – Historique de la marge est-Nankai. Voir texte pour détails.

Cet épisode majeur de déformation est suivi par un dépôt massif de sédiments d'âge Pleistocène inférieur en onlap vers le sud sur le pli du mont Daini Tenryu, principalement dans le bassin d'Enshu et la dépression visible sur le profil 099 ($X=10$ à 20 km). Localement, un corps sédimentaire massif est présent dans la séquence du Quaternaire inférieur (fuschia sur les profils), qui cache des failles formées au nord-ouest de la boîte (voir profils 099 et 086). La fin de la séquence Quaternaire inférieure forme également des onlaps sur le flanc sud-est de la discordance Plio-Quaternaire sous le mont daiti Tenryu. Le Pleistocène inférieur est à son tour basculé vers le nord par un soulèvement de 500 m de la partie située à l'aplomb de la faille de Kodaiba (profils inline de la boîte et partie est des profils 085, 086 et 087). Ce soulèvement est donc probablement dû à un important jeu inverse sur le système de Kodaiba au milieu du Quaternaire, légèrement en arrière de la position de l'actuelle faille de Kodaiba (figure 4.1, faille numéro 1).

4.5.3 La déformation récente

Un soulèvement d'importance moindre mais plus tardif est à l'origine des anticlinaux visibles entre les failles de Tokai et Kodaiba dans la boîte 3D et sur le profil 099. Le soulèvement de cet anticlinal est probablement à l'origine de la faille normale à pendage nord-ouest identifiée autour de la position $X=28500$ m à travers toute la boîte 3D. La cause du soulèvement est inconnue. Il peut être causé par un rejeu tardif sur la faille de Tokai, qui semble cependant trop éloignée pour causer un effet aussi localisé. La présence d'une faille active à composante inverse à ce moment dans le prisme Miocène est plus probable pour expliquer ce bombement. Un réflecteur possible est indiqué dans la figure 4.1 (numéro 2). On peut noter que ce réflecteur sert probablement de conduit à l'expulsion de fluides, car le BSR est absent à l'extrémité en surface de ce réflecteur, sous la zone d'effondrements gravitaires.

Très tardivement, un pli s'est formé sous la dépression du profil 099 et le bord est de la boîte 3D, lié à la dernière activité de la faille de Kodaiba. La faille est donc probablement aveugle dans la boîte 3D et à l'est de celle-ci. Son observation en surface n'est certifiée que par des plongées effectuées plus loin vers le sud-ouest, où un talus de pente franchement découpé a été observé.

Plus à l'ouest, au cours du Quaternaire, une discordance liée à un bombement sous le canyon de Ryuyo est visible de part et d'autre de celui-ci, et est en partie à l'origine du soulèvement du bassin à cet endroit. La totalité du soulèvement ne peut cependant être expliquée par le seul bombement Quaternaire, une partie de celui-ci ayant probablement eu lieu en même temps que le soulèvement du mont Daiti Tenryu. Ce soulèvement en deux temps suggère également la présence d'une faille non observée dans les profils sismiques. Le petit mont sous-marin observé sur le flanc sud de ce mont pourrait alors être un volcan de boue associé à une expulsion de fluides le long de cette faille.

4.5.4 Le jeu du système de failles de Kodaiba

Trois épisodes successifs d'activité de la faille de Kodaiba peuvent être observés au cours du Pleistocène. Ces trois jeux inverses ne se sont pas produits au même endroit. Au moins deux hypothèses peuvent expliquer ce changement.

La première hypothèse est le basculement du prisme Miocène lors de la reprise de l'accrétion au Quaternaire. Au cours de ce basculement, les plans de faille existants dans le prisme sont réactivés si leur orientation est propice. Le mouvement cosismique peut alors être propagé vers la surface à travers le prisme sur ces plans préférentiels hérités de la structuration formée au cours de l'accrétion au Miocène. La combinaison de ces plans forme alors la faille satellite, et relie l'extrémité de la zone sismogène à la surface. Les deux composantes du mouvement lors

des séismes sont propagées sur le seul plan de faille alors actif du système de Kodaiba, et sa composante inverse explique les plis observés en surface.

Une seconde hypothèse, avancée par Le Pichon (2001), est que la faille de Kodaiba est une faille purement décrochante, conséquence du partitionnement de la déformation transpressive avec le chevauchement de Tokai. Les soulèvements observés seraient alors des structures de plissement en échelon. Les deux failles satellites accommodent alors le mouvement cosismique et délimitent une lanière de prisme. La composante inverse du mouvement est dans cette hypothèse est accommodée le long de la faille de Tokai.

Il n'est actuellement pas possible de trancher catégoriquement entre les deux hypothèses, même si la deuxième explique plus difficilement le plissement d'axe WSW-ENE observé au sud de la boîte 3D, au toit de la faille de Kodaiba. Une meilleure connaissance du jeu de la faille de Tokai, ou simplement de son activité, permettrait de choisir entre les deux alternatives. Selon l'hypothèse retenue, la limite supérieure de la zone sismogène sur le décollement se trouve soit à la base de la faille de Kodaiba, soit à la base de la faille de Tokai. La profondeur de cette limite est cohérente avec celle du mouvement cosismique du séisme de 1944 sous le bassin voisin de Kumano.

Conclusion

L'analyse des images en trois dimensions permet de reconstituer la géométrie du prisme d'accrétion de Nankai dans la zone Tokai. En combinant cette analyse avec celle de profils autour de la boîte et recoupant celle-ci, il est possible d'en déduire l'histoire de la déformation au cours de la fin du Tertiaire et du Quaternaire. Le prisme de Nankai a subi une histoire complexe, tout d'abord assez calme au cours du Miocène, au cours duquel un prisme se forme qui constitue aujourd'hui le prisme ancien. Au cours du Pliocène, l'accrétion est interrompue et le dépo-centre du bassin d'avant-arc migre vers la fosse. Le principal épisode de déformation survient alors (fin Pliocène ou début Quaternaire) et provoque des soulèvements très importants du prisme ancien et du bassin qui le surmonte. L'accrétion reprend ensuite au cours du Quaternaire, au cours duquel deux épisodes du jeu de la faille de Kodaiba, dont un très tardif, ont pu être identifiés. Deux autres épisodes de soulèvement ont eu lieu au Quaternaire, l'un en avant et l'autre en arrière de la faille de Kodaiba, et sont probablement liés à un jeu sur des failles non observées jusqu'à présent.

Chapitre 5

BSR, régime thermique et érosion

Le BSR (Bottom Simulating Reflector) est un réflecteur apparaissant dans certaines formations sédimentaires des marges continentales sous-marines et dans les zones de permafrost, et qui est couramment associé à la base de la zone de stabilité des hydrates de méthane (e. g. Shipley et al., 1979; Kvenvolden, 1993; Sloan, 1998). Ces hydrates sont formés à partir de l'eau présente dans les pores et du méthane produit dans les sédiments principalement par les organismes biologiques ou la chaleur. Ils sont présents dans une zone où les conditions de pression et de température sont favorables, la base de cette zone correspondant à la surface où la température est suffisamment élevée pour les dissocier du fait du gradient géothermique (voir figure 5.1). Outre le fait que ce méthane soit le plus grand réservoir potentiel d'hydrocarbures connu (e. g. Dickens et al., 1997; Grauls, 2001), la variation de la profondeur d'eau ou du géotherme peut avoir comme conséquence de libérer ou de retenir du méthane dans les couches supérieures de la Terre, avec un possible effet sur l'effet de serre (e. g. Kvenvolden, 1993). La base de la zone de stabilité peut également servir de plan de glissement de terrain sur les marges océaniques (e. g. Cochonat et al., 2002).

En termes d'imagerie sismique, les hydrates semblent avoir un effet très modéré sur les vitesses sismiques selon certains auteurs (Singh et al., 1993; Singh and Minshull, 1994; MacKay et al., 1994). Wood et al. (1994) montrent néanmoins, d'après une inversion des vitesses d'intervalle dans le domaine $\tau - p$ sur des données de réflexion sur la ride Blake, que dans les zones où un BSR est présent, la vitesse d'intervalle des ondes P peut localement être plus forte (2 km/s) sur une épaisseur de 150 m juste au-dessus du BSR par rapport à des zones où aucun BSR n'est observé. Le remplissage des pores du sédiment par les hydrates semble diminuer les contrastes d'impédance acoustique dans celui-ci et provoque un effet de *blanking* (e. g. Lee and Dillon, 2001). La présence de gaz libre sous celui-ci peut diminuer fortement la vitesse des ondes P (Westbrook et al., 1993; MacKay et al., 1994). Singh et al. (1993) et Minshull et al. (1994) ont pu modéliser et quantifier l'épaisseur de la zone de gaz libre (32 m aux deux endroits modélisés) en plusieurs localisations (au large de l'île de Vancouver et de la Colombie), en supposant une vitesse de sédiments remplis de gaz égale à 1.4 km/s. Wood et al. (1994) trouvent une épaisseur plus grande (150-200 m) sur la ride Blake, mais une vitesse plus élevée (1,5-1,6 km/s). Toutefois, la présence de gaz libre n'est pas obligatoire pour générer un BSR, le simple contact entre le sédiment rempli d'hydrates avec le même sédiment rempli d'eau suffit à provoquer une baisse de la vitesse (Hyndman and Spence, 1992). Cette diminution de la vitesse se traduit sur l'image sismique par une polarité du BSR inverse à celle de la surface de l'eau.

Le prisme de Nankai est la zone où la ressource en hydrates est la plus grande et où la densité de gaz est la plus élevée, ce qui en fait potentiellement une cible privilégiée pour des tentatives d'exploitation (Milkov and Sassen, 2002). En attendant, la présence d'un BSR permet d'obtenir

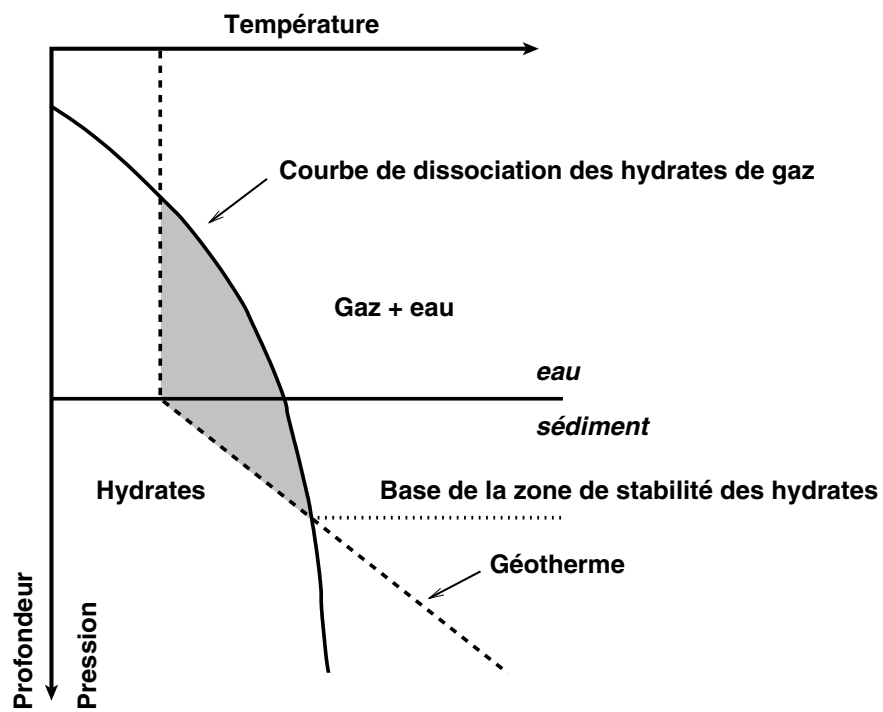


FIG. 5.1 – Zone de stabilité des hydrates de gaz (d'après Kvenvolden, 1993). La base de cette zone correspond au BSR. Elle varie donc en fonction du gradient géothermique et de la température de surface du sol.

des informations sur le flux de chaleur dans la zone d'étude.

5.1 Le BSR dans la zone Tokai

Le BSR est présent sur le lieu de la campagne SFJ, notamment dans la boîte 3D (voir par exemple Ashi and Taira, 1993). Son étude a d'ailleurs fait l'objet d'un forage voisin (forage MITI-JNOC-Japex), destiné notamment à l'étude des hydrates de méthane. Une caractéristique particulière le rend plus intéressant précisément dans la boîte 3D : la présence d'un double BSR. Peu de doubles BSR ont été jusqu'ici observés en dehors du prisme de Nankai (voir par exemple Posewang and Mienert, 1999, sur la marge norvégienne). Ce second BSR, décrit par Foucher et al. (2002), correspond selon ces auteurs à un BSR fossile, qui correspondrait à la base de la zone de stabilité des hydrates avant un soulèvement très récent (moins de 10 ka) ou un changement de la circulation océanique. Les images 3D ont par ailleurs permis d'étendre son extension connue dans le Pliocène, jusqu'à la zone de faille de Kodaiba, alors qu'il n'était jusqu'à présent observé que dans le Quaternaire récent.

Le BSR a été cartographié dans la boîte 3D là où celui-ci peut être observé. Sa profondeur varie entre 0 dans les zones où la profondeur d'eau est inférieure à 500 m et 700 mbsf en bas de la pente. Le BSR est continu et très fort dans le bassin d'avant-arc, il est plus faible et discontinu au niveau de la zone de faille de Kodaiba. Il est généralement bien visible sous le haut de la pente, puis disparaît en bas de celle-ci. Enfin, il est faible mais visible sous le replat en contrebas de la zone pentée.

A partir de la cartographie du BSR, et considérant un gradient de température moyen sur la zone de $37,9^{\circ}\text{C.km}^{-1}$ (forage MITI), il est possible de calculer la profondeur théorique du BSR et de la comparer avec la profondeur réelle. On observe alors certaines zones où le BSR a une profondeur anormale. C'est le cas dans le haut de la pente, où le BSR se trouve plus près de la surface qu'il ne devrait être en théorie (voir figure 5.3).

5.2 Détermination du flux de chaleur à partir de la profondeur d'un BSR

L'un des intérêts du BSR est la possibilité de calculer un flux de chaleur grâce à celui-ci. Ce raisonnement est basé sur l'hypothèse d'un BSR matérialisant la limite de la zone de stabilité des hydrates de méthane dans les sédiments. La profondeur du BSR donne une indication sur la température *in-situ* et permet d'en déduire le flux de chaleur local (Shibley et al., 1979; Yamano et al., 1982), moyennant quelques hypothèses sur les paramètres du milieu. Ce type de détermination du flux de chaleur a aujourd'hui été largement utilisé : sur les prismes d'accrétion de la Barbade (Fisher and Hounslow, 1990), des Cascades (Davis et al., 1990; Hyndman et al., 1993), de Makran (Minshull and White, 1989) et de Nankai (e.g. Ashi and Taira, 1993), mais aussi dans d'autres contextes tectoniques, comme les rides de Blake, le glissement de Storegga ou le rift du Lac Baikal (Golmshtok et al., 2000). La profondeur du BSR, qui peut être mise en relation avec la pression, permet de retrouver sur le diagramme P-T (figure 5.1) la température au niveau du BSR. Connaissant cette température, il est possible de déterminer le flux de chaleur en faisant l'approximation suivante (Yamano et al., 1982; Hyndman et al., 1992) :

$$\phi = k \frac{T_{BSR}(z_{BSR}) - T_{Surf}}{d_{BSR}}, \quad (5.1)$$

avec k conductivité thermique des sédiments, T_{BSR} la température au niveau du BSR, déduite de sa profondeur totale z_{BSR} sur le diagramme pression-température de dissociation des hydrates,

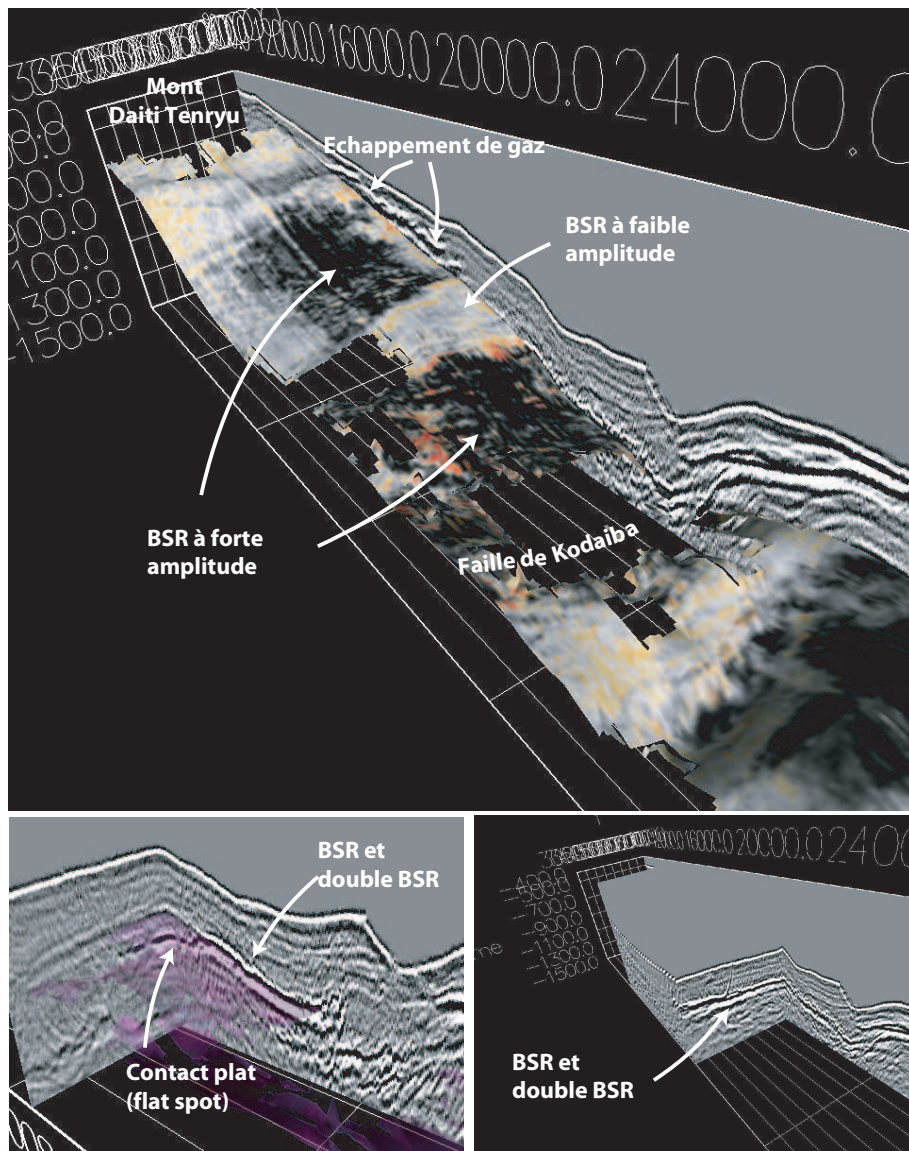


FIG. 5.2 – En haut : vue en 3D du BSR sur le bassin de pente. En bas à gauche, poche de gaz sous le BSR, dans le corps sédimentaire entre les deux discordances quaternaires. Le double BSR est observable de part et d'autre de ce corps, mais pas à l'intérieur, où il est remplacé par la poche de gaz. En bas à droite, double BSR dans le Pliocène.

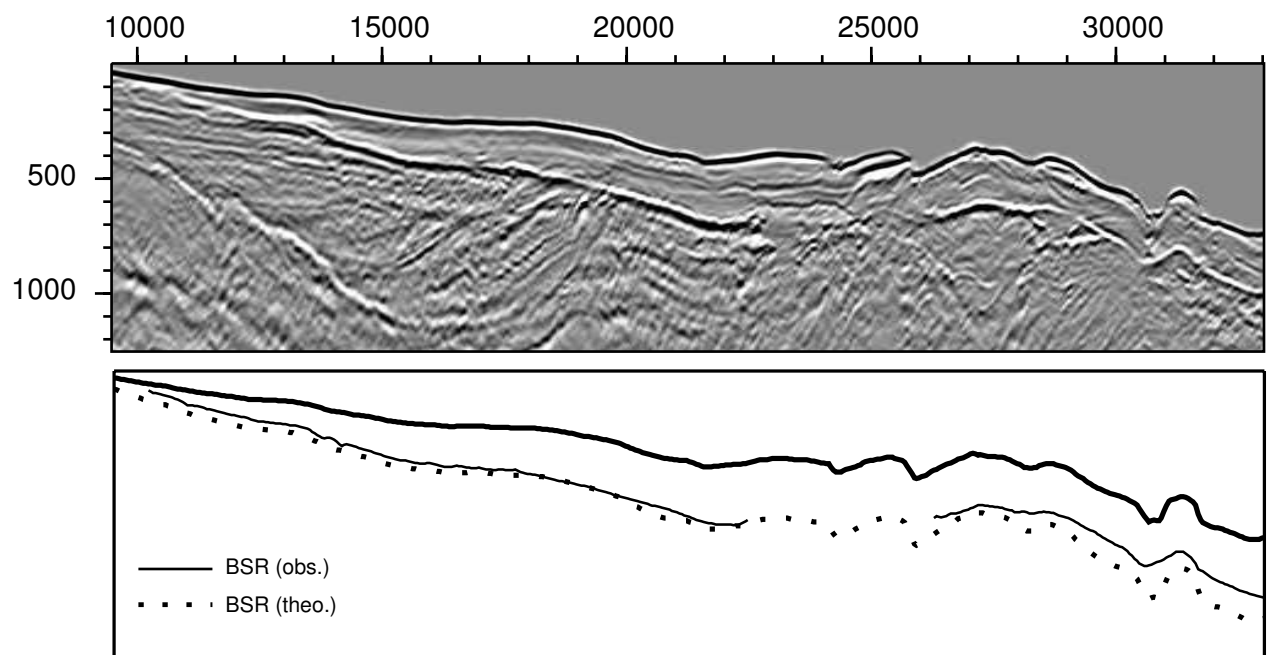


FIG. 5.3 – Haut : Profil Y=5700 m, échelles en m. Le BSR est bien visible sous la surface. Il disparaît autour de la faille de Kodaiba, puis réapparaît près de la pente. Bas : comparaison entre la profondeur du BSR observée et sa profondeur théorique pour un flux de chaleur de 50 mW.m^{-2} . Le BSR est à sa profondeur théorique au-dessus du bassin d'avant-arc, mais est systématiquement au-dessus de sa position théorique entre Kodaiba et le haut de la pente, ce qui indique un flux de chaleur plus élevé à cet endroit.

T_{Surf} la température de l'eau à la surface du sédiment et d_{BSR} la profondeur du BSR sous la surface. Hyndman et al. (1992) ont relevé les différents paramètres nécessaires au calcul et ont noté les incertitudes sur ceux-ci.

Conductivité thermique Hyndman et al. (1992) indiquent que l'estimation de la conductivité thermique est une source importante d'erreurs, car celle-ci est très variable d'un site à l'autre. Des mesures de conductivité sur des échantillons de forages voisins sont la meilleure source possible de données pour ce paramètre. Grevemeyer and Villingier (2001) ont montré que la présence d'hydrates de méthane, faible conducteur de chaleur, n'a pratiquement aucun effet sur la conductivité thermique de la roche, et que la conductivité des sédiments peut être approximée à une conductivité moyenne sur la tranche de sédiments. La conductivité thermique utilisée ici est une loi fonction de la vitesse des ondes P $k(\text{W.m}^{-1}\text{K}^{-1}) = -0.4493 + 9.644.10^{-4}V_P(m.s^{-1})$, déduite de mesures du leg ODP 190 (Ashi, communication personnelle et Pribnow et al., 2000), malheureusement lointain et dans les sédiments de la fosse (voir figure 90). La vitesse utilisée ici est la vitesse déterminée par analyse de vitesse tandis que la loi est déduite de vitesses mesurées lors du forage. Il subsiste donc une incertitude sur ce paramètre.

Température au niveau du BSR La température au niveau du BSR est obtenue en estimant la pression de la solution contenant le méthane à la profondeur du BSR et en la reportant sur un diagramme Pression-Température. Si plusieurs auteurs utilisent une valeur de pression lithostatique (Golmshtok et al., 2000; Berndt et al., 2002), Hyndman et al. (1992) indiquent que la pression à prendre en compte pour ce calcul est la pression hydrostatique et non lithostatique, puisqu'à ces profondeurs il est encore rare d'observer des surpressions dans les phases fluides. De plus, la température observée au niveau du BSR dans le forage MITI donne un point de référence proche de la courbe de dissociation en condition hydrostatique. La température est estimée par une loi statistique issue de différentes mesures de condition de dissociation des hydrates (voir par exemple Sloan, 1998; Bakker, 1998). Les mesures sont toutefois différentes selon les conditions dans lesquelles elles sont réalisées. Lors d'un forage réalisé non loin de la boîte (forage MITI, voir localisation figure 3.24), la chlorinité moyenne de l'eau des pores a été mesurée (Matsumoto et al., 2001; Tomaru et al., 2001) et est proche de celle de l'eau de mer (environ 550 mOmol.L^{-1}), sauf dans les bancs sablonneux contenant des hydrates de méthane en grande quantité, où elle est beaucoup plus faible (100 à 200 mOmol.L^{-1}). Plusieurs auteurs (e. g. Hyndman et al., 1992; Dickens and Quinby-Hunt, 1994) ont noté que la salinité de l'eau obtenue par dissociation des hydrates est beaucoup plus faible que celle de l'eau de mer, même si ces hydrates se sont formés dans des conditions de salinité voisines de l'eau de mer. Il existe aujourd'hui plusieurs séries de mesures réalisées par différents auteurs (e. g. Dholabhai et al., 1991; Dickens and Quinby-Hunt, 1994) tenant compte de la salinité de l'eau dans les hydrates. Grevemeyer and Villingier (2001) indiquent d'ailleurs que la courbe de dissociation des hydrates doit être calculée de préférence à partir de mesures en eau de mer, malgré la faible chlorinité des zones à hydrate. Cette suggestion est pertinente dans notre cas compte tenu de la composition de l'eau des pores. Les mesures de composition des hydrocarbures disponibles dans la zone (Gamo et al., 1992) indiquent que le rapport $\text{CH}_4/\text{C}_2\text{H}_6$ est très élevé (>100), les hydrocarbures présents sont donc en quasi-totalité composés de méthane. Les données utilisées pour le calcul de la courbe sont donc issues des mesures réalisées dans des conditions expérimentales voisines pour la composition de la phase gazeuse et ajustées à la température au forage. La gamme de pression des données expérimentales en conditions de salinité marine étant limitée, la pente utilisée au-delà de 10 MPa est celle des hydrates en eau pure (Roberts et al., 1940; Deaton and Frost, 1946; Kobayashi and Katz, 1949; MacLeod and Campbell, 1961; Marshall et al., 1964;

Jhaveri and Robinson, 1965; Galloway et al., 1970; Verma et al., 1974; de Roo et al., 1983; Thakore and Holder, 1987; Adasasmito et al., 1991; Dickens and Quinby-Hunt, 1994; Dyadin and Aladko, 1996), qui est parallèle à la courbe des mesures en eau de mer pour le domaine où les deux séries de mesures sont disponibles. Au final, la courbe obtenue est présentée dans la figure 5.4. Pour calibrer celle-ci, la courbe est comparée à la mesure de température réalisée au niveau du BSR dans le forage MITI. La température au niveau du BSR, mesurée lors du forage, est de 14,0°C (Takahashi et al., 2001), à une profondeur de 1240 m (290 mbsf), soit une pression de 12,67 MPa, ce qui est proche de la courbe correspondant à la stabilité en eau de mer. La loi de température de dissociation des hydrates retenue dans la zone étudiée est donc la suivante :

$$\begin{aligned} T(K) &= 9.4767 \times \log P(\text{MPa}) + 263.45 & (P < 10.0971 \text{ MPa}), \\ T(K) &= 7.9068 \times \log P(\text{MPa}) + 267.08 & (P > 10.0971 \text{ MPa}). \end{aligned} \quad (5.2)$$

Cette loi est statistiquement très fiable par rapport aux mesures expérimentales ($r^2=0.996^1$), et est calibrée au puits.

Température au fond de l'eau Cette température varie en fonction de la saison et du lieu et doit être prise en compte de manière précise dans le calcul (Grevemeyer and Villinger, 2001). Hyndman et al. (1992) ne discutent pas de l'importance de l'estimation de cette température, malgré son extrême variabilité : 3 à 4 °C de différence entre 500 et 2500 m de profondeur, à comparer avec les 1,1 °C entre les lois de changement de phase des hydrates selon la salinité (Dickens and Quinby-Hunt, 1994). La loi utilisée ici provient de données océanographiques du centre de données océanographiques du Japon, et correspond à la moyenne annuelle. La température relevée au fond de l'eau lors du forage MITI-Nankai (3°C à 950 m) est de l'ordre de celle prévue à cette profondeur par les mêmes données océanographiques (3,2°C à 950 m en novembre-décembre, période du forage).

5.3 Flux de chaleur dans la boîte 3D

A partir de la profondeur du BSR, mesurée là où il est présent dans la boîte 3D, il est possible de calculer un flux de chaleur avec l'équation 5.1. Ce flux calculé suppose une conduction purement verticale de la chaleur. Cela est vérifié à grande échelle dans la boîte 3D, mais à petite échelle, les isothermes en profondeur ne suivent pas exactement le fond de l'eau, la diffusion de la chaleur se produisant également dans une direction horizontale à cause des irrégularités de la topographie. Pour s'affranchir de cet effet, le flux calculé est lissé grâce à une fonction gaussienne de 2 km de diamètre, ce qui correspond au double des longueurs d'onde des irrégularités de la topographie. Le flux obtenu représente donc un flux moyenné horizontalement, et est de ce fait supposé être purement vertical. Il est représenté dans la figure 5.5.

Le résultat obtenu montre clairement des zones à fort flux, mais dont la distribution ne coïncide pas avec les failles majeures du prisme (Tokai et Kodaiba). De plus, sur les rares images où le BSR traverse la faille de Kodaiba, celui-ci ne paraît pas affecté. Il est donc improbable que les fortes valeurs de flux de chaleur soient dues à l'expulsion de fluides provenant de zones profondes, car la chaleur transportée par ces fluides affecterait le BSR et le flux de chaleur (e.g. Minshull and White, 1989; Zwart et al., 1996).

¹ r^2 correspond au carré du coefficient de corrélation. Plus il est proche de 1, meilleure est la corrélation entre les données et la courbe.

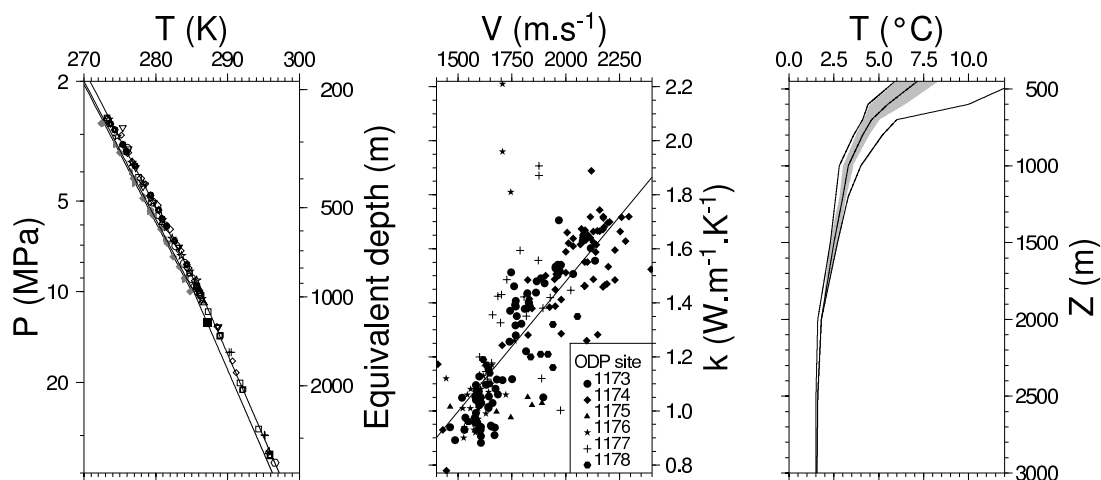


FIG. 5.4 – Lois utilisées pour le calcul du flux de chaleur sur le prisme à partir de la profondeur du BSR. Gauche : diagramme pression-température de dissociation des hydrates. Les figurés blancs représentent les mesures en eau pure, les figurés grisés les mesures en eau de mer, et le losange noir le point de calibration (forage MITI). Voir texte pour les sources de données. Centre : courbe de régression de la conductivité thermique des sédiments du prisme en fonction de la vitesse d'intervalle des ondes P (données d'après Ashi et Henry, communication personnelle). Droite : profil de température de l'eau de mer dans la fosse de Suruga (source Centre de Données Hydrographiques du Japon). La zone en gris représente l'écart-type des mesures et les traits fins les valeurs extrêmes.

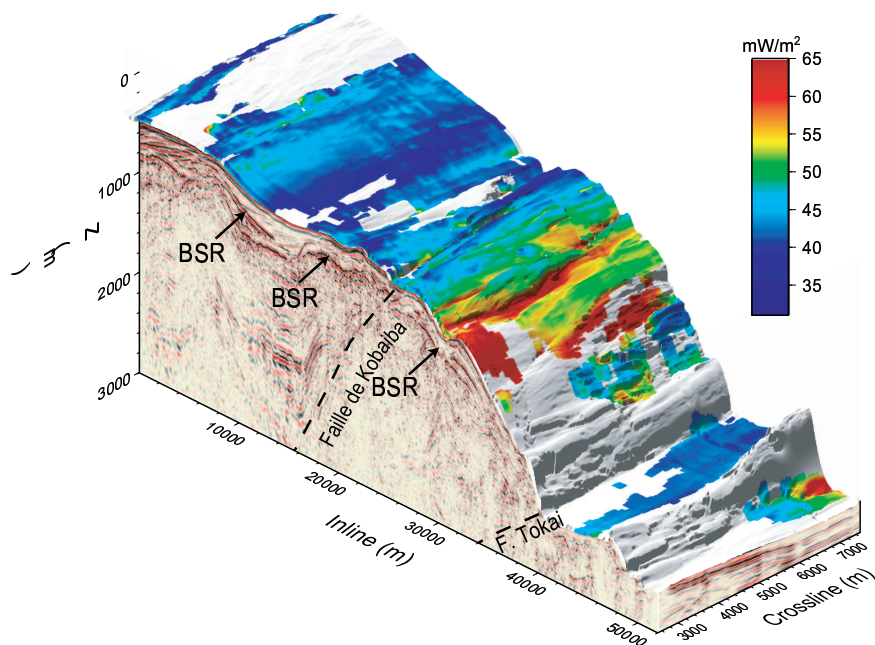


FIG. 5.5 – Flux de chaleur dans la boîte 3D calculé d'après la profondeur du BSR.

5.4 Processus actifs en surface

Des processus actifs d'érosion et de sédimentation sont clairement visibles sur les images sismiques de la surface de la boîte 3D.

Erosion

En contrebas de la zone de faille de Kodaiba, on peut observer une structure géologique particulière, à surface irrégulière et très faillée. Il s'agit d'une loupe d'arrachement, dont le décollement est visible dans la figure 5.6. Si la présence d'un BSR peut aider à la déstabilisation d'un terrain (e.g. Dillon et al., 1998), la surface de décollement de la loupe ne semble pas coïncider avec le BSR à cet endroit, comme cela était suggéré par Cochonat et al. (2002). La géométrie est également différente de celle de Cochonat et al. (2002), puisque ces derniers situent l'extrémité inférieure du glissement à la rupture de pente au niveau de la faille de Tokai. L'anomalie de la profondeur du BSR peut au niveau de la loupe d'arrachement être expliquée par le détachement récent de cette loupe. Avant le détachement, le BSR se trouvait à une profondeur normale. Après le glissement de terrain, le BSR se trouve à une profondeur plus faible, tant que l'équilibre thermique n'a donc pas été retrouvé dans cette zone. L'image montre donc un BSR qui devrait disparaître pour se reformer à une profondeur plus grande lors du retour à l'équilibre thermique.

Stabilité de pente

En utilisant le BSR pour reconstituer le fond de l'eau avant glissement, il est possible de retrouver les conditions mécaniques du glissement. Pour ce faire, nous avons calculé le facteur de sécurité (*factor of safety*) de la pente (voir par exemple définition dans Kliche, 1999), connaissant la surface de glissement ainsi que la surface du fond de l'eau avant glissement. Le facteur de sécurité est égal au rapport des forces résistantes au repos (friction basale) sur les forces motrices (gravité), intégrées sur toute la portion de sol dont on veut connaître la stabilité. Ce calcul a été effectué en utilisant l'approximation de Bishop (Bishop, 1954). Cette approximation courante consiste à considérer que la loupe d'arrachement est constituée de blocs rigides de faible largeur entre lesquels il n'y a pas de force cisailante. Le facteur de sécurité est alors calculé grâce à l'équilibre des moments et des forces verticales sur le plan de faille. Le calcul est fait itérativement selon la formule (adapté de Krinitzky et al., 1993) :

$$FS = \frac{\sum \left(c' + \mu(\rho_{sed} - \rho_{eau})gh(1 - \lambda) \frac{\sec \alpha}{1 + \frac{\mu \tan \alpha}{FS}} \right)}{\sum (\rho_{sed} - \rho_{eau})gh \sin \alpha}, \quad (5.3)$$

jusqu'à convergence du résultat (note : ce calcul est valable en environnement sous-marin, d'où le terme $-\rho_{eau}$ équivalent à la "poussée d'Archimède"). c' est la cohésion du matériau, μ son coefficient de frottement interne, ρ_{sed} et ρ_{eau} les masses volumiques du sédiment et de l'eau, h et α la hauteur de chaque colonne et son angle basal, λ le coefficient de surpression de fluide calculé selon la relation :

$$\lambda = \frac{P_f - \rho_{eau}g(h + z)}{(\rho_{sed} - \rho_{eau})gh}, \quad (5.4)$$

où P_f est la pression de fluide et z la hauteur de la tranche d'eau au-dessus de la colonne. Ce coefficient est légèrement différent de celui de Hubbert and Rubey (1959) mais exprime la même idée. Il s'agit en fait du coefficient de Hubbert et Rubey généralisé, exprimé par Davis

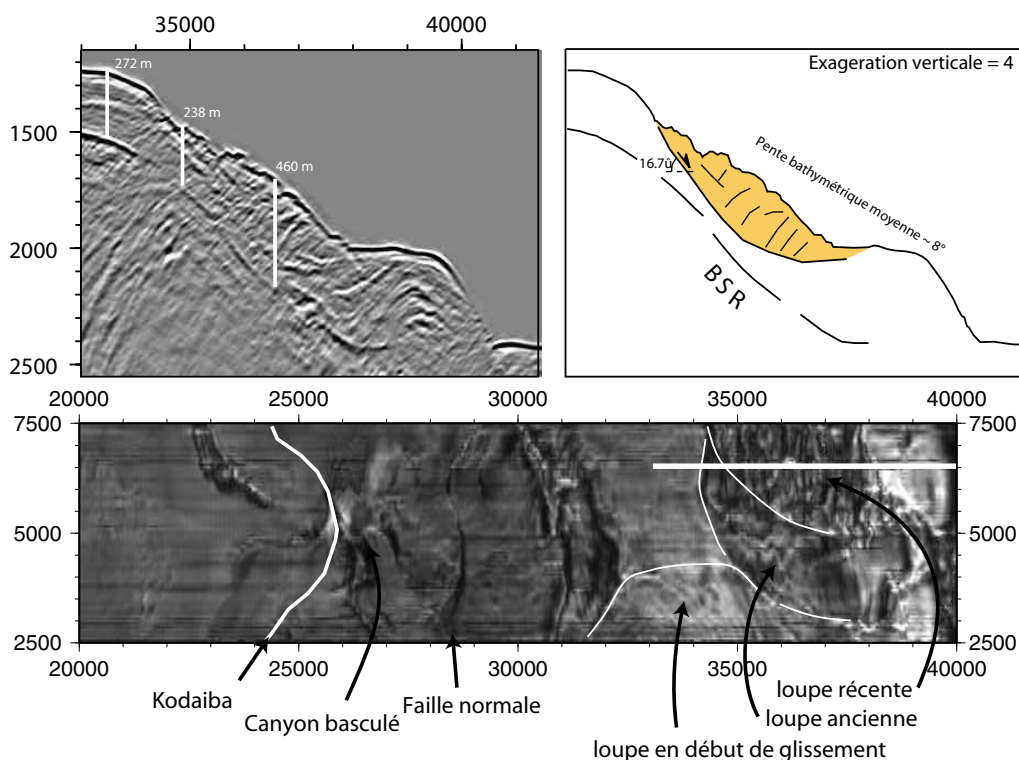


FIG. 5.6 – Détail d'un profil dans la pente ($Y=6000$ m), échelles en m. Une loupe d'arrachement est clairement visible à cet endroit entre les positions $X=35000$ et $X=38000$, ainsi que la surface de glissement. Le BSR permet de reconstituer la surface bathymétrique avant rupture. Sur la carte d'amplitudes de la réflexion du fond de l'eau, une deuxième loupe d'arrachement, plus ancienne, peut être observée. Cela suggère que le processus de glissement de terrain est répété sur la pente et peut être assimilé à long terme à de l'érosion sur le haut de la pente, au départ des glissements de terrain, et à de la sédimentation en bas de celle-ci, dans la zone d'accumulation.

et al. (1983), modifié pour varier entre 0 et 1. Lorsque $\lambda = 0$, la pression de fluide dans les pores est hydrostatique, et lorsque $\lambda = 1$ elle est lithostatique. La pression de fluide P_f joue un rôle important dans ce résultat, son effet est de baisser la contrainte normale à la faille (voir par exemple Hubbert and Rubey, 1959; Davis et al., 1983; Mandl, 1988; Sibson, 1990). Une surpression de fluide peut donc provoquer une rupture en abaissant le facteur de sécurité. De même, un séisme peut modifier la stabilité de la pente en augmentant les forces motrices, à cause de l'accélération verticale provoquée par ce dernier. Il est possible de calculer l'accélération nécessaire à la rupture en remplaçant g par $g + A_{peak}$ pour un facteur de sécurité égal à 1 (A_{peak} est l'accélération verticale maximale du sol). On obtient alors une valeur de A_{peak} correspondant à l'accélération maximale du sol nécessaire à la rupture (voir détails dans Wilson and Keefer, 1983; Krinitzky et al., 1993).

Le calcul du facteur de sécurité a été effectué pour deux coefficients μ . Dans un premier cas, le sédiment a été considéré comme suivant la loi de Byerlee $\mu = 0.85$ (Byerlee, 1978). Le facteur de sécurité dans le cas où il n'y a pas de surpression de fluide est de 3.41, ce qui implique une pente très stable. Pour déstabiliser le terrain, il faut soit une surpression de fluide $\lambda = 0.67$, soit une accélération pic du sol de $0.60g$. Le calcul a également été fait avec la valeur $\mu = 0.4$, correspondant aux valeurs observées dans les argiles. Le facteur de sécurité est de 1.65, la pente est donc assez stable. Pour provoquer un glissement, il faut soit une surpression de fluide $\lambda = 0.37$, soit une accélération pic de $0.16g$. Dans les deux cas, la surpression nécessaire est grande par rapport à l'épaisseur de sédiments. Une origine sismique de la rupture est donc à privilégier. L'accélération peut être reliée à la magnitude d'un séisme selon des lois statistiques empiriques (voir par exemple Yeats et al., 1997; Bolt, 1999), et peut donc être estimée dans les deux cas. La magnitude estimée du séisme nécessaire à la rupture est légèrement inférieure à 7 dans le cas $\mu = 0.85$ et de l'ordre de 5-5.5 dans le cas $\mu = 0.4$, compte-tenu de la distance au décollement sismogène interplaque et de son pendage, et hors éventuel effet de site. Elle peut probablement être encore inférieure si un mouvement a lieu sur une faille satellitite proche, par exemple la faille de Tokai. Compte-tenu de la sismicité historique le long de la marge de Nankai (voir figure 1.4), il est très probable que la rupture soit d'origine sismique. De plus, l'observation d'une autre loupe plus ancienne (figure 5.6) permet de penser que ce processus de glissement de terrain est répété plusieurs fois à l'échelle de la durée de vie d'un BSR, et peut donc être assimilé à de l'érosion et de la sédimentation.

Sédimentation

Les images sismiques des autres zones de la boîte 3D, à l'exception du mont Daitii Tenryu, montrent plutôt des bancs calmes et parallèles à la surface, ce qui suggère une sédimentation active. Le bassin d'avant-arc subit un dépôt (voir figure 5.3 haut), de même que le petit bassin de pente (voir figure slope_basin). La profondeur du bassin de pente est d'environ 600 m. Sur la ride centrale du bassin, où un chevauchement est visible, le socle du bassin de pente est à l'affleurement. L'équivalent de cette ride est visible sur la marge au sud-ouest de la boîte 3D, et les roches affleurantes ont été datées par Lallemand et al. (1992b) aux alentours de 500 ± 300 ka. L'âge du prisme actif est d'autre part estimé entre 0.5 et 0.6 Ma sous le bassin de pente d'après les estimations de volume basées sur la géométrie des failles (voir section 4.2), ce qui est cohérent avec la datation précédente. Le bassin de pente étant nécessairement plus jeune que son socle, le taux de sédimentation moyen dans ce bassin de pente peut donc être estimé à 1.0-1.2 mm/an environ.

5.5 Discussion

Les zones identifiées d'après les profils sismiques subissant actuellement de l'érosion ou de la sédimentation coïncident avec les zones où un flux de chaleur anormalement élevé ou bas est déduit de la profondeur du BSR. L'effet des processus de dépôt ou d'érosion sur le flux de chaleur est bien connu et identifié en de nombreux endroits (par exemple la zone sub-Andine en Bolivie, voir Husson and Moretti, 2002). Lors de la sédimentation, un matériau froid est ajouté à la surface du terrain. Une partie du flux de chaleur basal est donc utilisé pour réchauffer le terrain pour le ramener vers le géotherme initial. Le flux de chaleur total diminue donc. Inversement, lors de l'érosion d'un terrain, un matériau profond et chaud est exhumé, et se refroidit donc plus vite pour revenir à l'équilibre géothermique. Cela entraîne une augmentation du flux de chaleur. Ce phénomène est quantifiable, et le flux de chaleur en surface est affecté par l'érosion ou la sédimentation d'après la formule suivante (Carslaw and Jaeger, 1959; Langseth et al., 1980; Hutchinson, 1985) :

$$\phi_S = \phi_0 \left[4i^2 \operatorname{erfc} \left(\frac{vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right], \quad (5.5)$$

avec ϕ_0 flux basal (flux initial sans érosion ou sédimentation), v vitesse d'érosion ou de sédimentation, t durée de l'érosion ou de la sédimentation et κ diffusivité thermique du terrain. $i^2 \operatorname{erfc}$ est la fonction intégrale seconde de la fonction erreur complémentaire et peut être calculée par la formule suivante (e. g. in Carslaw and Jaeger, 1959, , page 484) :

$$i^2 \operatorname{erfc}(x) = -\frac{x}{2} \left((1 + 2x^2) \operatorname{erfc}(x) - \frac{2}{\sqrt{\pi}} \exp(-x^2) \right). \quad (5.6)$$

Cependant, le flux calculé par l'intermédiaire du BSR est un flux moyen calculé à partir de la différence de température entre la surface et le BSR, et non le flux instantané en surface. L'équation 5.5 donne donc une variation de flux trop élevée par rapport à la variation trouvée dans les conditions de mesure (voir figure 5.7). Pour calculer une valeur comparable au flux issu trouvé précédemment, on peut donc reprendre le calcul du flux à partir de l'expression de la température directement et non de son gradient. D'après Benfield (1949), la température à une profondeur d peut être calculée par la formule suivante :

$$T(d, t) = T_0 + G(d + vt) - \frac{G}{2} \left((d + vt) \operatorname{erfc} \left(\frac{d+vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) - (d + vt) \exp \left(-\frac{vd}{\kappa} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{d+vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right), \quad (5.7)$$

avec les mêmes paramètres que précédemment et G le gradient de température au repos. En faisant la différence entre la température à une profondeur d_{BSR} et la surface ($d = 0$), on peut retrouver le gradient moyen de température G' entre la surface et le BSR :

$$G' = G \left[1 - \frac{1}{2} \left(\left(1 + \frac{vt}{d_{BSR}} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{d_{BSR}+vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) - \left(1 - \frac{vt}{d_{BSR}} \right) \exp \left(-\frac{vd_{BSR}}{\kappa} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{d_{BSR}-vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) - 2\frac{vt}{d} \right) \right]. \quad (5.8)$$

Le flux de chaleur déduit du BSR ϕ_{BSR} est donc modifié du facteur $\frac{G'}{G}$ par rapport au flux basal ϕ_0 . Il est donc possible, en connaissant ce rapport, de retrouver la vitesse de sédimentation ou d'érosion, en faisant une hypothèse sur le temps depuis lequel dure ce phénomène. Les valeurs typiques de κ utilisées pour ce calcul sont comprises entre 10 et 12 $\text{m}^2 \cdot \text{an}^{-1}$, selon la valeur de la conductivité thermique (voir section 5.2). La valeur du flux trouvée d'après l'équation 5.8 est

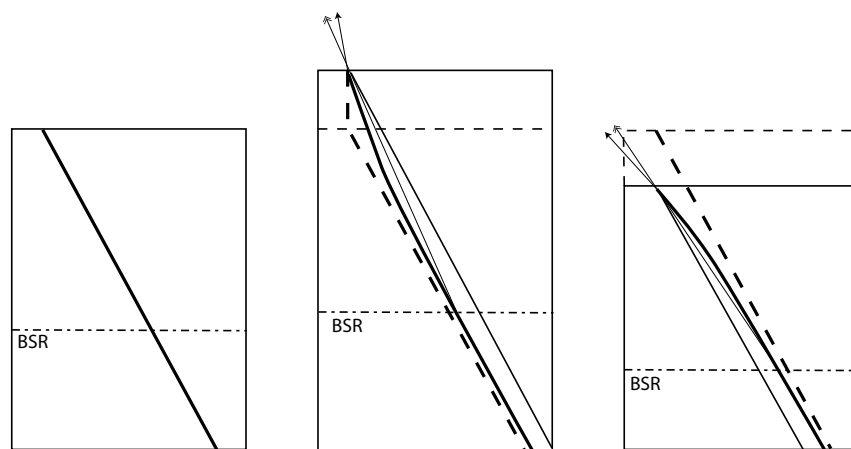


FIG. 5.7 – Evolution schématique du flux de chaleur lors de l'érosion et de la sédimentation. L'axe vertical correspond à la profondeur et l'axe horizontal à la température. Gauche : Géotherme au repos. Le gradient de ce géotherme correspond au flux basal. Centre : Lors de la sédimentation, le gradient de température est modifié (trait épais continu). Le profil de température juste après sédimentation d'une certaine épaisseur est figuré en tiretés. Il tend ensuite à évoluer vers le géotherme à l'équilibre (trait fin continu). Le gradient de température en surface (figuré par la flèche vide) est inférieur au gradient de température moyen mesuré entre la surface et le BSR (flèche pleine), le rééquilibrage thermique étant plus lent en profondeur. Droite : Même figure dans le cas de l'érosion. Cette fois-ci, le gradient de température en surface est plus élevé que le gradient moyen entre la surface et le BSR. Cette différence correspond à l'écart entre les équations 5.5 (Langseth et al., 1980; Hutchinson, 1985) et 5.8.

d'autant plus différente de celle de l'équation 5.5 que le BSR est éloigné de la surface et la durée du processus est grande.

Pour calculer le rapport $\frac{\phi_{BSR}}{\phi_0}$, il est nécessaire de connaître ϕ_0 . Un modèle simple de calcul de diffusion de la chaleur en éléments finis (Zienkiewicz and Taylor, 2000, modifié par Henry, comm. pers.) permet de calculer le flux ϕ_0 de surface en tenant compte de l'advection de la chaleur due à la subduction, en l'absence de phénomènes érosifs ou sédimentaires. En imposant la géométrie de plaque plongeante déduite des images sismiques ainsi que la bathymétrie lissée, et en supposant une vitesse de subduction de 3 cm/an et un flux de chaleur dans la fosse de 80 mW/m² (d'après Yamano et al., 1992), le flux de chaleur basal est compris entre 45 et 55 mW/m² dans la boîte 3D. La figure 5.8 montre le modèle utilisé ainsi que les valeurs du flux de chaleur basal et déduites du BSR. Il est donc possible de calculer le rapport de flux de chaleur observé par rapport au flux de chaleur basal en tout point de la boîte 3D. Dans le bassin de pente, le flux de chaleur moyen observé est de 42 mW/m² au lieu d'un flux basal de 55 mW/m². Cette observation permet de retrouver à la fois la vitesse de sédimentation, mais aussi l'âge de celle-ci dans le bassin simultanément, puisque la profondeur du bassin est connue (voir figure 5.9). La vitesse de sédimentation trouvée est de l'ordre de 1.0 mm/an, pour un âge d'environ 600 ka. Cet âge trouvé est en bon accord avec l'âge trouvé par les datations de foraminifères de Lallemand et al. (1992b) sur la ride de Yukie et les estimations de volume calculées dans la section 5.4. La carte des taux d'érosion/sédimentation est présentée dans la figure 5.10.

On peut remarquer que les anomalies de flux de chaleur sont exactement distribuées aux endroits où la sédimentation ou l'érosion active modifient la surface d'après les profils sismiques, et que les seuls effets de ces processus permettent d'expliquer les anomalies de flux de chaleur. Il est donc possible d'interpréter ces anomalies comme le résultat de l'érosion ou de la sédimentation, l'érosion se faisant principalement par des glissements de terrain répétés.

D'autre part, l'observation du BSR dans les zones de failles montre que celui-ci disparaît souvent autour de la faille de Kodaiba, mais qu'il ne remonte pas à proximité des failles dans la boîte 3D. La remontée du BSR a été associée à l'augmentation du flux de chaleur provoquée par l'expulsion de fluides d'origine profonde dans certains cas : le prisme de Makran (Minshull and White, 1989) ou des Cascades (Zwart et al., 1996), le Lac Baikal (Golmshtok et al., 2000; Poort et al., 2001) et même le prisme de Nankai, à proximité du canyon de Tenryu (Henry, Lallemand, comm. pers.) dans le prolongement de la faille de Kodaiba. L'absence de cette remontée du BSR renforce donc l'hypothèse de l'absence de circulation de fluides à grande échelle dans cette zone.

Conclusion

Le régime thermique dans la zone de la boîte 3D est dominé par deux facteurs. Le premier est l'advection de la chaleur due à la subduction et au raccourcissement du prisme. Cet effet a été modélisé pour permettre de trouver d'autres facteurs influençant le flux de chaleur sur la marge. Le second facteur concerne les processus actifs de surface (érosion, sédimentation), qui modifient significativement le flux de chaleur. L'hypothèse des fluides circulant dans le prisme le long des failles principales est exclue du fait de l'absence d'anomalie de flux thermique significative à l'emplacement de ces failles. Ceci peut expliquer pourquoi ces failles sont peu visibles dans la sismique, puisqu'elles ne créent alors pas de contraste d'impédance acoustique significatif. Dans la pente du prisme, l'érosion se fait principalement par les glissements successifs de loupes d'arrachement sous l'effet des séismes qui affectent régulièrement la marge.

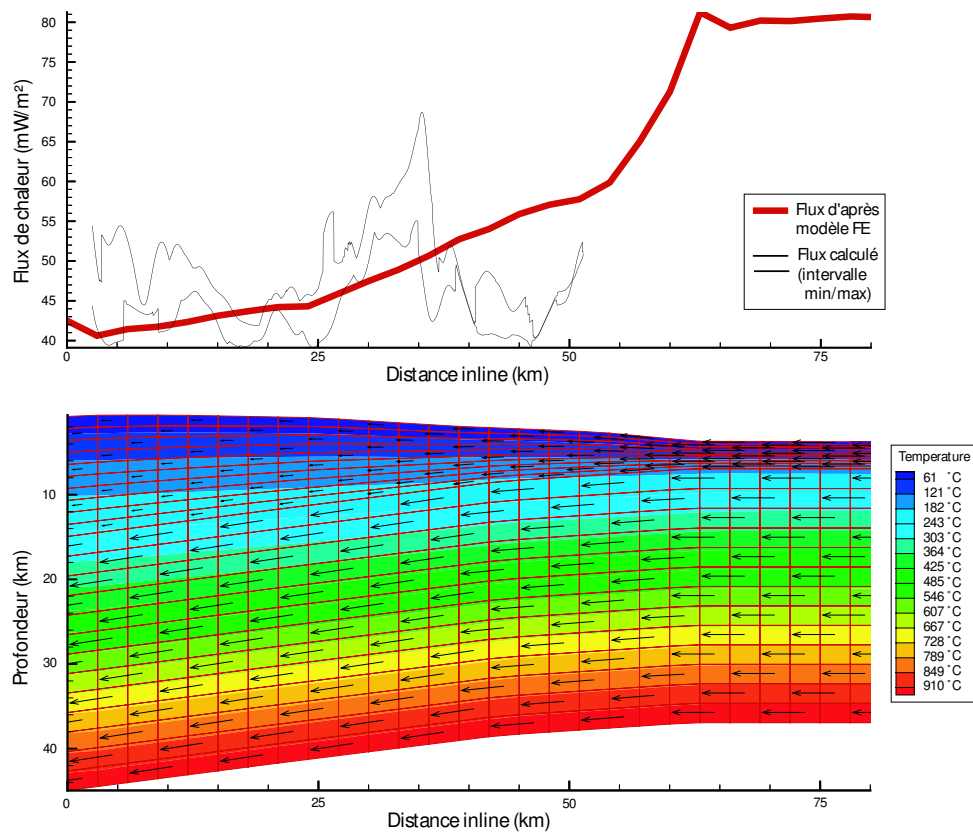


FIG. 5.8 – Modélisation de la conduction de la température dans le prisme. Haut : Flux de chaleur d’après le modèle (trait rouge épais) et obtenu d’après la profondeur du BSR (traits noirs fins, encadrement). Bas : Géométrie du modèle utilisé et températures.

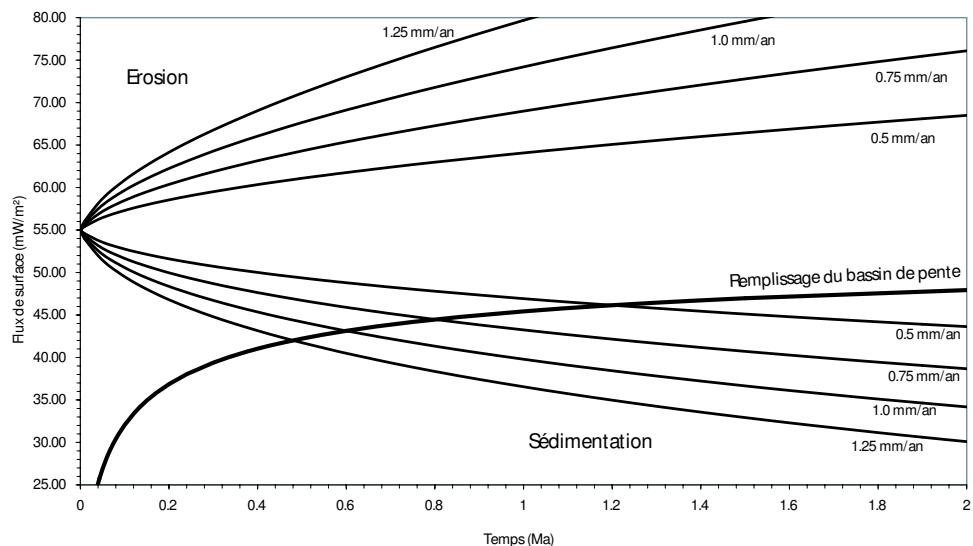


FIG. 5.9 – Flux de chaleur dérivé du BSR en fonction du temps dans les conditions du bassin de pente (voir texte). La courbe épaisse représente le flux observé au niveau du bassin de pente en fonction de l’âge de la sédimentation. Les autres courbes représentent l’évolution de ce flux de chaleur selon la vitesse d’érosion ou de sédimentation. Le flux de chaleur observé ($42\text{--}43\text{ mW/m}^2$) correspond à un âge d’environ 600 ka pour une vitesse de sédimentation de l’ordre de 1 mm/an.

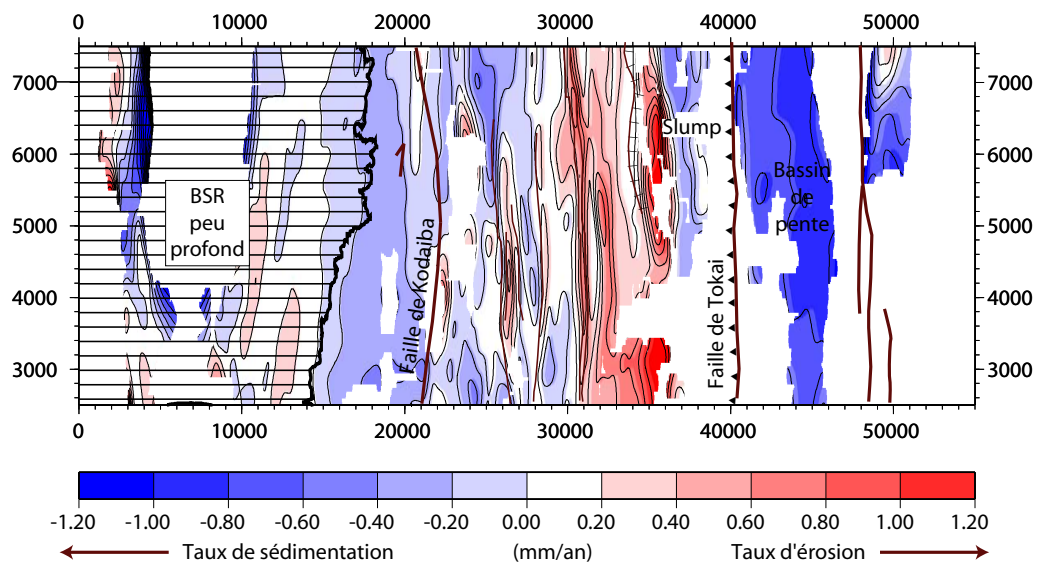


FIG. 5.10 – Vitesses d'érosion ou de sédimentation sur la boîte 3D. Les zones d'érosion sont le haut de la pente du prisme ($X=25000-35000$ m), là où les loupes d'arrachement se détachent, et les zones de sédimentation sont le bassin de Tokai et le bassin de pente devant la faille de Tokai. Les levées des chenaux sédimentaires sont figurées en trait fin.

Chapitre 6

Déformation associée au passage d'un relief sous la marge

La déformation du prisme d'accrétion ainsi que son régime actuel d'érosion et de sédimentation sont maintenant connus, et permettent de reconstituer une histoire récente de la marge. Au sud de la boîte 3D, le chevauchement de Tokai est repoussé vers le continent derrière un relief topographique. Ce relief correspond à un volcan de la ride de Paléozénisu en cours de subduction. Ce volcan, jusqu'ici hypothétique, a été identifié sur plusieurs profils, qui permettent de préciser les conséquences sur la marge de ce relief en subduction.

6.1 Observations précédentes

La morphologie classique du prisme de Nankai dans la zone de Tokai montre une zone de prisme actif à une profondeur de 2500 à 5000 m sur lequel des rétro-chevauchements sont observés, suivi en allant vers le continent d'une pente correspondant au prisme ancien d'âge Miocène. Cette morphologie a conduit Lallemand et al. (1992a) à suggérer l'existence possible d'un chevauchement crustal actif sous la marge en subduction, par comparaison avec la déformation observée sur des modèles analogiques. Par la suite, Le Pichon et al. (1996b) ont confirmé la présence d'une ride plus dense grâce à des modélisations gravimétriques, et ont observé des anomalies du champ magnétique, causées par la présence de volcans. La ride en subduction présente une morphologie similaire à celle de Zénisu (épaississement par chevauchement crustal et volcans). Ce corps magnétique de Paléozénisu n'a par contre jusqu'à présent pas été observé sur les images sismiques (Mazzotti et al., 2002). En deux endroits, la surface du prisme actif remonte et semble repousser la limite supérieure de la pente frontale du prisme Miocène vers le nord-ouest. Ces deux endroits correspondent à des anomalies magnétiques identifiées par Le Pichon et al. (1996b) et sont représentés dans la figure 130.

6.2 Position et effet du volcan

Les interprétations précédentes de profils sur la marge (e.g. Mazzotti, 1999) ont mis en évidence un niveau de décollement très haut dans le prisme, qui correspondrait à des sédiments entraînés à la suite du corps de Paléozénisu. Le profil général du prisme dans la boîte 3D (figure 4.1 page 98) montre une légère remontée du décollement sous le prisme actif. L'effet d'un corps en subduction est donc ici visible. Des profils supplémentaires ont donc été acquis afin d'obtenir une image claire du volcan supposé sous la marge. La présence du volcan est ici mise en évidence,

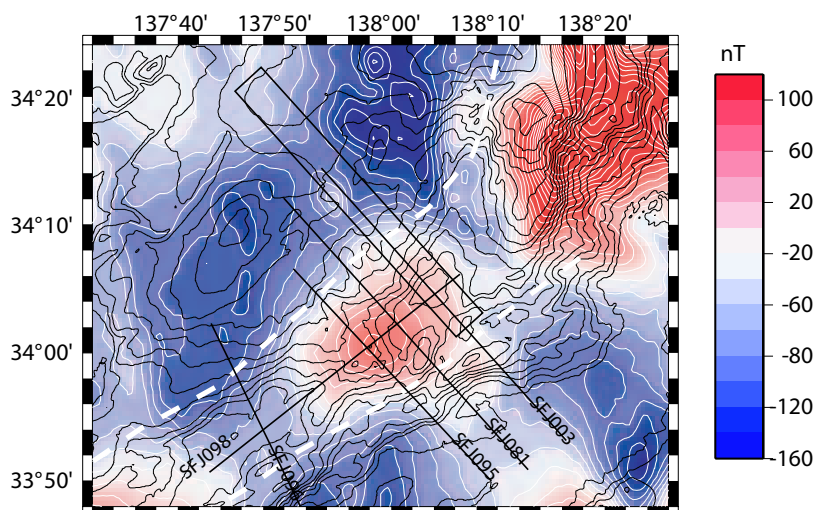


FIG. 6.1 – Carte de l’anomalie magnétique réduite au pôle de la zone Tokai, d’après Le Pichon et al. (1996b). Une zone à forte anomalie positive (en rose) est visible face à la déviation de la limite de pente du prisme ancien. Cette zone est interprétée par Le Pichon et al. (1996b) et Mazzotti et al. (2002) comme un volcan en subduction. Les positions des profils suivants dans ce chapitre sont indiquées. La localisation de ces profils (figures 6.2, 6.3 et 6.4) est indiquée sur la carte.

par exemple dans le profil 098, de manière spectaculaire. La distance du volcan à la fosse montre qu’il est en subduction depuis environ 1 Ma. Quatre profils perpendiculaires à la marge sont figurés pour mesurer l’effet du poinçonnement du prisme par ce relief, selon la distance au volcan. Deux d’entre eux offrent une image suffisamment bonne pour une interprétation précise.

6.2.1 Effet de la ride de Paléozenisu

Le profil de référence est le profil KH9602-102, acquis entre les deux volcans identifiés par Mazzotti et al. (2002). Ce profil montre au moins un niveau de décollement, formé à la suite du passage en subduction de la ride de Paléozenisu. Ce nouveau décollement, formé en profondeur dans les sédiments du bassin de Shikoku, a inactivé un premier prisme Quaternaire turbiditique, à la faveur d’un saut de décollement dans les dépôts de bassin. Ce prisme inactivé est visible également clairement dans le profil 003 (figure 6.3) de l’autre côté du volcan.

Une série de rétrochevauchements dans la ride de Yukié, observés par Lallemand et al. (1995), a été créée par la suite à la faveur d’un chevauchement hors séquence récent. Le prisme est ensuite recoupé lors du passage de la ride sur des failles pré-existantes ou nouvellement formées. Sur la base d’observations de modèles analogiques de prismes dans des boîtes de sable (Lallemand et al., 1992a; Dominguez et al., 1998, 2000), la série de sédiments accrétée entre l’ancien et le nouveau décollement correspondent probablement à la couverture de la ride ou des sédiments de fosse déposés en avant de celle-ci et sous-plaqués lors du passage en subduction de la ride. Le décollement marquerait la limite entre ces sédiments et des dépôts volcaniques constituant le toit de la ride de Paléozenisu.

L’accrétion au pied du chevauchement de Tokai se fait donc en deux épisodes. Tout d’abord, des imbricats de faible taille sont formés sur un décollement peu profond, équivalent à la limite

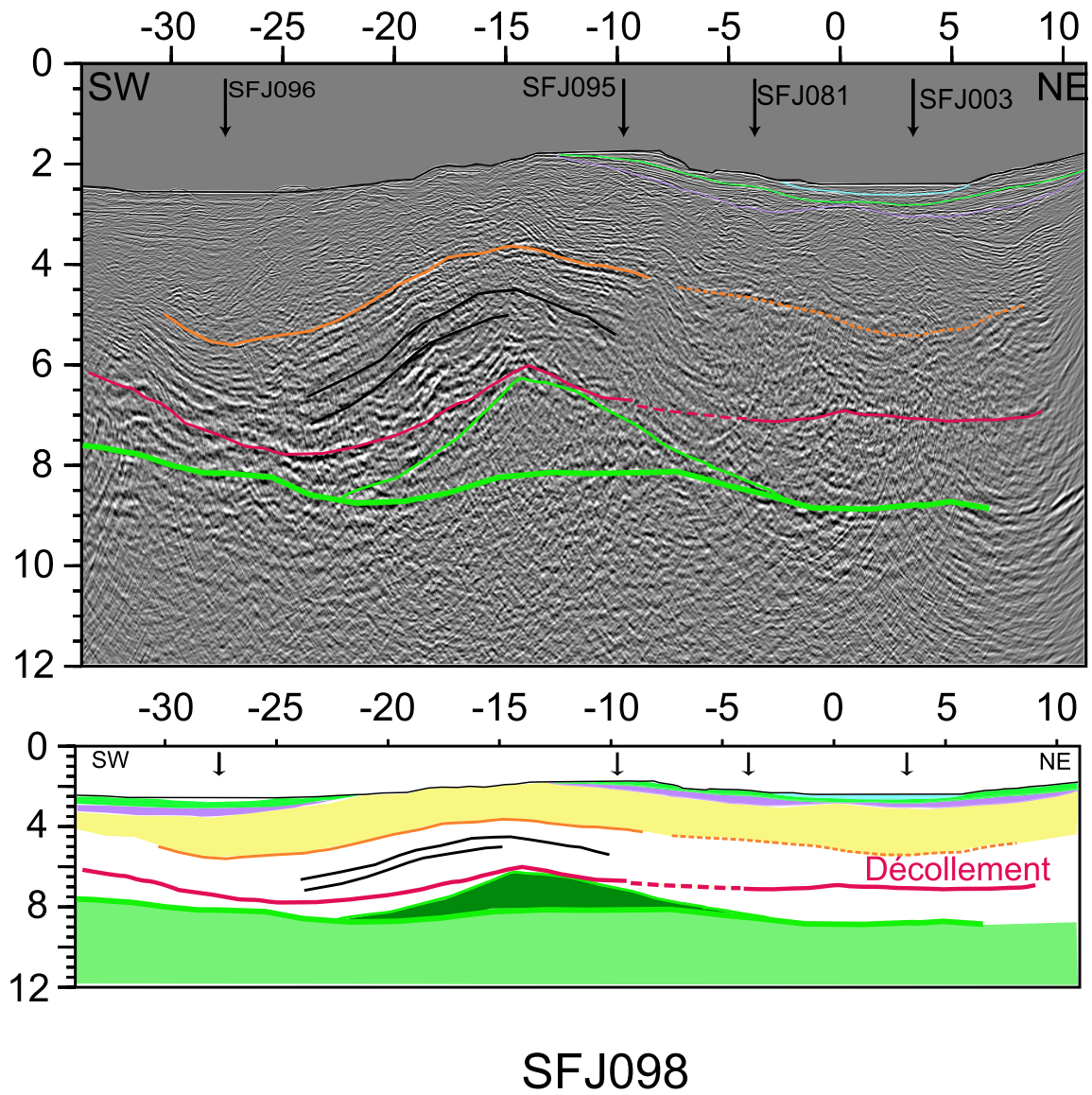


FIG. 6.2 – Profil 098, parallèle à la marge, et passant au dessus du volcan en subduction correspondant à l'anomalie magnétique de la figure 6.1. Le décollement est peu visible entre les profils 081 et 095, et passe probablement le long de la limite des dépôts volcanoclastiques constituant le toit de la ride de Paléozénisu.

des turbidites observées dans la fosse. Ces imbricats sont cachetés par des dépôts en éventail syn-à post-tectonique. Puis une période de quiescence peut être liée à la migration du front de déformation plus au sud. Le bassin sud-Tokai reçoit alors une séquence homogène de 250 m d'épaisseur qui scelle les déformations précédentes. Enfin, la déformation reprend dans cette région avec le mouvement d'une écaille beaucoup plus grande que les imbricats du premier prisme, qui s'enracine sur le nouveau décollement plus profond, proche du sommet du corps de Paléozénisu. Les séquences précédemment décrites dans le bassin sont alors basculées, puis recouvertes par une séquence récente quasi-horizontale en onlap, qui traduit un fort ralentissement du mouvement de cette écaille.

6.2.2 Effet du volcan

Le flanc continental du volcan est observé sur le profil 095. A son extrémité supérieure, des failles sont très bien visibles enracinées sur le décollement. Dans la fosse, le décollement redescend en profondeur puis remonte, sous l'effet d'un relief de socle. Ce relief correspond probablement à la terminaison d'un chevauchement crustal similaire à celui repéré sur le profil KH9602-102 (Mazzotti, 1999). La position du décollement est cependant incertaine en avant du volcan, vers le continent. Le volcan soulève le prisme Quaternaire, le réflecteur de l'ancien décollement soulignant bien ce soulèvement.

Entre les profils 003 et 095, la profondeur du décollement est relativement constante, malgré le changement de nature de la plaque plongeante. Le décollement remonte ensuite le long des flancs du volcan (voir figures 6.2 et 6.5). Cette remontée est due au passage du volcan lui-même, qui soulève les sédiments du prisme, provoquant l'anomalie bathymétrique observée par Mazzotti et al. (2002). La couverture sédimentaire très récente (en bleu clair sur la figure 6.2) est parfaitement horizontale sur près de 150 m de profondeur, soit depuis environ 120-150 ky en prenant les taux de sédimentation déterminés au chapitre 5. Cette disposition de séquences récentes horizontales est retrouvée plus à l'ouest sur un second volcan (Mazzotti et al., 2002). Cela signifie que les grandes failles recoupant le prisme Quaternaire sont inactives depuis un certain temps. L'origine de cette inactivité, surprenante alors qu'un relief est en subduction sous le prisme Quaternaire, peut avoir plusieurs origines. La plus simple est que le relief est accrété à la marge depuis peu de temps (120-150 ky). Le fait que le décollement soit relativement plat à cet endroit peut également atténuer l'effet du mouvement de celui-ci sur le prisme sus-jacent et prévenir le jeu des failles.

Implications

Ce volcan est donc un élément majeur de perturbation du prisme actif lors de son passage en subduction. Sa position est cependant trop éloignée de la zone sismogène pour supposer qu'il joue déjà un rôle majeur dans le cycle sismique de la marge, en faisant office d'aspérité sismologique. Par contre, le soulèvement et la déviation du chevauchement de Tokai provoqués par ce volcan ont probablement un rôle important dans la possibilité pour cette faille de jouer lors des séismes majeurs, la déflexion du plan de faille pouvant être à l'origine de l'apparente inactivité de Tokai au Quaternaire. La faille peut éventuellement avoir un jeu, faible, du au passage de la ride et du volcan. La faille est en effet repoussée de près de 8 km vers l'intérieur du prisme. Le plan de faille est donc rendu très irrégulier, avec de possibles conséquences sur la propagation du mouvement du plan sismogène vers la surface, la géométrie irrégulière pouvant bloquer le mouvement sur cette possible faille satellite.

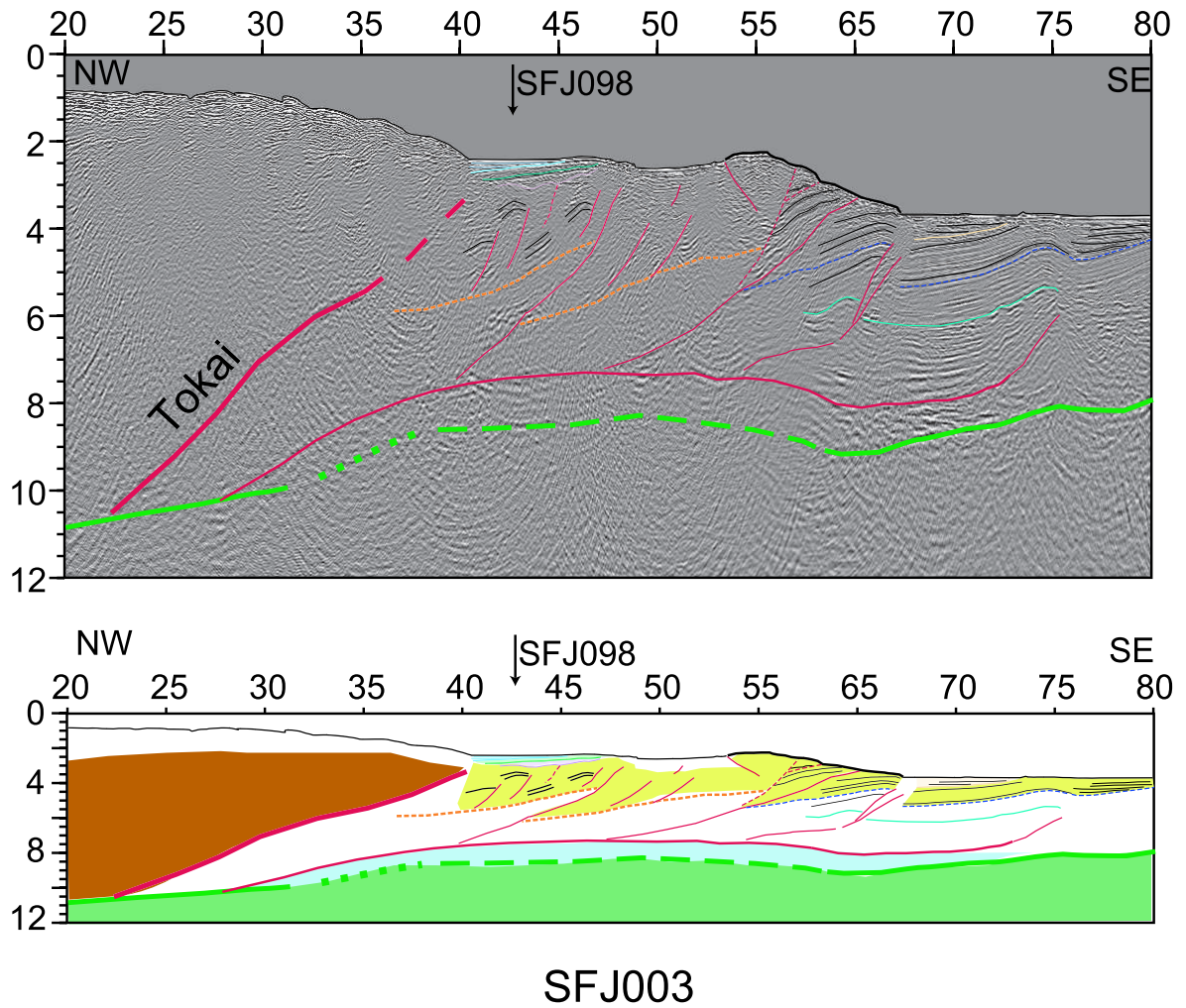


FIG. 6.3 – Profil 003 (détail du prisme actif). L'interprétation est en échelle 1/1. Les dépôts jaunes correspondent à l'ancien prisme Quaternaire soulevé puis recoupé par des failles lors du passage de la ride en subduction. Le pointillé orange situe l'ancienne base du prisme, qui se prolongeait probablement par le décollement dans la fosse (pointillé bleu). Le décollement (trait rouge) marque la limite entre le toit de la ride, composé de dépôts volcaniques, et les sédiments profonds anciennement en subduction et finalement sous-plaqués.

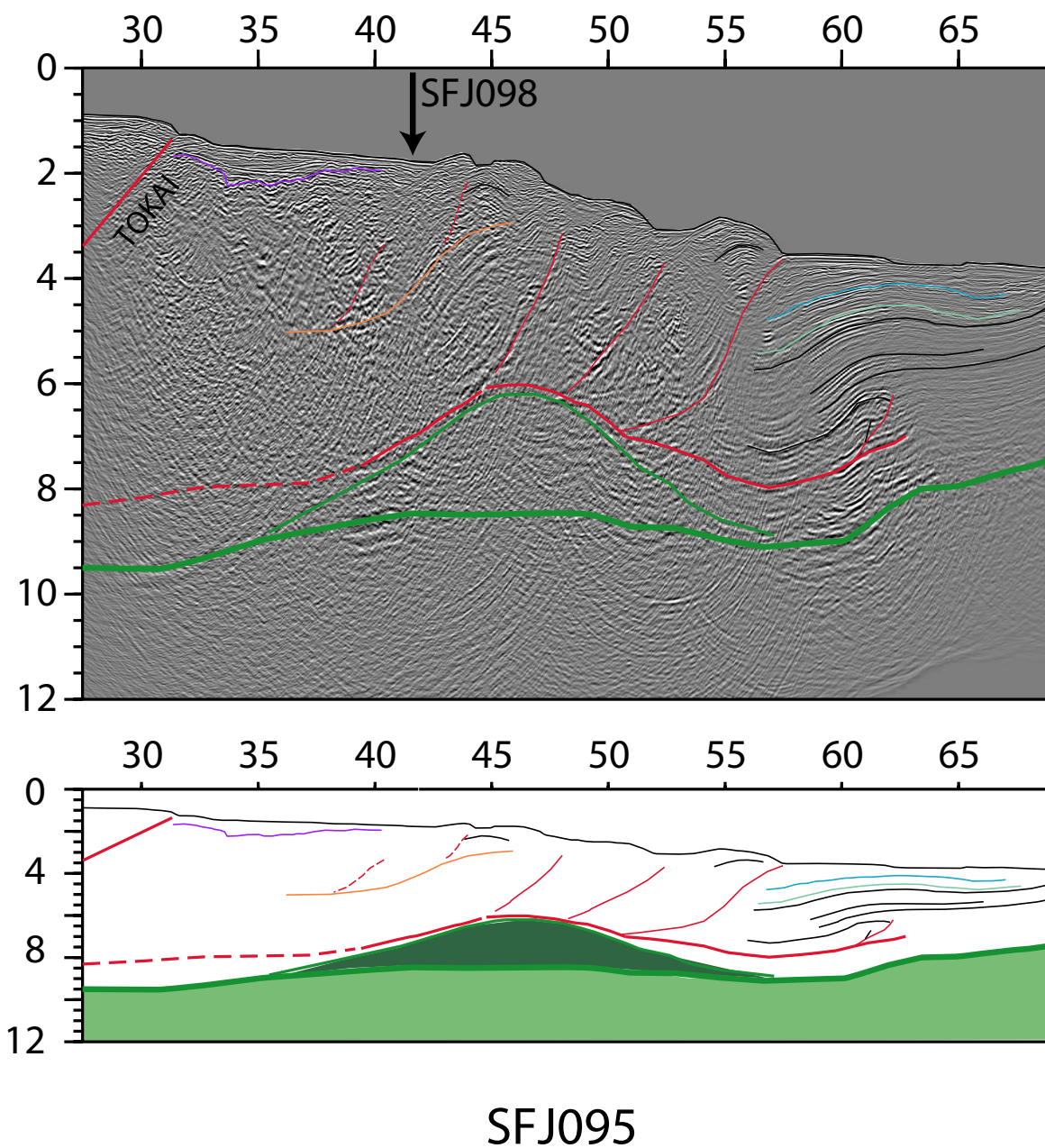


FIG. 6.4 – Profil 095, passant à travers le volcan en subduction. Les figurés sont les mêmes que dans la figure 6.3. Le chevauchement de Tokai est rejeté vers le prisme sur une distance d'environ 8 km.

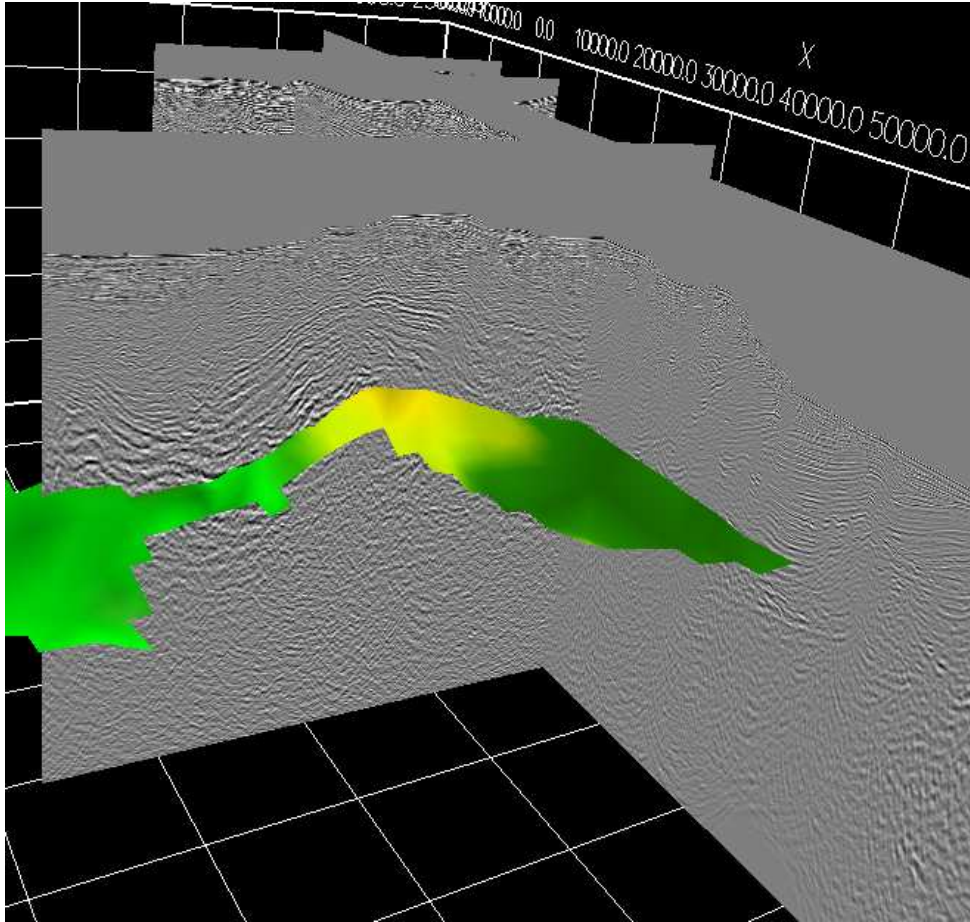


FIG. 6.5 – Vue en perspective du décollement, qui passe du profil 003 (représenté) au volcan le long du profil 098 en recoupant probablement la couverture volcanoclastique du volcan. Le point de vue se situe au dessus de la fosse, en regardant vers le nord.

De plus, la ride et le volcan peuvent expliquer le jeu d'une faille en avant du prisme ancien dans la pente de Tokai au cours du Quaternaire tardif (faille 2 de la figure 4.1).

Conclusion générale et perspectives

Cette thèse, inscrite dans la thématique de l'étude de la structure et de la déformation de la marge de Nankai, a accompagné le processus d'imagerie sismique du début jusqu'à la fin. Elle recouvre une bonne partie du travail effectué dans le cadre de la campagne SFJ, à la fois lors de sa préparation et du dépouillement des données acquises.

Le travail de préparation de la campagne effectué dans le cadre de cette thèse a couvert deux aspects principaux. La disponibilité limitée du navire d'acquisition a contraint à espacer les lignes d'acquisition de 100 m. Cet espacement est très grand pour une imagerie 3D, et a conduit à un travail de réflexion sur les conséquences de cet écart sur le traitement. Il est apparu que l'orientation exacte de la boîte devait être choisie de manière à éviter le plus possible l'aliasing spatial dans les données en minimisant les pendages latéraux. Les données pourraient donc pas la suite, le cas échéant, être interpolées sans les problèmes insurmontables que l'aliasing spatial aurait entraîné. La boîte a donc été orientée précisément avec un azimut de 138° , et non 120° , comme suggéré initialement par certains pour que l'axe de la boîte soit parallèle au plongement de la plaque Philippines. L'interpolation des données a été nécessaire pour le traitement et réalisée, même s'il en résulte probablement une dégradation de l'image finale par rapport à la réalité. **L'imagerie en trois dimensions est donc possible avec une distance entre les lignes de 100 m, même si un écart de 25 m ou moins eut été largement préférable.** L'utilisation conjointe de deux flûtes et deux sources aurait notamment permis un espacement des lignes de 25 m, pour seulement un espacement de CDP inline de 12,5 m, ce qui aurait été beaucoup plus confortable.

Le deuxième aspect couvert lors de la préparation de la campagne a été la mise au point d'un programme de reconstruction de la position des récepteurs, indispensable en sismique 3D. Ce programme a permis, au cours de l'acquisition, de surveiller en permanence la couverture de la boîte et de procéder à des tirs de reprise ciblés, qui ont sensiblement réduit les trous de couverture. Par la suite, de retour à terre, les données de navigation de tous les profils ont été systématiquement examinées et éditées. Ces données ont été traitées pour reconstruire la position exacte de la flûte en utilisant une méthode de correction originale et développée à cette occasion. **La précision de la reconstruction atteint le niveau de précision du système de positionnement, ce qui est exceptionnel dans les acquisitions monoflûtes.**

La plus grande partie de ce travail de thèse a ensuite consisté à traiter les données sismiques. Après une phase de recherche des prétraitements optimaux, la recherche d'un modèle de vitesse a été le principal problème rencontré. Une première méthode utilisée, la stéréotomographie, n'a pas donné de résultats satisfaisants. Une seconde voie a donc été explorée, l'analyse de vitesse par migration. Un programme d'analyse de vitesse a donc été écrit et testé à cet effet, et utilisé. La lourdeur de ce processus et l'échec initial de la stéréotomographie ont beaucoup allongé la phase de recherche du modèle de vitesse.

Les données sismiques ont ensuite été migrées, selon plusieurs stratégies, afin de répondre aux objectifs fixés lors de la préparation de la campagne. A l'évidence, les failles majeures du

prisme ne sont pas apparues aussi réfléchives qu'escomptées. L'objectif d'imagerie 3D d'un prisme d'accrétion peut être qualifié d'ambitieux, car il s'agit d'une région très complexe et donc difficile pour l'imagerie. De plus, il est apparu que l'objectif initial d'imagerie des zones à forte porosité sur les failles majeures ne pouvait être atteint, les failles n'apparaissant pas clairement dans les données. Dans ce contexte, l'orientation du traitement s'est focalisée sur plusieurs cibles d'intérêt géologique, développées dans la suite de la thèse, de manière à minimiser le temps de traitement, très long lorsqu'il est effectué avant sommation.

Le premier problème résolu par l'examen des profils sismiques dans et autour de la boîte 3D est celui de la structure de la marge. Si les limites majeures du prisme ne sont pas immédiatement visibles, l'examen attentif des données en 3D permet de préciser nettement la géométrie du prisme. En particulier, les failles majeures, Tokai et Kodaiba, peuvent être bien identifiées. Couplée à une échelle stratigraphique de forage, l'examen du bassin d'avant-arc permet de définir la chronologie de la déformation du prisme, mal connue jusqu'à présent. **La déformation est ici largement dominée par les événements Quaternaires, qui ont vu la formation successive de plusieurs plis à grande échelle, et tardivement le recouplement de la marge par la faille de Kodaiba en plusieurs endroits.** Les séquences du bassin d'avant-arc montrent peu de déformation avant le Pliocène, à l'exception d'une migration du déposé vers la fosse au cours du Miocène inférieur. La majeure partie de la déformation s'est faite au moment de la discordance Plio-Quaternaire, où deux plis de 800 à 1000 m d'amplitude ont été créés. La morphologie de ces plis ne permet cependant pas de leur attribuer la même cause. Cet épisode de déformation est cependant probablement concomitant avec la reprise de l'accrétion du prisme, après une période très longue sans accrétion couvrant au moins le Pliocène. La structure du prisme permet également de mieux contraindre la limite océanique de la zone sismogène, en fonction de l'hypothèse retenue pour le jeu de la faille de Tokai, apparemment inactive. Elle a également permis de mettre en évidence l'absence de sédiments accrétés au Pliocène dans le prisme.

L'étude du BSR a ensuite permis indirectement de quantifier, au moins dans leur ordre de grandeur, les processus d'érosion et de sédimentation en surface. Il ressort de cette étude que **l'érosion est très active dans les canyons sur le bassin d'avant-arc, et dans la pente de Tokai, où elle se fait principalement par glissements de terrain. Ces glissements sont très probablement la conséquence des nombreux séismes affectant la marge, aucune surpression de fluide n'étant nécessaire pour déclencher le glissement au cours des séismes.**

Enfin, l'impact de l'arrivée en subduction d'un volcan a pu être observé, et présente des similitudes avec les modèles analogiques de subduction des reliefs océaniques. **Le prisme actif, sous l'effet du passage de la ride, est soulevé et inactivé, alors qu'un nouveau prisme se forme dans le sillage de la ride.** Au niveau d'un volcan, un passage du décollement est probable entre le toit de la ride et de sa couverture au toit du volcan, provoquant l'accrétion de sédiments par sous-plaquage et la déviation de la faille de Tokai en avant du volcan. Cette déviation a peut-être provoqué l'inactivation de cette faille. En outre, l'arrivée en subduction de la ride est probablement à l'origine de la phase de soulèvement observée dans la pente de Tokai.

Plusieurs problèmes restent cependant non résolus à ce jour sur la marge. Le rôle du chevauchement de Tokai dans la déformation actuelle et dans le cycle sismique n'est pas mieux contraint, aucune preuve de mouvement récent n'ayant été observée. La connaissance du jeu ou

de l'absence de jeu de Tokai permettrait de mieux contraindre la position de la limite océanique de la zone sismogène. Cette limite ne sera malheureusement connue précisément qu'après le prochain séisme, qui départagera les différentes hypothèses avancées. Le forage *riser* IODP prévu pour 2006 sur le prisme de Kumano à travers la faille satellite (Park et al., 2002) et le décollement permettra sans doute de préciser les paramètres physiques caractérisant le décollement et sa capacité à retenir les contraintes.

L'étude plus précise du rôle de la subduction de reliefs sous la marge est une autre voie possible d'exploration pour déterminer plus précisément où se fait le saut entre le décollement et le toit du volcan en amont et en aval de celui-ci, avec les possibles répercussions sur la limite de la zone sismogène. De plus, il serait intéressant de savoir dans quelle mesure l'arrivée en subduction de la ride de Paléozénisu peut avoir un lien avec l'inactivité apparente du chevauchement de Tokai.

D'une manière plus générale, l'imagerie du prisme dans la zone Tokai pourrait être améliorée par l'utilisation d'une source plus adéquate aux objectifs profonds, comme celles utilisées lors des campagnes Américaines et Japonaises sur le prisme de Nankai, et fournir des éléments de réponse à un certain nombre de ces questions.

Enfin, plus anecdotiquement, l'énigme du double BSR sur la marge n'est pas résolue. Alors que ce phénomène est très rarement observé, il est très étendu dans la zone de Tokai. La nature des sédiments joue à l'évidence un rôle important, mais qui reste à préciser, dans ce phénomène, mais son origine (soulèvement, glaciation, changement de circulation océanique?) est indéterminée. Le rôle des sédiments dans la subsistance d'un double BSR pourrait être précisé en connaissant la nature de ceux-ci, grâce à un forage ou des prélèvements d'échantillons effectués dans et de part et d'autre du corps sédimentaire où le BSR est atténué. La présence d'un double BSR peut également avoir un impact sur la stabilité des terrains, en créant un nouveau niveau de faiblesse potentiel. Enfin, dans l'optique de l'exploitation du gaz contenu sous les hydrates de méthane, le double BSR peut soulever des problèmes d'ordre technique.

Bibliographie

- Adasasmito, S., Franck, R. J., and Sloan, E. D. J., hydrates of carbon dioxide and methane mixtures, *J. Chem. Eng. Data*, **36**, 68–71, 1991.
- Al-Yahya, K., Velocity analysis by iterative profile migration, *Geophysics*, **54**, 718–729, 1989.
- Amano, K., Multiple collision tectonics of the south Fossa Magna in central Japan, *Modern Geol.*, **15**, 315–329, 1991.
- Amrine, T. L., Loree, S. A., and Ridyard, D., Investigation of the interactions between cable leveling and heading measurement, in *SEG 59th Ann. Internat. Mtg. Expanded Abstracts*, pp. 640–642, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA, 1989.
- Ando, M., Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai trough, Japan, *Tectonophysics*, **27**, 119–140, 1975.
- Aoki, Y., Tamano, T., and Kato, S., Detailed structure of the Nankai trough from migrated seismic sections, in *Studies in continental margins geology*, vol. 34 of *AAPG memoir*, pp. 309–322, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK, USA, 1982.
- Aoki, Y., Kinoshita, H., and Kagami, H., Evidence of a low-velocity layer beneath the accretionary prism of the Nankai Trough : Inferences from a synthetic sonic log, *Deep Sea Drilling Project Initial Reports*, **87**, 727–735, 1986.
- Ashi, J., Distribution of cold seepage at the fault scarp of the eastern Nankai accretionary prism, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **13**, 495–500, 1997.
- Ashi, J. and Taira, A., Thermal structure of the Nankai accretionary prism as inferred from gas hydrate BSRs, in *Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan : an example of ridge-trench interaction*, edited by M. B. Underwood, vol. 273, pp. 137–149, Geol. Soc. Am. Spec. Publ., 1993.
- Ashi, J., Huchon, P., Segawa, J., F., T., and Kobayashi, K., Geological structure and cold seepage at the prism slope depression off Omaezaki : the 1994 KAIKO-Tokai Shinkai 2000 dives, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **11**, 189–195, (in Japanese), 1995.
- Ashi, J., Segawa, J., Le Pichon, X., Lallemand, S., Kobayashi, K., Hattori, M., Mazzotti, S., and Aoike, K., Distribution of cold seepage at the Ryuyo canyon off Tokai : the 1995 KAIKO-Tokai Shinkai 2000 dives, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **12**, 159–166, 1996.
- Bakker, R. J., Improvement in clathrate modelling II : the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-C₂H₆ fluid system, in *Gas hydrates : relevance to world margin stability and climate changes*, edited by J.-P. Henriot and J. Mienert, vol. 137, pp. 75–105, Geol. Soc. London Spec. Publ., 1998.

- Bangs, N. L., Shipley, T. H., and Moore, J. C., Elevated fluid pressure and fault zone dilation inferred from seismic models of the Northern Barbados Ridge decollement, *J. Geophys. Res.*, **101**, 627–642, 1996.
- Bangs, N. L., Taira, A., Kuramoto, S., Shipley, T. H., Moore, G. F., Mochizuki, K., Gulick, S. S., Zhao, Z., Nakamura, Y., Park, J., Taylor, B. L., Morita, S., Oti, S., Hills, D. J., Leslie, S. C., Alex, C. M., McCutcheon, A. J., Ike, T., and Yagi, H., US-Japan collaborative 3-D seismic investigation of the Nankai trough plate-boundary interface and shallowmost seismogenic zone, *Eos, Transactions AGU Fall Mtg Suppl.*, **80(47)**, OS51C–03, 1999.
- Bangs, N. L., Shipley, T. H., Moore, G. F., and Kuramoto, S., The evolution of the decollement in the Nankai trough inferred from 3-D seismic reflection data and ODP leg 196 drilling, *Eos, Transactions AGU Fall Mtg Suppl.*, **82(47)**, T52E–09, 2001a.
- Bangs, N. L., Trehu, A. M., and Sen, M., Mapping methane-rich fluid systems within southern hydrate ridge with high resolution 3-d seismic reflection data, *Eos, Transactions AGU Fall Mtg Suppl.*, **82(47)**, OS12B–0422, 2001b.
- Benfield, A. E., The effect of denudation on underground temperatures, *J. App. Phys.*, **20**, 66–70, 1949.
- Berndt, C., Mienert, J., Vanneste, M., Bünz, S., and Bryn, P., Submarine slope-failure offshore Norway triggers rapid gas hydrate decomposition, in *Proc. 4th int. conf. on gas hydrates*, Yokohama, Japan, 2002.
- Billette, F. and Lambaré, G., Velocity macro-model estimation from seismic reflexion data by stereotomography, *Geophys. J. Int.*, **135**, 671–680, 1998.
- Bishop, A. W., The use of slip circle in stability analysis of slopes, in *Proc. 1st european conference on slope stability of Earth slopes*, pp. 1–13, Stockholm, Sweden, 1954.
- Bönnemann, C., Gindler, T., Hauschild, J., Hinz, K., and Ristow, D., 3-dimensionnal mapping of a voluminous, wedge-shaped rock body at the active continental margin off Costa Rica - Results and open questions, in *European Geophysical Society 24th general assembly*, p. SE61, The Hague, Netherlands, 1999.
- Bolt, B. A., *Earthquakes*, W. H. Freeman co., San Francisco, CA, USA, 4th edn., 1999.
- Byerlee, J., Friction of rocks, *Pure Appl. Geoph.*, **116**, 615–626, 1978.
- Calandra, H., Baina, R. M., Hanitzsch, C., and H., L. R. J., Improving 3D Kirchhoff PreSDM : why not use regularization and multi-pathing?, in *SEG 71th Ann. Internat. Mtg. Expanded Abstracts*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA, 2001.
- Cande, S. C. and Kent, D. V., Revised calibration of the geomagnetic polarity timescale for the Late Cretaceous and Cenozoic, *J. Geophys. Res.*, **100**, 6093–6095, 1995.
- Carlsaw, H. S. and Jaeger, J. C., *Conduction of heat in solids*, Clarendon press, Oxford, UK, 2nd edn., 1959.
- Chamot-Rooke, N., *Le bassin de Shikoku, de sa formation à l'écaillage intra-océanique : évolution tectonique et mécanique*, Thèse de doctorat (in french), Université Pierre et Marie Curie, 1988.

- Chamot-Rooke, N. and Le Pichon, X., Zenisu ridge : mechanical model of formation, *Tectonophysics*, **160**, 175–193, 1989.
- Chauris, H., *Analyse de vitesse par migration pour l'imagerie des structures complexes en sismique réflexion*, Thèse de doctorat (in french), École des Mines de Paris, 2000.
- Clark, T. A., About DGPS - A tutorial, *The Packet Status Register*, **67**, 18, 1997.
- Cochonat, P., Cadet, J.-P., Lallemand, S. J., Mazzotti, S., Nouzé, H., Fouchet, C., and Foucher, J.-P., Slope instabilities and gravity processes in fluid migration and tectonically active environment in the eastern Nankai accretionary wedge (KAIKO-TOKAI'96 cruise), *Mar. Geol.*, **187**, 193–202, 2002.
- Cotton, W. R., Schleicher, K. L., Ridyard, D., and Spinelli, J. J., Accuracy in marine streamer positioning, in *SEG 55th Ann. Internat. Mtg. Expanded Abstracts*, pp. 434–436 (S9.3), Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA, 1985.
- Court, I. N., Application of acoustics to source-array and streamer tow-point positioning, *Geophysics*, **56**, 558–564, 1991.
- Court, I. N., Streamer compass validation and verification (short note), *Geophysics*, **58**, 589–592, 1993.
- Cummings, P. R., Baba, T., Kodaira, S., and Kaneda, Y., The 1946 Nankai earthquake and segmentation of the Nankai Trough, *Phys. Earth Planet. Inter.*, march 2001, submitted.
- Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F. A., Mechanics of fold-and-thrust belts and accretionary wedges, *J. Geophys. Res.*, **88**, 1153–1172, 1983.
- Davis, E. E., Hyndman, R. D., and Villinger, H., Rates of fluid expulsion across the Northern Cascadia accretionary prism : constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, **95**, 8869–8889, 1990.
- de Roo, J. L., Peters, C. J., Lichtenthaler, R. N., and Diepen, G. A. M., Occurrence of methane hydrate in saturated and unsaturated solutions of sodium chloride and water in dependence of water and pressure, *Am. Inst. Chem. Eng. J.*, **29**, 651–657, 1983.
- de Vries, D. and Berkhout, A. J., Influence of velocity errors on the focusing aspects of migration, *Geophys. Prosp.*, **32**, 629–648, 1984.
- Deaton, W. M. and Frost, E. M. J., Gas hydrates and their relation to operation of natural-gas pipe lines, *US Bureau of Minerals monographs*, **8**, 1–108, 1946.
- DeMets, C., A test of present day plate geometries for north east Asia and Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 17 627–17 635, 1992.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, **101**, 425–478, 1990.
- DeMets, C., Gordon, R. G., Argus, D. F., and Stein, S., Effects of recent revisions to the magnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2191–2194, 1994.

- Dholabhai, P. D., Englezos, P., Kalogerakis, N., and Bishnoi, P. R., Equilibrium conditions for methane hydrate formation in aqueous mixed electrolyte solutions, *Canad. J. Chem. Eng.*, **69**, 800–805, 1991.
- Dickens, G. R. and Quinby-Hunt, M. S., Methane hydrate stability in seawater, *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2115–2118, 1994.
- Dickens, G. R., Paull, C. K., Wallace, P., and the ODP Leg 164 scientific party, Direct measurement of in situ methane quantities in a large gas-hydrate reservoir, *Nature*, **385**, 426–428, 1997.
- Dillon, W. P., Danforth, W. W., Hutchinson, D. R., Drury, R. M., Taylor, M. H., and Booth, J. S., Evidence for faulting related to dissociation of gas hydrate and release of methane off the southeastern United States, in *Gas hydrates : relevance to world margin stability and climate change*, edited by J.-P. Jenriet and J. Mienert, vol. 137, pp. 275–291, Geol. Soc. London Spec. Publ., 1998.
- Dix, C. H., Seismic velocities from surface measurements, *Geophysics*, **20**, 68–86, 1955.
- Doherty, S. M. and Clearbout, J. F., Velocity analysis based on the wave equation, *Stanford Exploration Project Report*, **1**, 160–178, 1974.
- Dominguez, S., Lallemand, S. E., Malavieille, J., and von Huene, R., Upper plate deformation associated with seamount subduction, *Tectonophysics*, **293**, 207–224, 1998.
- Dominguez, S., Malavieille, J., and Lallemand, S. E., Deformation of accretionary wedges in response to seamount subduction - insights from sandbox experiments, *Tectonics*, **19**, 182–196, 2000.
- Dyadin, Y. and Aladko, E. Y., Decomposition of the methane hydrate up to 10 kbar, in *Proc. 2nd International Conference on Gas Hydrates, Toulouse, France*, pp. 67–72, 1996.
- Fisher, A. T. and Hounslow, M. W., Transient fluid flow through the toe of the Barbados accretionary complex : constraints from ODP leg 110 heat flow studies and simple models, *J. Geophys. Res.*, **95**, 8845–8858, 1990.
- Foucher, J.-P., Henry, P., Le Pichon, X., and Kobayashi, K., Time-variations of fluid expulsion velocities at the toe of the eastern Nankai accretionary complex, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 373–382, 1992.
- Foucher, J.-P., Nouzé, H., and Henry, P., Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope, *Mar. Geol.*, **187**, 161–175, 2002.
- Fournier, M. and Cadet, J.-P., Structural study of the lower scarp in the inner eastern Nankai accretionary wedge, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **10**, 323–330, 1994.
- Galloway, T. J., Ruska, W., Chappellear, P. S., and Kobayashi, R., Experimental measurements of hydrate numbers from methane and ethane and comparison with theoretical values, *Indust. Eng. Chem. Fund.*, **9**, 237–243, 1970.
- Gamo, T., Sakai, H., Ishibashi, J., Shitashima, K., and Boulègue, J., Methane, ethane and total inorganic carbon in fluid samples taken during the 1989 Kaiko-Nankai project, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 383–390, 1992.

- Golmshtok, A. Y., Duchkov, A. D., Hutchinson, D. R., and Khanunaev, S. B., Heat flow and gas hydrates of the Baikal Rift zone, *Int. J. Earth Sc.*, **89**, 193–211, 2000.
- Grauls, D., Gas hydrates : importance and applications in petroleum applications, *Mar. Petrol. Geol.*, **18**, 519–523, 2001.
- Gray, S., Frequency-selective design of the kirchhoff migration operator, *Geophys. Prosp.*, **40**, 565–571, 1992.
- Grevenmeyer, I. and Villinger, H., Gas-hydrate stability and the assessment of heat-flow through continental margins, *Geophys. J. Int.*, **145**, 647–660, 2001.
- Hamilton, E. L., Geoacoustic modeling of the seafloor, *J. Acoust. Soc. Am.*, **65**, 1313–1340, 1980.
- Hashimoto, M. and Jackson, D. D., Plate tectonics and crustal deformation around the Japanese Islands, *J. Geophys. Res.*, **98**, 16 149–16 166, 1993.
- Hegge, R. F., *Seismic macromodel estimation by inversion of focusing operators*, Ph.D. thesis, Delft University of Technology, 2000.
- Heki, K., Miyazaki, S., Takahashi, H., Kasahara, M., Kimata, F., Miura, S., Vasilenko, N. F., Ivashchenki, A., and An, K.-D., The Amurian Plate motion and current plate kinematics in eastern Asia, *J. Geophys. Res.*, **104**, 29 147–29 155, 1999.
- Henry, P., Foucher, J.-P., Le Pichon, X., Sibuet, M., Kobayashi, K., Tarits, P., Chamot-Rooke, N., Furuta, T., and Schulteiss, P., Interpretation of temperatures from the KAIKO-Nankai cruise : Modeling of fluid flow in clam colonies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 335–371, 1992.
- Henry, P., Mazzotti, S., Maury, R., Robert, C., and Lallemand, S. J., Uplifted oceanic crust outcrops on Zenisu Ridge, *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **13**, 509–520, 1997.
- Henry, P., Lallemand, S., Nakamura, K., Tsunogai, U., Mazzotti, S., and Kobayashi, K., Surface expression of fluid venting at the toe of the nankai wedge and implications for flow paths, *Mar. Geol.*, **187**, 119–143, 2002.
- Hildebrand, S. and MacKay, S., Depth migration velocity analysis : a comparison of two approaches (c046), in *EAEG 54th Mtg. and Tech. Exhibit., Expanded Abstracts*, pp. 266–267, European Association of Exploration Geophysicists, Houten, Netherlands, 1992.
- Hills, D. J., Moore, G. F., Bangs, N. L., and Gullick, S. S., Preliminary results from integration of 2d PSDM and ODP leg 196 LWD velocity data in the Nankai accretionary prism, *EOS, Transactions AGU mtg suppl.*, **82(47)**, T42D–0968, 2001.
- Hirahara, K., Three-dimensionnal seismic structure beneath southwest Japan : the subducting Philippine Sea Plate, *Tectonophysics*, **79**, 1–44, 1981.
- Hoffmann-Wellenhof, B., Lichteneger, H., and Collins, J., *GPS theory and practice*, Springer Verlag, Heidelberg, Germany, 3rd edn., 1994.
- Hubbert, M. K. and Rubey, W. W., Role of fluid pressure in mechanics of overthrust faulting I : Mechanics of fluid-filled solids and its application to overthrust faulting, *Geol. Soc. Am. Bull.*, **70**, 1959.

- Huchon, P., *Géodynamique de la zone de collision d'Izu et du point triple du Japon central*, Thèse d'état (in french), Université Pierre et Marie Curie, 1985.
- Huchon, P., Tokuyama, H., Lallemand, S., Taira, A., Henry, P., Mazzotti, S., Le Pichon, X., and the KAIKO-TOKAI'96 on board scientific party, Pervasive dextral strike-slip faulting within the backstop of the eastern Nankai wedge confirmed by a deep-towed seismic data (KAIKO-TOKAI'96 cruise), *C. R. Acad. Sc. Paris, Sciences de la Terre et des Planètes*, **326**, 869–875, 1998.
- Hupkens, E. and Faichney, A., Flexibility and stability of streamer shape models, in *EAGE 61st Mtg. Expanded Abstracts*, pp. 6–13, European Association of Geoscientists and Engineers, Houten, Netherlands, 1999.
- Husson, L. and Moretti, I., Thermal regime of fold and thrust belts - an application to the Bolivian sub Andean zone, *Tectonophysics*, **345**, 253–280, 2002.
- Hutchinson, I., The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, **82**, 439–459, 1985.
- Hyndman, R., Foucher, J.-P., Yamano, M., Fisher, A., and team of Ocean Drilling Program Leg 131, S., Deep-sea bottom-simulating-reflectors : calibration of the base of hydrate stability field as used for heat flow estimates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 289–301, 1992.
- Hyndman, R. D. and Spence, G. D., A seismic study of methane hydrate marine bottom simulating reflectors, *J. Geophys. Res.*, **97**, 6683–6698, 1992.
- Hyndman, R. D., Wang, K., Yuan, T., and Spence, G. D., Tectonic sediment thickening, fluid expulsion and the thermal regime of subduction zone accretionary prisms : the Cascadia margin off Vancouver Island, *J. Geophys. Res.*, **98**, 21 865–21 876, 1993.
- Hyndman, R. D., Wang, K., and Yamano, M., Thermal constraints on the seismogenic portion of the southwestern Japan subduction thrust, *J. Geophys. Res.*, **100**, 15 373–15 392, 1995.
- ICSM, Geocentric Datum of Australia technical manual, Available at <http://www.anzlic.org.au/icsm/gdatm>, Intergovernmental Committee of Survey Mapping, 1998.
- Ishibashi, K., Specifications of the soon-to-occur seismic faulting in the Tokai district, central Japan, based upon seismotectonics, in *Earthquake prediction : an international review*, edited by D. W. Simpson and P. G. Richards, pp. 297–332, American Geophysical Union, Maurice Ewing series, volume 4, 1981.
- Ishida, M., Geometry and relative motion of the Philippine Sea Plate and Pacific Plate beneath the Kanto-Tokai district, Japan, *J. Geophys. Res.*, **97**, 489–513, 1992.
- Jensen, M. H. B., GPS in offshore oil and gas exploration, *The Leading Edge*, **11(11)**, 30–34, 1992.
- Jhaveri, J. and Robinson, D. B., Hydrates in the methane-nitrogen system, *Canad. J. Chem. Eng.*, **43**, 75–78, 1965.
- Jolivet, L., Tamaki, K., and Fournier, M., Japan sea, opening history and mechanism : a synthesis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 22 237–22 259, 1994.

- Jorda, L., Caractérisation de plusieurs BSR dans le prisme d'accrétion de Nankai, Japon, Rapport de stage, IFREMER, DRO/GM, (in French), 2000.
- Jousset, P., Thierry, P., and Lambaré, G., Reduction of 3-D acquisition footprint in 3-D migration/inversion, in *SEG 69th Ann. Internat. Mtg. Expanded Abstracts*, pp. 1354–1357, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA, 1999.
- Kanamori, H., Tectonic implication of the 1944 Tonankai and the 1946 Nankaido earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, **5**, 129,139, 1972.
- Kato, T., Kotake, Y., Nakao, S., Beavan, J., Hirahara, K., Okada, M., Hoshiba, M., Kamigaichi, O., Feir, R. B., Park, P., Gerasimenko, M. D., and Kasahara, M., Initial results from WING, the continuous GPS network in the western Pacific area, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 369–372, 1998.
- Kent, G. M., Singh, S. C., Harding, A. J., Sinha, M. J., Tong, V., Bartin, P. J., Hobbs, R., White, R., Bazin, S., and Pye, J., Evidence for three-dimensionnal seismic reflectivity images for enhanced melt supply mid-ocean-ridge discontinuities, *Nature*, **406**, 614–618, 2000.
- Kimura, T., Hayami, I., and Yoshida, S., *Geology of Japan*, University of Tokyo Press, Tokyo, Japan, 1991.
- Kliche, C. A., *Rock slope stability*, Society for mining, metallurgy and exploration, Littleton, USA, 1999.
- Kobayashi, K., Tectonic significance of the cold seepage zones in the eastern Nankai accretionary wedge - an outcome of the 15 years KAIKO projects, *Mar. Geol.*, **187**, 3–30, 2002.
- Kobayashi, R. and Katz, D. L., Methane hydrate at high pressure, *Transactions Am. Inst. Mech. Eng.*, **186**, 66–70, 1949.
- Kodaira, S., Takahashi, N., Park, J. O., Mochizuki, K., Shinohara, M., and Kimura, S., Western Nankai Trough seismogenic zone : results from a wide angle ocean bottom seismic survey, *J. Geophys. Res.*, **105**, 5887–5905, 2000.
- Kodaira, S., Kurashimo, E., Park, J.-O., Takahashi, N., Nakanishi, A., Miura, S., Iwasaki, T., Hirata, N., Ito, K., and Kaneda, Y., Structural factors controlling the rupture process of a megathrust earthquake at the nankai trough seismogenic zone, *Geophys. J. Int.*, **149**, 815–835, 2002.
- Kotake, Y., Kato, T., Miyazaki, S., and Sengoku, A., Relative motion of the Philippine Sea plate derived from GPS observations and tectonics of the south-western Japan, *Zisin*, **51**, 171–180, (in japanese), 1998.
- Krail, P. M., Measurement of a cable shape in a cross current (short note), *Geophysics*, **59**, 1156–1159, 1994.
- Krail, P. M. and Brysk, H., The shape of a marine streamer in a cross current, *Geophysics*, **54**, 302–308, 1989.
- Krinitzsky, E. L., Gould, J. P., and Edinger, P. H., *Fundamentals of earthquakes resistant construction*, John Wiley and sons, Inc., New York, USA, 1993.

- Kvenvolden, K. A., Gas hydrates - geological perspective and global change, *Rev. Geophys.*, **31**, 173–187, 1993.
- Lafond, C. F. and Levander, A. R., Migration moveout analysis and depth focusing, *Geophysics*, **58**, 91–100, 1993.
- Lallemand, S., Malavieille, J., and Calassou, S., Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges : experimental modeling and marine observations, *Tectonics*, **11**, 1301–1313, 1992a.
- Lallemand, S. E., Glaçon, G., Lauriat-Rage, A., Fiala-Médioni, A., Cadet, J.-P., Beck, C., Sibuet, M., Iiyama, J. T., Sakai, H., and Taira, A., Seafloor manifestations of fluid seepage at the top of a 2000-metre-deep ridge in the Eastern Nankai accretionary wedge : Long-lived venting and tectonic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 333–346, 1992b.
- Lallemant, S., Chamot-Rooke, N., Le Pichon, X., and Rangin, C., Zenisu ridge : a deep intraoceanic thrust related to subduction, off southwest Japan, *Tectonophysics*, **160**, 151–174, 1989.
- Lallemant, S., Lallemand, S., Cadet, J.-P., Chamot-Rooke, N., Iiyama, T., von Huene, R., Tokuyama, H., and Glaçon, G., First in-situ observation at a major backthrust system of an active accretionary prism (eastern Nankai trough - Japan), *Bull. Soc. Géol. France*, **166**, 823–834, 1995.
- Lallemant, S. J., Le Pichon, X., Thoué, F., Henry, P., and Saito, S., Shear partitioning near the central Japan triple junction : the 1923 great Kanto earthquake revisited - part 1, *Geophys. J. Int.*, **126**, 871–881, 1996.
- Lambaré, G., Lucio, P. S., and Hanyga, A., Two-dimensionnal multivalued travelttime and amplitude maps by uniform sampling of ray field, *Geophys. J. Int.*, **125**, 584–598, 1996.
- Langseth, M. G., Hobart, M. A., and Horai, K., Heat flow in the Bering Sea, *J. Geophys. Res.*, **85**, 3740–3750, 1980.
- Le Pichon, X., La subduction-collision : Japon, Philippines, Taiwan, in *Cours du Collège de France, chaire de Géodynamique*, p. Leçon 6, 2001.
- Le Pichon, X., Iiyama, T., Boulègue, J., Charvet, J., Faure, M., Kano, K., Lallemant, S., Okada, H., Rangin, C., Taira, A., Urabe, T., and Uyeda, S., Nankai trough and Zenisu ridge : a deep-sea submersible survey, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 285–299, 1987a.
- Le Pichon, X., Iiyama, T., Chamley, H., Charvet, J., Faure, M., Fujimoto, H., Furuta, T., Ida, Y., Kagami, H., Lallemant, S., Leggett, J., Murata, A., Okada, H., Rangin, C., Renard, V., Taira, A., and Tokuyama, H., The eastern and western ends of Nankai trough : results of box 5 and box 7 Kaiko survey, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 199–213, 1987b.
- Le Pichon, X., Kobayashi, K., and the KAIKO-Nankai Scientific Crew, Fluid venting activity within the eastern Nankai Trough accretionary wedge : a summary of the 1989 KAIKO-Nankai cruise results, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 303–318, 1992.
- Le Pichon, X., Lallemant, S., Tokuyama, H., Thoué, F., Huchon, P., and Henry, P., Structure and evolution of the backstop in the eastern Nankai Trough area (Japan) : implications for the soon-to-come Tokai earthquake, *Isl. Arc*, **5**, 440–454, 1996a.

- Le Pichon, X., Pollitz, F., Fournier, M., Cadet, J.-P., Lallemand, S., and Chamot-Rooke, N., Distribution of shortening landward and oceanward of the eastern Nankai trough due to the Izu-Ogasawara ridge collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **137**, 145–156, 1996b.
- Lee, M. W. and Dillon, W. P., Amplitude blanking related to the pore-filling of gas hydrate in sediments, *Mar. Geophys. Res.*, **22**, 101–109, 2001.
- Lee, W. B. and Zhang, L., Residual shot profile migration, *Geophysics*, **57**, 815–822, 1992.
- Lumley, D. E., Clearbout, J. F., and Bevc, D., Anti-aliased kirchhoff 3-d migration, *SEP report*, **80**, 447–465, 1994.
- MacKay, M. E., Jarrard, R. D., Westbrook, G. K., Hyndmann, R. D., and the shipboard scientific party of ODP leg 146, Origin of bottom-simulating-reflector : geophysical evidence from the Cascadia accretionary prism, *Geology*, **22**, 459–462, 1994.
- MacLeod, H. O. and Campbell, J. M., Natural gas hydrates at pressures to 100,000 psia, *J. Petrol. Geol.*, **13**, 590–594, 1961.
- Mandl, G., *Mechanics of tectonic faulting - Models and basic concepts*, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, Netherlands, 1988.
- Marshall, D. R., Saito, S., and Kobayashi, R., Hydrates at high pressure part i : Methane-water, argon-water and nitrogen-water system, *Am. Inst. Chem. Eng. J.*, **10**, 202–205, 1964.
- Massat, P. and Rudnick, K., Geometric formulas for dilution of precision calculation, *Navigation*, **37**, 379–392, 1990.
- Matsumoto, R., Takedomi, Y., and Wasada, H., Exploration of marine gas hydrate in Nankai trough, offshore central Japan, in *AAPG Ann. Mtg Exp. Abstracts, Denver, USA*, p. paper 8458, 2001.
- Matsu'ura, M., Jackson, D. D., and Cheng, A., Dislocation model for aseismic crustal deformation at Hollister, California, *J. Geophys. Res.*, **91**, 12 661–12 674, 1986.
- Mazzotti, S., *L'arc insulaire japonais : déformation transitoire et permanente liée à la subduction et à la collision*, Thèse de doctorat (in french), Université Paris-XI Orsay - ENS Ulm, 1999.
- Mazzotti, S., Henry, P., Le Pichon, X., and Sagiya, T., Strain partitioning in the zone of transition from Nankai subduction to Izu-Bonin collision (central Japan) : implications for an extensional tear within the subducting slab, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **172**, 1–10, 1999.
- Mazzotti, S., Le Pichon, X., Henry, P., and Miyazaki, S.-I., Full interseismic locking of the Nankai and Japan-west Kurile subduction zones : an analysis of uniform elastic strain accumulation in Japan constrained by permanent GPS, *J. Geophys. Res.*, **105**, 13 159–13 177, 2000.
- Mazzotti, S., Lallemand, S. J., Henry, P., Le Pichon, X., Tokuyama, H., and Takahashi, N., Intraplate shortening and underthrusting of a large basement ridge in the eastern Nankai subduction zone, *Mar. Geol.*, **187**, 193–202, 2002.
- Milkov, A. V. and Sassen, R., Economic geology of offshore gas hydrate accumulation and provinces, *Mar. Petrol. Geol.*, **19**, 1–11, 2002.

- Minshull, T. A. and White, R. S., Sediment compaction and fluid migration in the Makran accretionary prism, *J. Geophys. Res.*, **94**, 7387–7402, 1989.
- Minshull, T. A., Singh, S. C., and Westbrook, G. K., Seismic velocity structure at a gas hydrate reflector, offshore western Colombia, from full waveform inversion, *J. Geophys. Res.*, **99**, 4715–4734, 1994.
- Minster, J. B. and Jordan, T. H., Present day plate motions, *J. Geophys. Res.*, **83**, 5331–5354, 1978.
- Miyazaki, S. and Heki, K., Crustal velocity field of southwest Japan : Subduction and arc-arc collision, *J. Geophys. Res.*, **106**, 4305–4326, 2001.
- Moore, G. F., Shipley, T. H., Stoffa, P. L., Karig, D. E., Taira, A., Kuramoto, S., Tokuyama, H., and Suyehiro, K., Structure of the Nankai Trough accretionary zone from multichannel seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, **95**, 8753–8765, 1990.
- Moore, G. F., Taira, A., Klaus, A., Becker, K., Becker, L., Boeckel, B., Cragg, B. A., Dean, P. A., Fergusson, C. L., Henry, P., Hirano, S., Hisamitsu, T., Hunze, S., Kastner, M., Maltman, A. J., Morgan, J. K., Murakami, Y., Saffer, D. M., Sanchez-Gomez, M., Screatton, E. J., Smith, D. C., Spivack, A. J., Steurer, J., Tobin, H. J., Ujiie, K., Underwood, M. B., and Wilson, M., *Initial report Leg 190*, Proc. Oc. Drill. Prog., 2000.
- Musser, D. D., GPS/DGPS in offshore navigation and positioning, *Sea Technology*, **33**, 61–66, 1992.
- Nakamura, K., Renard, V., Angelier, J., Azema, J., Bourgois, J., Deplus, C., Fujioka, K., Hamano, Y., Huchon, P., Kinoshita, H., Labaume, P., Ogawa, Y., Seno, T., Takeuchi, A., Tanahashi, M., Uchiyama, A., and Vigneresse, J.-L., Oblique and near collision subduction, Sagami and Suruga troughs - preliminary results of the French-Japanese 1984 Kaiko cruise, leg 2, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **83**, 229–242, 1987.
- Nakanishi, A., Shiobara, H., Hino, R., Kodaira, S., Kanazawa, T., and Shimamura, H., detailed subduction structure across the eastern Nankai trough obtained from OBS profiles, *J. Geophys. Res.*, **103**, 27 151–27 168, 1998.
- Nakanishi, A., Kodaira, S., Park, J.-O., and Kaneda, Y., Deformable backstop as seaward end of coseismic slip in the Nankai Trough seismogenic zone, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **203**, 255–263, 2002a.
- Nakanishi, A., Shiobara, H., Hino, R., Mochizuki, K., Sato, T., Kasahara, J., Takahashi, N., Suyehiro, K., Tokuyama, H., Segawa, J., Shinohara, M., and Shimamura, H., Deep crustal structure of the eastern Nankai Trough and Zenisu Ridge by dense airgun-OBS seismic profiling, *Mar. Geol.*, **187**, 47–62, 2002b.
- Nakanishi, A., Takahashi, N., Park, J. O., Miura, S., Kodaira, S., Kaneda, Y., Hirata, N., Iwasaki, T., and Nakamura, M., Crustal structure across the coseismic rupture zone of the 1944 tonankai earthquake, the central Nankai Trough seismogenic zone, *J. Geophys. Res.*, **107**, EPM2, 2002c.
- Nguyen, S., Baina, R., Noble, M. S., and Thierry, P., Ray-based anti-aliasing for depth migration, in *EAGE 64th Ann. Conf. and Exhibit., Expanded Abstracts (A-36)*, European Association of Geoscientists and Engineers, Firenze, Italy, 2002.

- Oda, H. and Douzen, T., New evidence for a low-velocity layer on the subducting Philippine Sea Plate in southwest Japan, *Tectonophysics*, **332**, 347–358, 2001.
- Oda, H., Tanaka, T., and Seya, K., Subducting oceanic crust on the Philippines Sea Plate in southwest Japan, *Tectonophysics*, **172**, 175–189, 1990.
- Paige, C. and Saunders, M. A., LSQR : an algorithm for sparse linear equations and sparse least squares, *ACM Transactions Math. Soft.*, **8**, 43–71, 1982.
- Park, J. O., Tsuru, T., Kodaira, S., Nakanishi, A., Miura, S., Kaneda, Y., Kono, Y., and Takahashi, N., Out-of-sequence thrust faults developed in the coseismic slip zone of the 1946 Nankai earthquake (Mw=8.2) off Shikoku, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **27**, 1033–1036, 2000.
- Park, J. O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P. R., and Kaneda, Y., Splay faults branching along the Nankai subduction zone, *Science*, **297**, 1157–1160, 2002.
- Pascal, G., Kuramoto, S., Lallemand, S., Tokuyama, H., Martin, V., Noble, M., Singh, S. C., Nouzé, H., and The SFJ onboard scientific party, French - japanese 3D seismic reflection survey on the eastern nankai accretionary complex and seismogenic zone, *Eos, Transactions AGU Fall Mtg Suppl.*, **81(48)**, T52D–06, 2000.
- Poort, J., Vanneste, M., De Batist, M., and Klerkx, J., Measured and BSR-derived heat flow in an area of gas venting in Lake Baikal, *Geophys. Res. Abstracts*, **3**, 768, 2001.
- Posewang, J. and Mienert, J., The enigma of double BSRs : indicators for changes in the hydrate stability field?, *Geo-Mar. Lett.*, **19**, 157–163, 1999.
- Pribnow, D. F. C., Kinoshita, M., and Stein, C. A., Thermal data collection and heat flow recalculations for ODP legs 101-180, Tech. rep., Institute for joint scientific research, GGA, Hannover, Germany, 2000.
- Proffit, J. M., A history of innovation in marine seismic data acquisition, *The Leading Edge*, **10(3)**, 24–30, 1991.
- Riegel, S. A., Fujita, K., Koz'min, B. M., Imaev, V. S., and Cook, D. B., Extrusion tectonics of the Okhotsk Plate, northeast Asia, *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 607–610, 93.
- Roberts, O. L., Brownscombe, E. R., and Howe, L. S., Methane and ethane hydrates, *Oil Gas J.*, **39(30)**, 37–42, 1940.
- Sagiya, T. and Thatcher, W., Coseismic slip resolution along a plate boundary megathrust : the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **104**, 1111–1129, 1999.
- Sakai, H., Gamo, T., Ogawa, Y., and Boulègue, J., Stable isotopic ratios and origins of the carbonates associated with cold seepage at the Eastern Nankai Trough, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 391–404, 1992.
- Sato, T., Moczizuki, K., Kasahara, J., Fujie, G., Nishisaka, H., and Koresawa, S., depth variation of the crustal structure of the subducting plate along the Nankai Trough, off Kii Channel, Japan, *Geophys. Res. Lett.*, **25**, 4011–4014, 1998.
- Savostin, L. A., Zonenshain, L., and Baranov, B. V., Geology and plate tectonics of the sea of okhotsk, in *Geodynamics of the western Pacific-Indonesian region*, edited by T. W. Hilde and S. Uyeda, pp. 189–222, American Geophysical Union, Washington, DC, USA, 1983.

- Scheidhauer, M., Beres, M., and Marillier, F., *Initial results of a high-resolution 3-D seismic reflection survey in north-central Lake Geneva, Switzerland*, pp. 1389–1392, Soc. of Expl. Geophys., 2000a.
- Scheidhauer, M., Beres, M., and Marillier, F., *First results of a high-resolution 3D seismic reflection survey in Lake Geneva, Switzerland*, p. Session :D0024, Eur. Assn. Geosci. Eng., 2000b.
- Seno, T., Syntheses of the regional stress fields of the Japanese islands, *Isl. Arc*, **8**, 66–79, 1999.
- Seno, T., Stein, S., and Gripp, A. E., A model for the motion of the Philippine sea plate consistent with NUVEL-1 and geological data, *J. Geophys. Res.*, **98**, 17 941–17 948, 1993.
- Sheriff, R. E., Navigation requirements for geophysical exploration, *Geophys. Prosp.*, **22**, 526–533, 1974.
- Sheriff, R. E. and Geldart, L. P., *Exploration seismology*, Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2nd edn., 1995.
- Shipley, T. H., Houston, M. H., Buffler, R. T., Shaub, F. J., Mac Millen, K. J., Ladd, J. W., and Worzel, J. L., Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises, *AAPG Bull.*, **63**, 2204–2213, 1979.
- Shipley, T. H., McIntosh, K., Silver, E., and Stoffa, P., Three-dimensional seismic imaging of the Costa Rica accretionary prism : structural diversity in a small volume of the lower slope, *J. Geophys. Res.*, pp. 4439–4459, 1992.
- Shipley, T. H., Moore, G. F., Bangs, N. L., Morre, J. C., and Stoffa, P. L., Seismically inferred dilatancy distribution, northern Barbados ridge decollement : implication for fluid migration and fault strength, *Geology*, **22**, 411–414, 1994.
- Sibson, R. H., Conditions for fault valve behavior, in *Deformation mechanisms, rheology and tectonics*, vol. 54, pp. 15–28, Geol. Soc. London Spec. Publ., 1990.
- Singh, S. C. and Minshull, T. A., Velocity structure of a gas hydrate reflector at ODP site 889 from a global seismic waveform inversion, *J. Geophys. Res.*, **99**, 24 221–24 233, 1994.
- Singh, S. C., Minshull, T. A., and Spence, G. D., Velocity structure of a gas hydrate reflector, *Science*, **260**, 204–207, 1993.
- Singh, S. C., Sinha, M., Kent, G., Harding, A., Orcutt, J., Barton, B. J., Hobbs, R., Tong, V., White, R. S., and participants, A., Preliminary results are in from mid-ocean 3D seismic reflection survey, *Eos, Transactions Am. Geophys. Union*, **80**, 181–185, 1999.
- Sloan, E. D. J., *Clathrate hydrates of natural gases*, Marcel Dekker, Inc, New York, USA, 2nd edn., 1998.
- Spindler, P., Imagerie par migration prestack profondeur des hydrates de gaz du prisme d'accrétion de la fosse de Nankai, Rapport de stage de 3e année, École des Mines de Paris, (in French), 2002.
- Stoffa, P. L., Shipley, T. H., Kessinger, W., Dean, D. F., Elde, R., Silver, E., Reed, D., and Aguilar, A., Three dimensional seismic imaging of the Costa Rica accretionary prism : field program and migration examples, *J. Geophys. Res.*, **96**, 21 693–21 712, 1991.

- Stoffa, P. L., Wood, W. T., Shipley, T. H., Moore, G. F., Nishiyama, E., Botelho, M. A. B., Taira, A., Touyama, H., and Suyehiro, K., Deepwater high-resolution expanding spread and split spread seismic profiles in the Nankai Trough, *J. Geophys. Res.*, **97**, 1687–1713, 1992.
- Taira, A., Hill, I., Firth, J., Berner, U., Brückmann, W., Byrne, T., Chabernaud, T., Fisher, A., Foucher, J.-P., Gamo, T., Gieskes, J., Hyndman, R., Karig, D., Kastner, M., Kato, Y., Lallemand, S., Lu, R., Maltman, A., Moore, G., Moran, K., Olafsson, G., Owens, W., Pickering, K., Siena, F., Taylor, E., Underwood, M., Wilkinson, C., Yamano, M., and Zhang, J., *Initial report Leg 131*, Proc. Oc. Drill. Prog., 1991.
- Taira, A., Hill, I., Firth, J., Berner, U., Brückmann, W., Byrne, T., Chabernaud, T., Fisher, A., Foucher, J.-P., Gamo, T., Gieskes, J., Hyndman, R., Karig, D., Kastner, M., Kato, Y., Lallemand, S., Lu, R., Maltman, A., Moore, G., Moran, K., Olafsson, G., Owens, W., Pickering, K., Siena, F., Taylor, E., Underwood, M., Wilkinson, C., Yamano, M., and Zhang, J., Sediment deformation and hydrogeology of the Nankai Trough accretionary prism : synthesis of shipboard results of ODP leg 131, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 431–450, 1992.
- Takahashi, H., Yonezawa, T., and Takedomi, Y., Exploration for natural hydrate in Nankai trough wells offshore Japan, in *Offshore Technology Conference 2001, Houston (USA)*, p. paper OTC 13040, 2001.
- Takahashi, N., Amano, H., Hirata, K., Kinoshita, H., Lallemand, S., Tojuyama, H., Yamamoto, F., Taira, A., and Suyehiro, K., Faults configuration around the eastern Nankai trough deduced by multichannel seismic profiling, *Mar. Geol.*, **187**, 31–46, 2002.
- Taner, M. T. and Koehler, F., Velocity spectra-digital computer derivation and application to velocity functions, *Geophysics*, **34**, 859–881, 1969.
- Tanioka, Y. and Satake, K., Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated by tsunami waveforms, *Geophys. Res. Lett.*, **28**, 2001.
- Tarantola, A., *Inverse problem theory : methods for data and parameter estimation*, Elsevier Science Publishers B. V., Amsterdam, Netherlands, 1985.
- Thakore, J. L. and Holder, G. D., Solid vapor azeotropes in hydrate-forming systems, *Ind. Eng. Chem. Res.*, **26**, 462–469, 1987.
- Thatcher, W., The earthquake deformation cycle at the Nankai Trough, southwest Japan, *J. Geophys. Res.*, **89**, 3087–3101, 1984.
- Thierry, P., *Migration/inversion 3D en profondeur à amplitude préservée : application aux données de sismique réflexion avant sommation*, Thèse de doctorat (in french), Université Paris-VII Denis Diderot, 1997.
- Thierry, P., Lambaré, G., Podvin, P., and Noble, M., 3-D preserved amplitude prestack depth migration on a workstation, *Geophysics*, **64**, 222–229, 1999.
- Thorbecke, W., *Common focus point technology*, Ph.D. thesis, Delft University of Technology, 1997.
- Thoué, F., Huchon, P., and Kobayashi, K., Structural style of the 34°15'N, 139°10.4'E depression on the middle slope of the eastern Nankai trough (october 1994, Shinkai 2000 dives), *JAMSTEC J. Deep Sea Res.*, **11**, 197–204, 1995.

- Tokuyama, H., Ashi, J., Soh, W., Kuramoto, S., and Ikeda, Y., Active submarine faults off Tokai - results from the Japan-France KAIKO-Tokai project, Univ. Tokyo Press, 1999.
- Tomaru, H., Matsumoto, R., Uchida, T., and Lu, H., Hydrate formation system from the pore water analysis in Nankai trough, in *AAPG Ann. Mtg Exp. Abstracts, Denver, USA*, p. paper 8460, 2001.
- Tsunogai, U., Ishibashi, J., Wakita, H., and Gamo, T., Methane-rich plumes in the Suruga Trough (Japan) and their carbon isotopic characterization, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **160**, 97–105, 1998.
- USCG, NAVSTAR global positioning system, Available at <http://www.uscg.mil/hq/rtc/atonblt/win99/posit/dgpsppt/dgps/index.htm>, US Department of Defense, 1998.
- Verma, V. K., Hand, J. H., and Katz, D. L., Gas hydrates from liquid hydrocarbons (methane-propane-water systems), in *AICHE - VTG joint meeting, Munich*, p. 10, 1974.
- Verschuur, D. J. and Prein, R. J., Multiple removal results from Delft university, *The Leading Edge*, **18**, 86–91, 1999.
- Versteeg, R. J., Sensitivity of prestack depth migration to the velocity model, *Geophysics*, **58**, 873–882, 1993.
- Wei, D. and Seno, T., Determination of the Amurian Plate motion, in *Mantle dynamics and plate interactions in east Asia*, edited by M. F. J. Flower, S. L. Chung, C. H. Lo, and T. Y. Lee, pp. 337–346, American Geophysical Union, Washington, DC, USA, 1998.
- Westbrook, G., Carson, B., Musgrave, R., and shipboard scientific party, part 1, *Init. Rep. Oc. Drill. Prog.*, **146**, 1993.
- Wilson, D. L., HDOP and GPS horizontal precision errors, available from www : <http://users.erols.com/dlwilson/gpshdop.htm>, 2001.
- Wilson, R. C. and Keefer, D. K., Dynamic analysis of slope failure from the 6 august 1979 Coyote Lake, California earthquake, *Bull. Seis. Soc. Am.*, **73**, 863–877, 1983.
- Wood, W. T., Stoffa, P. L., and Shipley, T. H., Quantitative detection of methane hydrate through high-resolution seismic velocity analysis, *J. Geophys. Res.*, **99**, 9681–9695, 1994.
- Yamano, M., Uyeda, S., Aoki, Y., and Shipley, T. H., Estimates of heat flow derived from gas hydrates, *Geology*, **10**, 339–343, 1982.
- Yamano, M., Foucher, J. P., Kinoshita, M., Fischer, A., and Hyndman, R. D., Heat flow and fluid flow regime in the western Nankai accretionary prism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **109**, 451–462, 1992.
- Yeats, R. S., Sieh, K., and Allen, C. R., *The geology of earthquakes*, Oxford University Press, New York, 1997.
- Yilmaz, Ö., *Seismic Data Analysis*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, OK, USA, 2nd edn., 2001.

- Yilmaz, Ö. and Chambers, R. E., Migration velocity analysis by wavefield extrapolation, *Geophysics*, **49**, 1664–1674, 1984.
- Zang, S. X., Chen, Q. Y., Ning, J. Y., Shen, Z. K., and Liu, Y. G., Motion of the Philippine sea plate consistent with the NUVEL-1A model, *Geophys. J. Int.*, **150**, 809–819, 2002.
- Zienkiewicz, O. C. and Taylor, R. L., *The finite element method*, Butterworth-Heinemann, Oxford, UK, 5th edn., 2000.
- Zonenshain, L. P. and Savostin, L. A., Geodynamics of the Baikal rift zone and plate tectonics of Asia, *Tectonophysics*, **76**, 1–45, 1981.
- Zwart, G., Moore, J. C., and Cochrane, G. R., Variations in temperature gradients identify active faults in the Oregon accretionary prism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **139**, 485–495, 1996.

Publications

Les publications suivantes concernent chacune un aspect du travail de thèse et reprennent les développements d'un chapitre de celle-ci.

- Martin V., Noble M. S. and Pascal G., A simple method of magnetic declination fluctuations correction for long single streamer positioning in a seismic survey, soumis à Geophysical Prospecting, décembre 2002. Cette publication reprend une partie du chapitre 2, en particulier la correction de la déclinaison magnétique utilisée pour réduire les erreurs de position.
- Martin V., Henry P., Nouzé H., Noble M. S., J. Ashi and Pascal G., Erosion and sedimentation as processes controlling the BSR-derived heat flow on the Eastern Nankai Margin, soumis à Earth and Planetary Science Letters, juillet 2003. Cet article présente les résultats concernant le régime thermique de la marge du chapitre 5.
- Martin V., Lallemand S., Henry P., Dessa J.-X., Noble M. S., Operto S., Pascal G., Kuramoto S. and Tokuyama H., Eastern Nankai Margin structure and history of accretion, soumis à Geology, septembre 2003. Cet article est une synthèse de l'histoire de l'accrétion et de la déformation du prisme (chapitre 4) d'après les données MCS et OBS.

D'autres publications en préparation reprennent également une partie de ce travail de thèse :

- Nouzé H. et al, in prep. Analyse de l'amplitude du BSR et rapport avec le contenu en gaz des sédiments.
- Noble M. S. et al, in prep. Résumé de l'acquisition et du traitement de la campagne SFJ (chapitres 2 et 3).
- Lallemand S. J. et al, in prep. Influence de la subduction des volcans sur la déformation actuelle de la marge (chapitre 6).
- Henry et al., in prep. Localisation et implications des failles satellites.

Par ailleurs, plusieurs communications ont été effectuées par l'auteur au cours de la thèse :

- Martin V., Lallemand S., Pascal G., Kuramoto S., Tokuyama H., Noble M. S., Singh S. C., Nouzé H. and the SFJ onboard scientific party, Structure and tectonics of the 2000 French-Japanese 3D reflection survey on the Eastern Nankai accretionary complex (poster), AGU Fall Meeting, San Francisco, 2000. *Résultats préliminaires, chronologie de la déformation et perspectives.*
- Martin V., Noble M. S., Pascal G., Lallemand S., Kuramoto S., Tokuyama H. and the SFJ onboard scientific party, The Eastern Nankai subduction zone : Preliminary results from the French-Japanese 3D SFJ survey (oral), EGS Assembly, Nice, 2001. *Résultats préliminaires et corps de Paléozoénisu.*
- Martin V., Noble M. S., Lallemand S., Pascal G., Kuramoto S., Tokuyama H. and the SFJ onboard scientific party, Processing of the French-Japanese SFJ survey on the Eastern Nankai Trough (poster), AGU Fall Meeting, San Francisco, 2001. *Méthodologie : traitement de la navigation et des données sismiques (chapitres 2 et 3).*
- Martin V., Henry P., Noble M. S., Lallemand S. et Pascal G., 3D structure of the BSR on the Eastern Nankai wedge as an indicator of active erosion and sedimentation (poster), EGS-AGU-EUG joint assembly, Nice, 2003. *Processus actifs en surface et mise en évidence par le BSR.*

A simple method of magnetic declination fluctuations correction for long single streamer positioning in a seismic survey¹

Victor Martin^{2,3}, Mark S. Noble² and Georges Pascal³

Abstract

In single streamer acquisitions, the use of transducers to constrain the receiver positions is not possible, thus implying the use of compass birds to gather information on the streamer location. The compasses are however sensitive to the declination of the local magnetic field of the Earth, and local fluctuations not accounted for can degrade the accuracy of reconstructed positions. In order to correct these small scale fluctuations, we propose a simple deterministic method to calculate a spatial correction to apply to the compasses, that enhances the positioning accuracy. The local compass declination is calculated after a first reconstruction on the whole survey area. This method was applied with success on navigation data of a 3-D survey offshore Japan, and improved the positioning accuracy to the level of the DGPS accuracy.

Introduction

During marine seismic surveys, the streamer cable is often deviated from its nominal location by oceanic currents. This feathering causes a change in the acquisition geometry. The issue of source and receiver point localisation during seismic surveys has become a key point during the last years, mainly due to the increasing demand of 3D and 4D seismic information. For multi-streamer surveys, this problem has been solved by the development of acoustic transducers (see *e. g.* Court, 1991). These transducers are located on the streamer cables themselves, and alternatively emit or record an acoustic pulse. The records of these pulses are then used to dynamically localise the other transducers by triangulation, the distance between the transducers being deduced from travel-times and processed in real time. This method provides an accurate positioning of the streamer location, because the position of the transducers is a strong constraint for streamer shape recovery.

However such positioning devices can not be used for single streamer acquisitions, because the triangulation would be impossible with only one streamer. The alternative positioning method is then to use compass birds, that record the magnetic azimuth of the streamer in real time (*e. g.* Cotton *et al.*, 1985). This azimuth gives the streamer direction at the compass bird location, that is the derivative of the eastern and northern position of the streamer cable to the curvilinear abscissa on the cable. Since the compasses location is well known, the streamer shape can be recovered by integrating streamer sections using the compasses azimuth values as derivatives of the position. This approach raises several issues that have to be solved for a good positioning accuracy.

¹ Received december 2002.

² Centre de recherche en géophysique, Ecole des Mines de Paris, 35 rue Saint Honoré, 77305 Fontainebleau cedex, France.

³ Laboratoire de géologie, Ecole Normale Supérieure, 24 rue Lhomond, 75231 Paris cedex 05, France.

Among these issues, one of the most critical is the bias of the measurements due to the variations of the local magnetic field. Since the compasses give a magnetic azimuth, and the position has to be calculated in a geographical referential, the value has to be corrected to take the local magnetic declination in account. Stoffa *et al.* (1991) pointed out the difficulty to know precisely its value in some offshore areas. The value of the magnetic declination is generally not known enough precisely to apply an exact correction. Since the magnetic declination can be strongly changing in some places (*e. g.* basaltic areas, volcanic ridges), it creates a cumulative mostly cross-line error in streamer positioning, that can be dramatic at the tail of a very long streamer. A typical 0.3° constant error causes a 26 m systematic cross-line position error at the tail of the streamer. The use of a streamer tail buoy fitted with a GPS receiver can help to correct this error, when it is roughly constant. The usual correction is simply a linear (or sometimes square function) shift to fit the computed streamer tail with the actual tail buoy position. This operation is equivalent to correct all the compasses values with an average value of magnetic declination. The obtained shape is correct if the magnetic declination is constant, but it is erroneous in the case of a rapidly changing declination on the acquisition area. In this paper, we present a method to take in account the fluctuations of the local declination, calculated by the mean of positioning data. We describe the reconstruction method to point out the magnetic declination problem location, and explain the correction method. This method has been applied on positioning data of a 3D single-streamer seismic survey along the Japan coast in 2000 (Pascal *et al.*, 2000). We present the results and the accuracy obtained by this method, in comparison with the usual corrections applied to remove effects of the magnetic field on the compasses measurements.

Streamer shape reconstruction method

The reconstruction of the streamer can be done either analytically or numerically. In the analytical case, the streamer compasses values are used in a general formula that directly gives the location of any streamer point. This approach has the advantage to give an accurate result, but is not suitable if corrections depending on the location of the streamer have to be done. The numerical approach consists in integrating the streamer direction, given by the compasses, along the cable direction. This method is more flexible, because it allows a correction of the streamer direction between each integration step. For this reason, we used the latter approach to calculate the streamer position.

The general formula for streamer numerical integration is the following:

$$\begin{cases} X(l) = \int_0^l \sin(\alpha(l)) dl \\ Y(l) = \int_0^l \cos(\alpha(l)) dl, \end{cases}$$

with l curvilign abscissa along the streamer, $X(l)$ and $Y(l)$ easting and northing of the corresponding section relatively to the front end of the streamer and $\alpha(l)$ the azimuth of the section. In practice, this integration is discretised, so that the integration step dl becomes δl and has a finite length:

$$\begin{cases} X(l) = \delta l \sum_{n=0}^{l/\delta l} \sin(\alpha(n)) \\ Y(l) = \delta l \sum_{n=0}^{l/\delta l} \cos(\alpha(n)). \end{cases}$$

The streamer is then considered to be straight along the discretisation step δl . It must therefore not be chosen too large (see next paragraph). The streamer heading $\alpha(l)$ must also be known accurately. Because the number of compass birds on a streamer is limited, the value of $\alpha(l)$ is calculated between the compasses by an interpolation method. It has then to be corrected from the effect of magnetic declination to give an accurate result.

Influence of the discretisation step

To quantify the influence of the discretisation on the receiver position calculation, we compared the discrepancy between the actual location of a streamer tail and its computed location in a simple analytic case: an arc-circle shaped streamer of length L and a curvature angle θ . The obtained positioning error at the streamer tail is then the worst possible because the discrepancy due to the integration is systematically in the same direction. The streamer is divided into n segments for integration. The azimuth of the i^{th} section is then $\frac{i}{n}\theta$. The position error of the streamer tail, that is the difference between the discrete integration and the analytical solution, is:

$$\begin{cases} \varepsilon_x = \frac{L}{n} \left[\left(\sum_{k=0}^{n-1} \cos \frac{k}{n}\theta \right) - \frac{\sin \theta}{\theta} \right] \\ \varepsilon_y = \frac{L}{n} \left[\left(\sum_{k=0}^{n-1} \sin \frac{k}{n}\theta \right) - \left(1 - \frac{\cos \theta}{\theta} \right) \right]. \end{cases}$$

The first term in brackets representing the reconstructed streamer tail position, and the second term the exact tail position. This yields to a total error:

$$\varepsilon \approx \frac{L}{n} \sin \frac{\theta}{2} = \delta l \sin \frac{\theta}{2},$$

for a large n (> 25). The position error is thus directly proportional to the length of the integration step δl . The integration of the streamer is accurate enough compared to the analytical solution provided that the integration step is sufficiently small.

Calculation of the azimuth

Several interpolation types can be used to calculate the azimuth $\alpha(l)$ of the streamer between two birds. Three of them are described by Hupkens and Faichney (1999): linear interpolation (arc-circle fitting), spline or polynomial interpolation. These three methods are the most used in streamer reconstruction softwares. Hupkens and Faichney show that, despite the higher accuracy of cubic splines when only a very small number of azimuth measurement is available, the arc-circle method is accurate enough for a typical spacing of azimuth measures on the streamer of 300 m. Krail and Brysk (1989) also proposed a method to recover the streamer shape, based on the study of the theoretical shape of a cable in a constant cross-current, that gives good results in a stable current zone (Krail, 1994). After testing these four methods, the polynomial fit appeared too oscillating and inaccurate. The method of Krail and Brysk could not be used because of the strong instability of marine currents in the studied area despite its interesting physical grounds, the solution being unstable in the case of oscillating compasses values. The two remaining methods give very similar results, and the choice of the interpolator is of no importance compared to the effect of the magnetic declination (see further). We used

the arc-circle fitting method because of its simplicity and its stability, but the declination correction we propose in this paper can be applied with any interpolator type.

Calculation of the local compass declination

A common method used by commercial softwares to correct the compasses values from spatial and systematic biases consists in calculating the temporal and spatial mean of the compasses value, and then to add this value to the bulk compasses value, with weighting factors. The weighting factors are generally empirical values. We will refer to this method as statistical calibration.

The streamer reconstruction method we present is based on a two-pass reconstruction scheme. Firstly, a reconstruction is performed on every shotpoint with a null declination. Then, the value of the local declination that minimizes the crossline misfit between actual and reconstructed tail buoy position, that we call the local compass declination (LCD) is calculated. It is equal to the angle between the actual tail buoy position and the reconstructed position for a null declination from the streamer tow point. This value is located on a map at the location of the compass birds. At the end of the survey, the map is spatially smoothed to obtain the local compass declination map. The local compass declination values are then used to compute the final streamer reconstruction during the second and definitive reconstruction. During the integration, the LCD value is obtained from the map before every integration step and added to the value of $\alpha(l)$. The LCD however needs to be calculated after the reconstruction of every shotpoints, it can therefore not be performed in real time onboard, but can be used to refine the navigation data processing in little time after the end of the survey.

Application and results

To illustrate this method, we used positioning data from the single-streamer 3D survey SFJ (Pascal *et al.*, 2000). This survey has been carried out off Japan on the eastern part of the Nankai accretionary prism during summer 2000. The vessel positioning was ensured by a DGPS. The streamer had 360 channels of 12.5 m each for a total recording spread of 4500 m, along which 16 compass birds were fixed every 300 m. This active section was preceded by a lead-in stretch section, and followed by a short section attached to a tail buoy fitted with a RGPS device. The lead-in section length was checked by a first break hydrophone located just ahead of the first active seismic channel. Over 107,000 shotpoints have been recorded on a 225 km² area every 50 m with a line spacing of 100 m during 45 days, along with the navigation data. For each shotpoint, the following parameters have been recorded : absolute position of vessel, azimuth and depth of each compass bird and relative position of tail buoy. The azimuth values of the birds have been smoothed to reduce the little high frequency oscillations due to balancing on the cable.

The HDOP (Horizontal Dilution Of Precision) was also recorded. This value is a quality factor of the DGPS positioning accuracy, and is linearly related to the expected RMS error (standard deviation σ) of the positioning device. The RMS error for a DGPS device with a HDOP equal to 1 is 4 to 5 m, depending on the device and the conditions. Since the HDOP was equal around 2.2 during the whole survey, the RMS error is then expected to be around 10 m (± 2 m). We used this value to check the results accuracy. The position values were smoothed using a 3 minutes temporal window, corresponding to 9 samples. On a probabilistic point of view, the effect of this smoothing is to divide the standard deviation by $\sqrt{9}=3$, every systematic error (e.g. atmospheric deviation) being removed by the DGPS correction. The expected RMS error of the positioning system is thus expected to be divided by 3, *i. e.* 3.3 m.

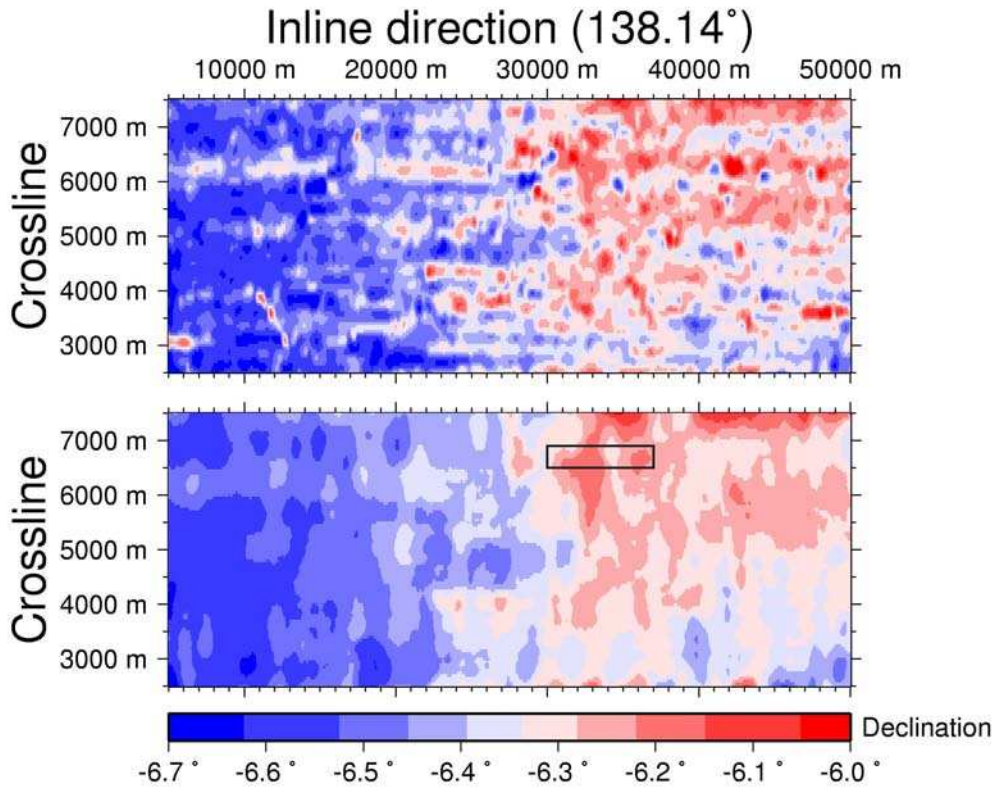


Figure 1. Top: LCD values obtained from calculation. These values suit very well the magnetic declination values indicated on marine charts. Bottom: smoothed LCD values used for streamer reconstruction.

The final map of the LCD values is shown in figure 1, with its smoothed version used to correct the compasses. The LCD values suit very well the few declination values indicated on marine charts, between -6.1° and -6.6° .

Obtained precision

In order to check the accuracy of the method, we also calculated the streamer positions with two usual methods, with simple mean declination subtraction and with statistical calibration. For the statistical calibration method, we tried several ranges for the means calculations and several weights and kept the result that had the lowest misfit between reconstructed and measured tail buoy. The indicator of the quality of the reconstruction is the misfit between the computed and actual tail buoy position measured by RGPS. Figure 2 shows the error distribution for the three cases, compared to the theoretical distribution of error due to the DGPS. This theoretical distribution is based on two classical assumptions: (1) the systematic biases have been removed by the relative GPS and (2) the positioning error distribution is a centered normal bi-variate law. This yields to a distribution of the error that have a typical shape:

$$P(n < r < n_2) = \int_{r_1}^{r_2} r \cdot \exp\left(-\frac{r^2}{2\sigma^2}\right) dr = \exp\left(-\frac{r_1^2}{2\sigma^2}\right) - \exp\left(-\frac{r_2^2}{2\sigma^2}\right)$$

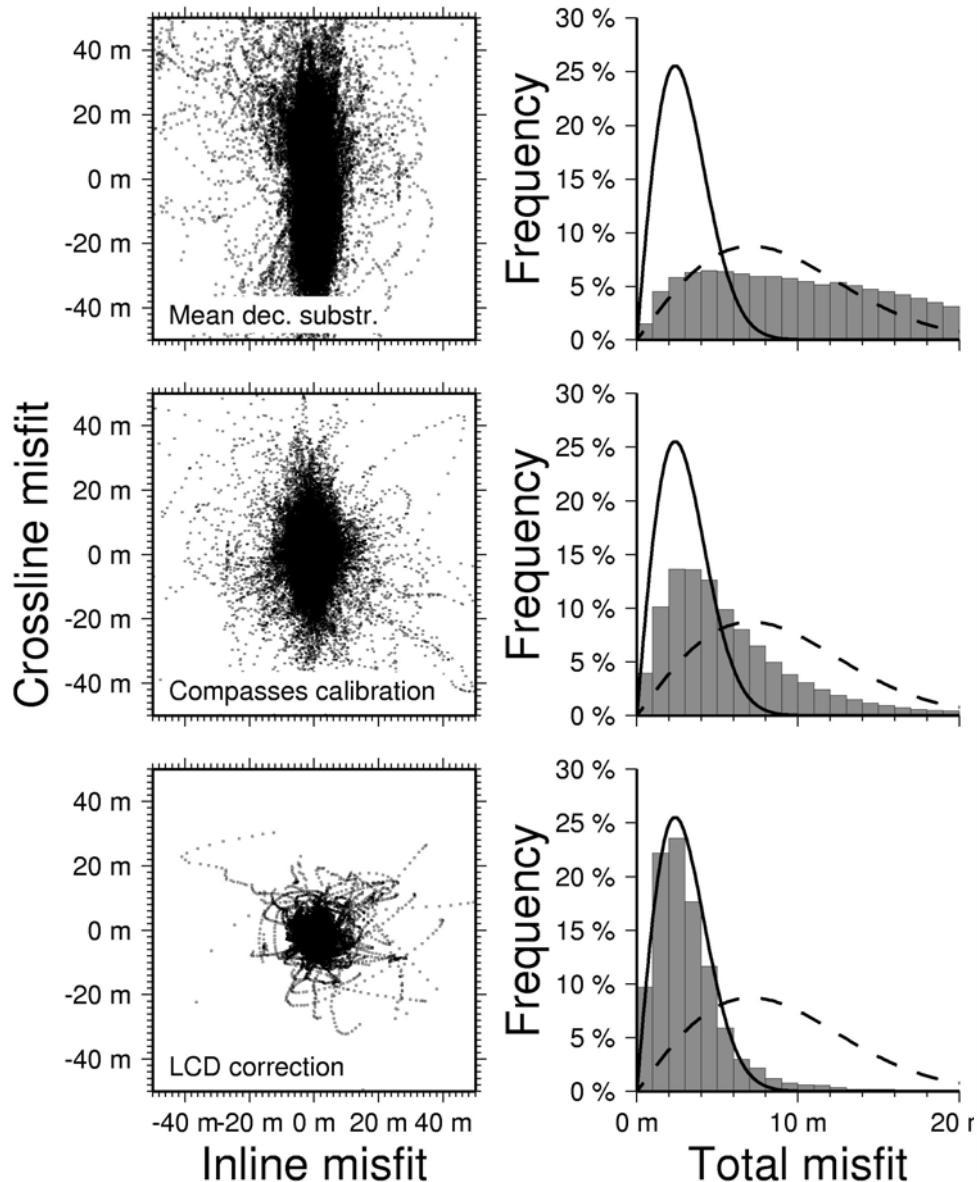


Figure 2. Misfit between the reconstructed and actual tail buoy position during the whole survey for three reconstruction methods: mean declination correction (top), compass calibration (centre) and LCD correction (bottom). The left panel shows the misfit points distribution in inline and crossline directions. The right histogram shows the total misfit distribution for 1 m intervals. The dashed bell-shaped line indicate the theoretical distribution calculated from the mean HDOP value, and the solid "peak" line the same distribution, but accounting for the smoothing of the positioning values.

In the first case, where only a mean correction given by the marine charts is applied, the spread of reconstructed positions error is very wide, mostly in the crossline direction ($2\sigma=32$ m). This is due to the systematic biases of azimuth errors on one side or another, the local magnetic declination being higher or lower than the mean value (-6.32°) taken for the calculation. In the second case, where a standard statistical calibration was performed, the error distribution is tighter than in the latter case, but a higher crossline than inline error remains, and the error distribution shows a 2σ value of about 12 m. This reconstruction is still less accurate than the positioning device. In the third case, with our LCD correction, the error distribution is even tighter than previously, to achieve a 2σ value of 6.7 m. The misfit distribution shows much less dispersion of the reconstructed tail buoy position around the measured position, but above all, the distribution of the error now nearly exactly reaches the

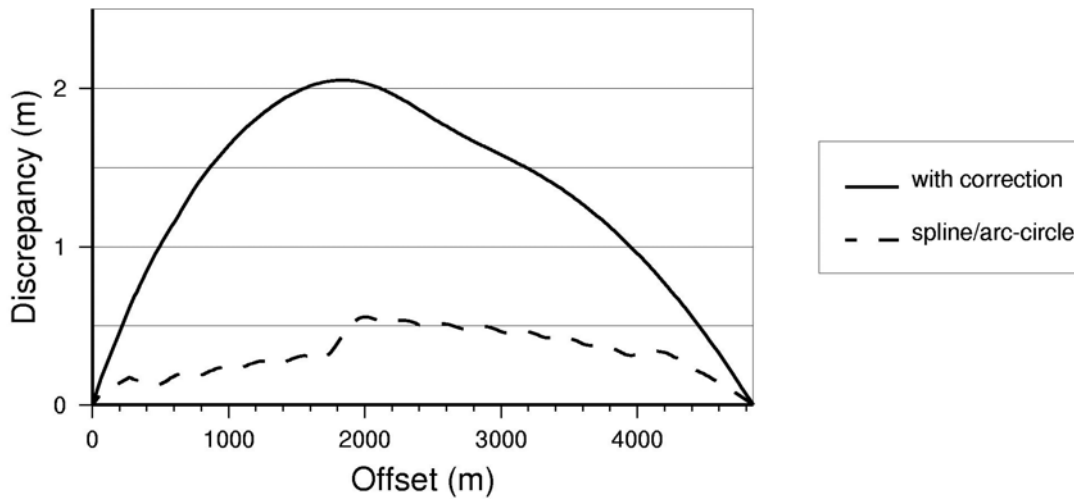


Figure 3. Mean misfit between the reconstructed streamers using LCD correction and compass calibration (solid line) during the entire survey. It is highest near the centre of the streamer. The dashed line is the mean error between the reconstructed streamers using arc circle or spline interpolators, and is shown for comparison. The gap in the middle of both curves is due to a higher distance between two compasses (450 m instead of 300 m).

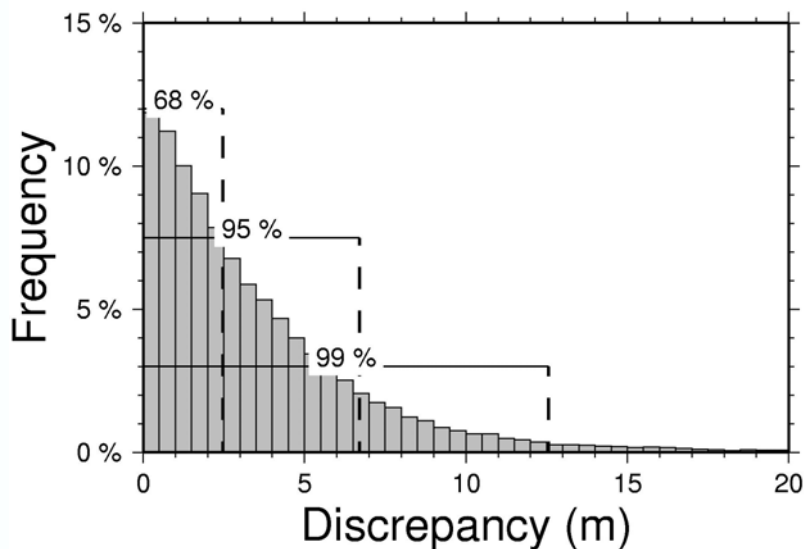


Figure 4. Estimated discrepancy between the LCD correction reconstructed position in the centre of the streamer and the compasses calibration method with tail buoy misfit reduction, for three intervals of confidence. In most cases this discrepancy is very small, but it can reach high values in certain cases (see text).

theoretical distribution of error of the positioning device itself. This means that the reconstruction could be exact. As a matter of fact, if the reconstruction is exact, there will be a remaining misfit between the exact tail buoy position and the measured position that is equal to the error of this position measure, *i. e.* the DGPS error. The LCD correction shows then a better reconstruction accuracy for the tail buoy positioning than the two previous methods.

However, positions are very often corrected with the help of the tail buoy position measurements, that is a very strong and accurate constraint. So the less constraint points are those that are located far from a positioning constraint, and are therefore located near the centre of the streamer. To estimate the receivers positioning difference between the last two methods, we calculated the distance between the reconstructed streamer using the last two methods as a function of offset. In both cases, the tail buoy misfit was linearly corrected to eliminate DGPS

error effects. The result is shown in figure 3. The mean positioning discrepancy between both methods reaches 2 m in the centre of the streamer, which is a rather small value, (the discrepancy distribution is shown in figure 4). It can however reach 6.7 m in 5% of the cases, and up to more than 12.6 m in most extreme cases (1%). The influence of the correction method is then more critical than the choice of the interpolator type between arc circle and splines (see figure 3).

Discussion

Reconstruction of survey positions using statistical calibration generally shows results that are considered as being accurate enough for most targets in a seismic acquisition in terms of precision. Is it worth to use the LCD correction instead ?

As seen in figure 2, the statistical calibration method can lead to higher errors in tail buoy positioning than the LCD correction method. In general, this error is not taken in account because the misfit is linearly reduced to fit the measured tail buoy position. But in that case, at least the tail buoy positioning device error is added to the reconstruction, which is not satisfactorily. The measured discrepancy between the two reconstruction methods in the centre of the streamer reaches at least 10 m in 5% of cases with or without tail buoy misfit reduction (see table 1), once the DGPS error taken in account. The highest discrepancy values arise in certain precise cases, as illustrated in figure 5. This figure shows a reconstruction of the streamer for two shotpoints using statistical calibration and LCD correction.

During the LCD calculation, the declination field appeared there to be changing on a kilometric scale. This change is accounted for in the LCD correction, and the streamer shape appears more straight. The streamer reconstructed with the calibration method is more oscillating, and the oscillations correspond to a clockwise or anti-clockwise rotation of the streamer in respectively less or more than average declination areas. The tail buoy position misfit is in that case well correlated with the variation of magnetic declination, as shown in figure 5 (bottom). The maximas of the tail buoy misfit of the calibration reconstructed streamers correspond well with the maximas of declination change, whereas the misfit calculated with the LCD correction shows no correlation with this declination change. The effect of the local fluctuation of the declination is clearly not linear and cannot be withdrawn by simple shifting of positions to fit the tail buoy position. Furthermore, the reconstruction by LCD correction has in these cases a much smaller tail buoy misfit than the statistical calibration reconstructed streamers, that indicates that the latter reconstruction is less accurate in this area. For one shotpoint, the calculated LCD reflects in fact the effect of the declination along the whole streamer. Although this declination might change at this scale, several values are obtained for a same location, and over the whole survey duration. The mean of these values reflects well enough the actual local declination. Furthermore, the LCD corrected reconstruction method does not need to be corrected for the tail buoy misfit, as shown in the figure 2, so the reconstructed geometry does not incorporate the DGPS noise. This reconstruction is then more accurate than reconstructions based on compasses calibration, especially in areas of magnetic declination fluctuations.

Table 1. Misfit between three usual reconstruction methods and the LCD correction method, for a recorder located near the centre of the streamer, for three intervals of confidence (68%, 95% and 99%). Both reconstruction and DGPS statistical error are taken in account. Drawn box corresponds to figure 5.

Range	67 %	95 %	99 %
Mean declination removal	16 m	33 m	49 m
Compasses calibration (without tail buoy misfit reduction)	6 m	12 m	18 m
Compasses calibration (with tail buoy misfit reduction)	4.4 m	10 m	17.6 m

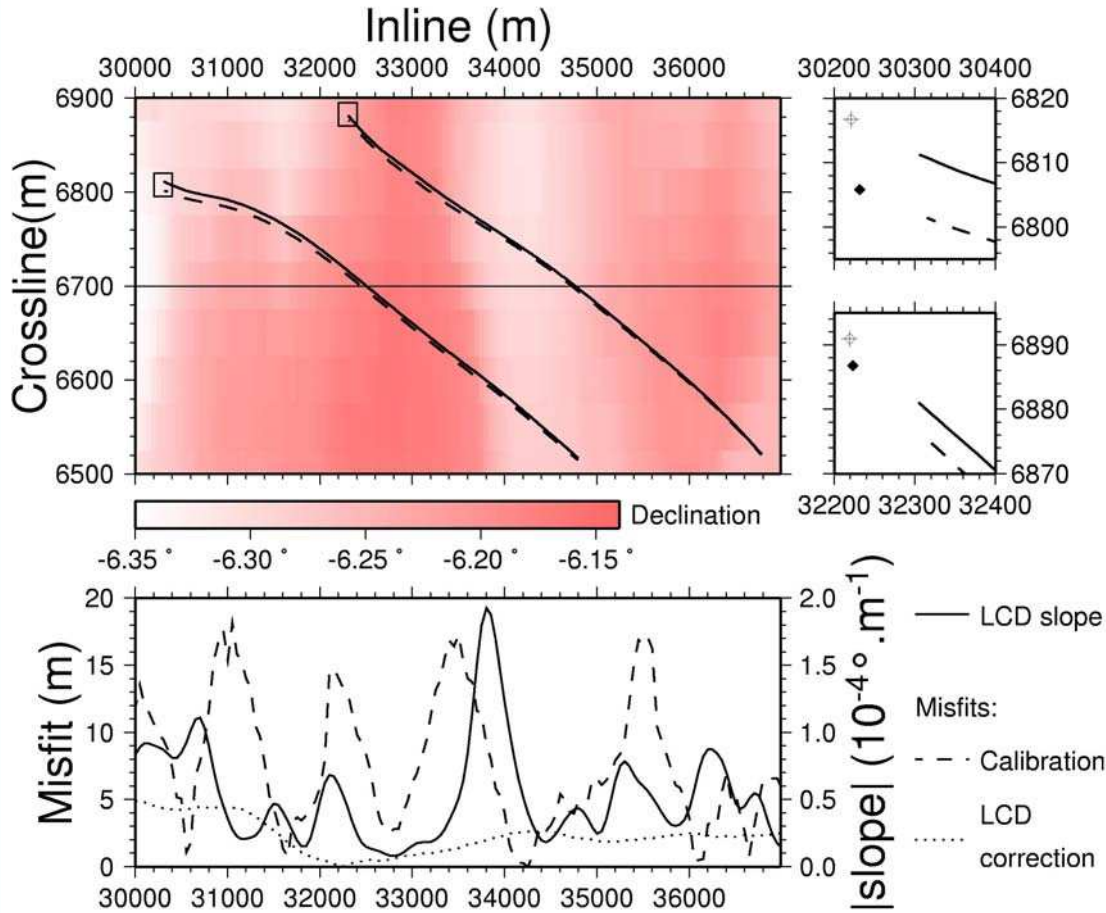


Figure 5. Top, shape of the streamer cable for two shotpoints, reconstructed with two methods, compasses calibration (dashed line), and LCD correction (solid line), both without tail buoy misfit reduction. The background color is the calculated local compass declination, and is rapidly changing in this area. In the lower declination areas (light), the compass measurements tend to artificially rotate the streamer in the anti-clockwise sense, whereas in the higher declination areas, the streamer is artificially rotated clockwise. This bias is removed by the LCD correction, but not by compasses calibration. On the right, two details of reconstruction near the tail buoy. Black diamonds show the predicted position of the tail buoy according to the compasses calibration method, and white diamonds the predicted position after the LCD correction method. The cross is the measured tail buoy position. The LCD corrected reconstructions clearly show in this case a better ability to fit the tail buoy position. Bottom, comparison of misfits between measured and reconstructed tail buoy position with the two methods and the variation of declination, for streamers whose centre is located along the line drawn on the top map. There is a good correlation between the LCD variation and the misfit of streamers not reconstructed with the LCD correction method.

Conclusion

The local fluctuations of the Earth's magnetic field can lead to strong errors in streamer positioning when only the compass birds information is available to constrain the streamer position. The usual correction applied is a statistical averaging done during the calibration. These statistical corrections are however not precise enough to achieve an exact reconstruction, as shown in the case of tail buoy position misfit calculation. Furthermore, it can be seriously biased in areas of small scale magnetic declination fluctuations. The local compass declination correction method reaches the level of accuracy of the DGPS device itself, and does account for the local fluctuation of the Earth's magnetic field and corrects its effects on compasses measurements. It does not even need to be corrected for tail buoy position misfit, because it

would degrade the geometry reconstruction by adding the DGPS error noise. This method can then be considered as accurate and is simple to apply in any streamer positioning problem that is not well constrained enough by acoustical devices.

Acknowledgements

This work has been done in the frame of the Nankai margin French-Japanese cooperation program KAIKO-SFJ. We are very grateful to the N/O Nadir crew and his captain Rémy Balcon, and also the Ifremer technical staff, for their outstanding job before and during the SFJ survey. We are very grateful to Reda Baina, Pascal Podvin, Philippe Thierry and Gilles Lambaré for fruitful discussions. This work has been partially supported by the *ad hoc* ocean commission grant. Support of the DIG consortium partners was also greatly appreciated.

References

- Cotton W. R., Schleicher K. L., Ridyard D. and Spinelli J. J. 1985. Accuracy in marine streamer positioning. 55th SEG meeting, Washington, DC, Expanded abstracts, 434-436.
- Court I. N. 1991. Application of acoustics to source-array and streamer tow-point positioning. *Geophysics* **56**, 558-564.
- Hupkens E. and Faichney A. 1999. Flexibility and stability of streamer shape models. 61st EAGE meeting, Helsinki, Finland, Expanded Abstracts, 6-13.
- Krail P. M. and Brysk H. 1989. The shape of a marine streamer in a cross current. *Geophysics* **54**, 302-308.
- Krail P. M. 1994. Measurement of a cable shape in a cross current (short note). *Geophysics* **59**, 1156-1159.
- Pascal G., Kuramoto S., Lallemand S., Tokuyama H., Martin V., Noble M., Singh S. C., Nouzé H. and SFJ onboard scientific party 2000. French-Japanese 3-D seismic reflection survey on the eastern Nankai accretionary complex. *Eos, Transactions* **81**(48), AGU fall meeting suppl. T52D-06.
- Stoffa P. L., Shipley, T. H., Kessinger W., Dean D. F., Elde R., Silver E., Reed D. and Aguilar A. 1991. Three-dimensional seismic imaging of the Costa Rica accretionary prism: field program and migration examples. *Journal of Geophysical Research* **96**, 21693-21712.

Erosion and sedimentation as processes controlling the BSR-derived heat flow on the Eastern Nankai Margin

Victor Martin^{a*}, Pierre Henry^a, Hervé Nouzé^b, Mark Noble^c,
Juishiro Ashi^d, Georges Pascal^a

^a Ecole Normale Supérieure, Laboratoire de géologie UMR 8538, 24 rue Lhomond, 75231 Paris cedex 05, France,

^b IFREMER, Département de Géosciences Marines, BP 70, 29280 Plouzané, France

^c Ecole des Mines de Paris, Centre de recherche en géophysique, 35 rue St Honoré, 77305 Fontainebleau cedex, France

^d Ocean Research Institute, University of Tokyo, 1-15-1 Minamidai, Nakano, Tokyo 164-8639, Japan

Received July 2003

Abstract

In 2000, a 3D MCS survey was carried out on the Eastern Nankai Trough. A strong and widespread bottom-simulating reflector (BSR) was observed and mapped after a preserved amplitude 3D prestack migration of the seismic data. We use this BSR to calculate a heat flow map over the 3D survey area. This map presents some high and low heat flow areas, that cannot be correlated to known active wedge faults. In order to explain this heat flow distribution quantitatively, we calculate the rates of erosion and sedimentation that are necessary to create these anomalies. These rates are in good agreement with observations on seismic profiles, and are locally consistent with a sedimentation rate calculated from slope basin depth, and reflect the distribution of erosion, landsliding and deposition on the margin slope. We therefore propose that the heat flow anomalies are mainly due to active erosion and sedimentation, and that heat flow distribution on this margin section is controlled by surface processes rather than by fluid migration along faults. These surface processes are the consequence of the tectonic and seismic activity of the wedge and are influenced by the subduction of a wide oceanic ridge below the Eastern Nankai margin.

© Elsevier Science B.V. All rights reserved.

Keywords: bottom-simulating reflector (BSR), heat flow, surface processes

1. Introduction

Heat flow and its causes have been widely studied over several active margins. It provides significant constraints to understand processes occurring within these margins. Whereas the effect of thermal advection and friction influences the thermal regime of the margins over a large spatial scale [1-4], more local

processes may also occur, that modify significantly the heat flow. Several authors pointed out that the heat flow sometimes presents strong local anomalies in comparison with its theoretical value. These anomalies are generally interpreted as the consequence of fluid circulation, both in the trench [1,5] and in accretionary wedges [6-9]. On the Eastern Nankai margin, several fluid venting sites have been extensively observed at the outcrop of active faults [10-12], but the influence of the water expulsion from these sites on the heat flow is still in question. In this area, a detailed mapping of the heat flow is necessary to ensure the position of the anomalies and their

* Corresponding author. Tel.: +33 144 32 22 63;
Fax: +33 144 32 20 00.
E-mail address: vmartin@geologie.ens.fr (V. Martin)

relationships with faults along which fluids circulate. This is the approach we apply here.

We used the map of the bottom simulating reflector (BSR) on the Eastern Nankai margin to calculate a heat flow on a 3D multichannel seismic survey location. The BSR is an energetic reverse polarity reflector on seismic profiles that is interpreted as the base of the gas hydrates stability zone [13]. The depth of this reflector may be used to calculate the temperature at BSR depth from the hydrate dissociation curve, and then used to calculate a thermal gradient and a heat flow ([14-16], see figure 1).

This method has been widely used in several terrestrial and marine environments, and gives heat flow values that are generally consistent with direct probe measurements, within an error range reaching 15-20% in worst cases. Heat flow derived from BSR depth is less sensitive to changes in sea-bottom water temperature than probe measurements, and thus may be more reliable for water depth of less than 2000 m (see for example [17]). The obtained heat flow presents some areas of very high heat flow. Some of them are located in erosive channels, and one corresponds to a landslide initiation area. This landslide provides an insight on the process by which a shallow BSR, and subsequently high heat flow, is obtained over part of the 3D survey area. Positive heat flow anomalies can here not be correlated to any known wedge main faults, and several areas have an anomalously low heat flow. These observations discard warm fluid expulsion as the main cause of the anomalies, with respect to a margin scale advection-conduction model. Another explanation has then to be found.

Surface processes, such as erosion and sedimentation, may cause heat flow anomalies. The thermal aspect of these processes has been thoroughly studied in several sedimentary basins [18-20]. On continental margins, these processes are generally linked to subsidence or tectonical uplift. To

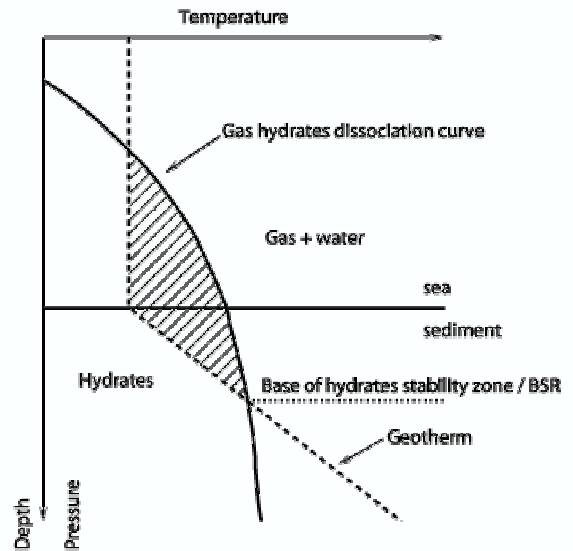


Figure 1. Schematic zone of gas hydrates stability (after Kvenvolden, 1993). Gas hydrates are stable due to high pressure at depth and low temperature in the gray area. The geothermal gradient causes a temperature elevation deeper in the ground, and causes hydrates dissociation that creates a BSR.

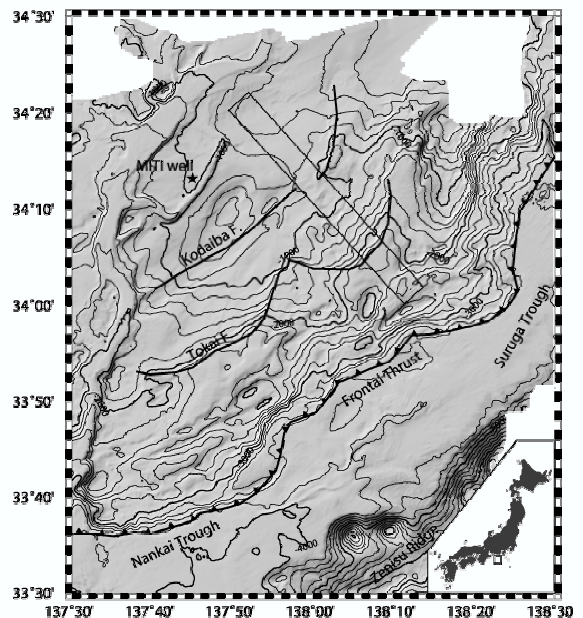


Figure 2. Map of the SFJ survey area. High-resolution profiles and the 3D-box location are drawn in black and gray. The main faults are represented after Tokuyama et al. (1999). The MITI well location is represented as with a star.

investigate the role of these processes in our study area in the heat flow variations, we use a 1D thermal model to calculate average erosion and deposition rates that would explain the observed anomalies.

2. 3-D structure of the BSR

In this study, we used 3D seismic images of the Eastern Nankai Trough (figure 2), acquired over the accretionary wedge in 2000 during the french-japanese SFJ survey [21]. Processing of the data was performed using the 3D preserved amplitude prestack depth migration algorithm [22] with an acquisition footprints regularisation scheme [23]. The velocity model was obtained after a migration velocity analysis [24]. Over the BSR area, the wedge bathymetry can be decomposed in four domains, from the shallowest to the deepest. The first corresponds to the flat forearc basin landward from the Kodaiba fault, and is slightly tilted around a relief, the Daiichi Tenryu knoll. The second part is located between the Kodaiba fault and the slopebreak. The bathymetry is affected there by channels and faults. The third part is the slope between the upper slopebreak and the Tokai fault location [25]. The Tokai fault is considered as the limit between an old wedge and an active wedge [26]. The last part is a slope basin on top of the active wedge. The BSR is present nearly everywhere in the 3D box area, except under a major part of the slope, around the Kodaiba fault and under the Daiichi Tenryu knoll, where the seafloor is too shallow to enable hydrate formation. A double BSR was also observed and its possible origin discussed by [27]. The BSR map is presented in figure 3. It disappears or has a very weak amplitude around the Kodaiba fault but is not significantly raised towards the seafloor around this location where it crosses the fault. On a profile eastward from the 3D box and parallel to it, the BSR is continuous and not

uplifted under the Kodaiba fault surface location, which indicates that no or only very little warm fluid circulation presently takes place along the fault in this area (east of 137°30'E).

Further in seaward direction, the BSR is discontinuous in the data and is closer to the surface in the upper part of the slope. Downslope, it is strong and nearly flat under the slope basin. The amplitude of the BSR is generally strong in the forearc basin, but is locally weak in a thick sedimentary layer. The weakness of the BSR amplitude coincides with the disappearance of the double BSR and the presence of a flat spot under the BSR. This phenomenon could be due to a different sediment nature and a possibly higher porosity in this sedimentary layer.

3. Heat flow calculation

The calculation of the heat flow from the BSR is generally done by assuming a purely vertical thermal heat transfer hypothesis [15]. Presence of small reliefs or depressions affect the temperature field and the temperature gradient is not purely vertical. We therefore smoothed the bathymetric and BSR depth maps using a gaussian filter of 1 km diameter (2σ), that corresponds to the maximum spatial wavelength of the strongest bathymetric irregularities. In that way, we reduce the horizontal component of the temperature gradient, but the obtained heat flow map will correspond to spatially smoothed heat flow values.

The temperature at the BSR can be deduced from the Pressure-Temperature hydrates dissociation curve. Several authors (e. g. [28,29]) use a lithostatic pressure value to calculate the temperature, which can be the case in large landslide areas. However, [16] indicate that the pressure to take in account for calculations is the hydrostatic pressure, since it is very uncommon to observe fluid

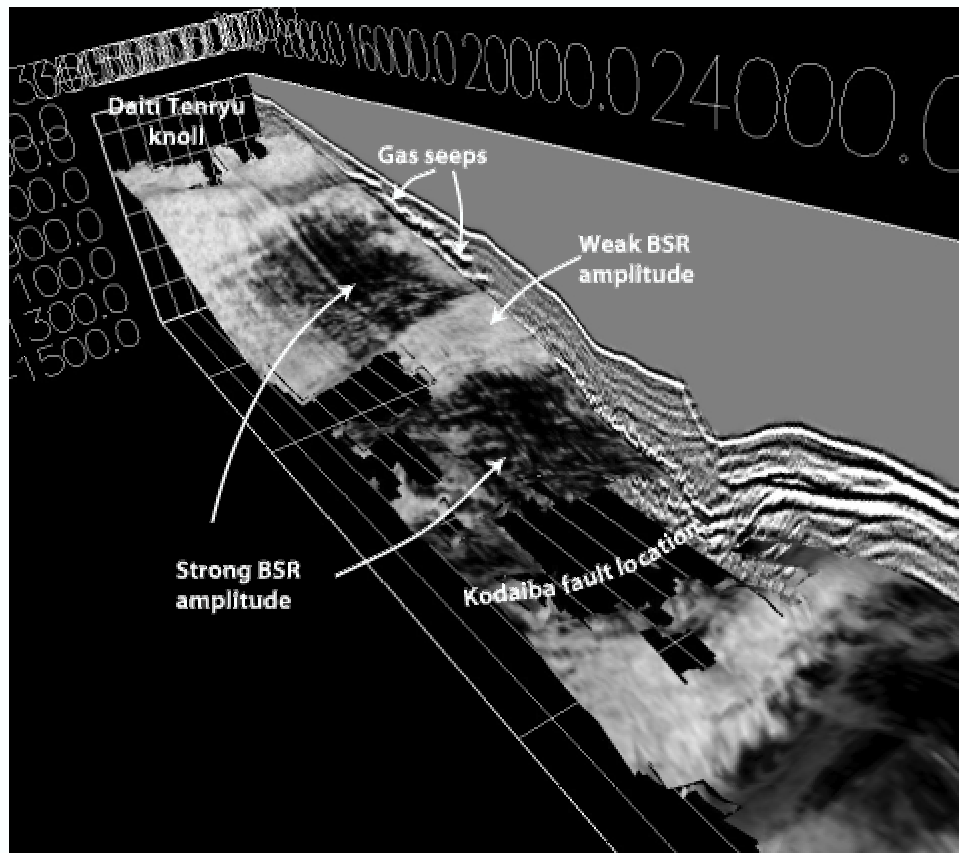


Figure 3. BSR tridimensional view on the forearc basin zone. The colorscale corresponds to the BSR amplitude, after a 3D preserved amplitude prestack depth migration. Weak amplitudes (light gray) probably correspond to a change in lithology. Gas seeps in the stable hydrates zones, that can be recognized because of their negative polarity, can be observed on the seismic profile on the right.

overpressures at the BSR depth in stable sediments. We assumed for the calculation a hydrostatic pore pressure, for two reasons. First, a very high pore pressure would not enable persistency of the slopes of the wedge, and would destabilize the sedimentary column. Second, well data indicate that the temperature conditions at the base of the gas hydrate stability zone are much closer from the dissociation curve if a hydrostatic pressure, rather than lithostatic pressure, is assumed. This is the case in the MITI well on the Nankai margin (14°C at a 1245 m depth [30]).

We calculate the hydrates stability curve by using a set of dissociation temperature measurements [31-33]. Local pore and circulating fluid samples taken during

submersible dives in the area showed that the gas in the sediments have a nearly pure-methane composition [34]. We use then pure methane hydrates dissociation measurements in order to compute the dissociation curve. [35] indicate that the dissociation curve used for temperature calculation must be computed from measurements in seawater conditions and not pure water. The water chlorinity in the sediments was measured on core samples [36,37] and is close to the seawater chlorinity (about 550 mMol/L), excepting in sand strata where it is much smaller (100 to 200 mMol/L) because of gas hydrates dissociation during the cores recovery. The point corresponding to the MITI well stands between the two curves (figure 4 left), and is closer to the seawater

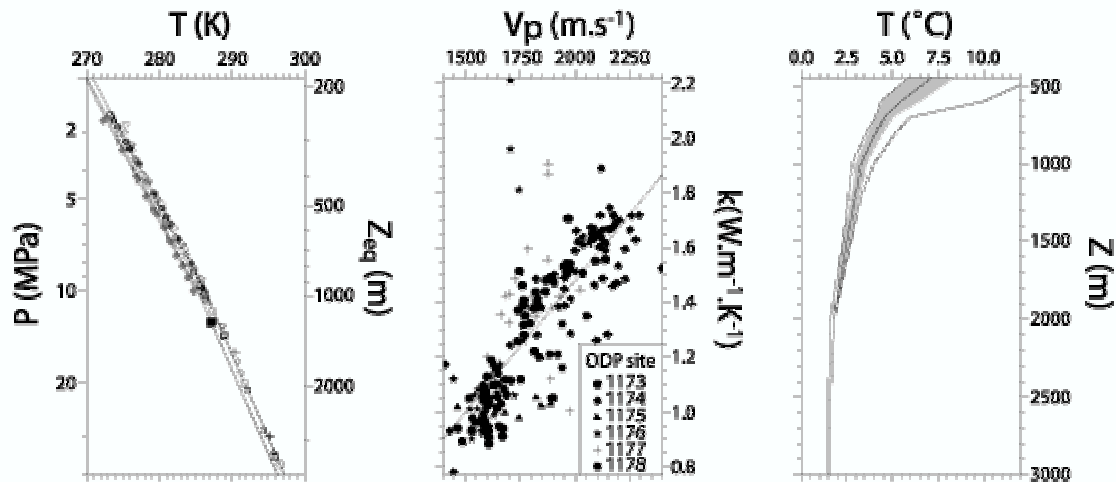


Figure 4. Left: Hydrates dissociation curve deduced from experimental measurements in pure methane and pure water or seawater conditions (compilation of data in [31-33]). The hydrates curve is calibrated to fit the MITI well temperature (black square) at the BSR depth. Middle: Velocity-Conductivity relationship from ODP leg 190, used to calculate sediments thermal conductivity in the 3D box. Right: Yearly average sea temperature as a function of depth in the Tokai area, used for the seafloor temperature (source: Japan Oceanographic Data Center).

dissociation curve. We used then the pure methane-seawater dissociation curve, shifted by $0.3^{\circ}C$ to fit the drilling data.

Thermal conductivity estimation is an important potential source of errors, because it is variable from one site to the other [16]. [35] showed that presence of gas hydrates in sediments pores has practically no effect on the sediments conductivity, and that the conductivity can be averaged on the sediment stack above the BSR. Conductivity measurements on core samples are the best source of data for heat flow calculation, but no conductivity data from the MITI well were available. We then used a conductivity- P waves velocity law extracted from ODP leg 190 well data [38], as suggested by [39], along with the migration velocities used to process the seismic data. The conductivity- P waves velocity law has a reduced standard deviation of about 17%, which is a high value. However, about one measurement every 2 m was done in the wells. At a 200 m depth, it means that the statistical standard deviation of the mean value of the thermal conductivity is reduced by a factor of 10, which is finally less than 2% of the value.

The seafloor temperature is deduced from an annual mean water temperature profile from the Japan Oceanographic Data Center in the Tokai area (figure 4 right). The seasonal variability of the temperature has practically no effect on the BSR depth, because the annual cyclic temperature variations do not have the time to diffuse deep in the sediments. However, variations of this temperature for longer periods are likely to occur in shallow water due to long term variability in ocean water circulation. Furthermore, the BSR itself is shallow in the shallow water zones, water temperature changes can thus more rapidly affect the BSR. Therefore the heat flow values obtained in the shallow parts of the 3D box may be biased due to marine currents.

For the two last parameters, the calculated heat flow reliability is better for a deep BSR. At a 200 m BSR depth, the mean error on the thermal conductivity is about 1.7%. This BSR depth roughly corresponds to a 750 m seafloor depth, where the seawater mean temperature error is $0.4^{\circ}C$. Given the mean temperature gradient on this area (about $40^{\circ}C \cdot km^{-1}$), the effect of a $0.4^{\circ}C$ temperature error on the seafloor temperature modifies the heat flow of

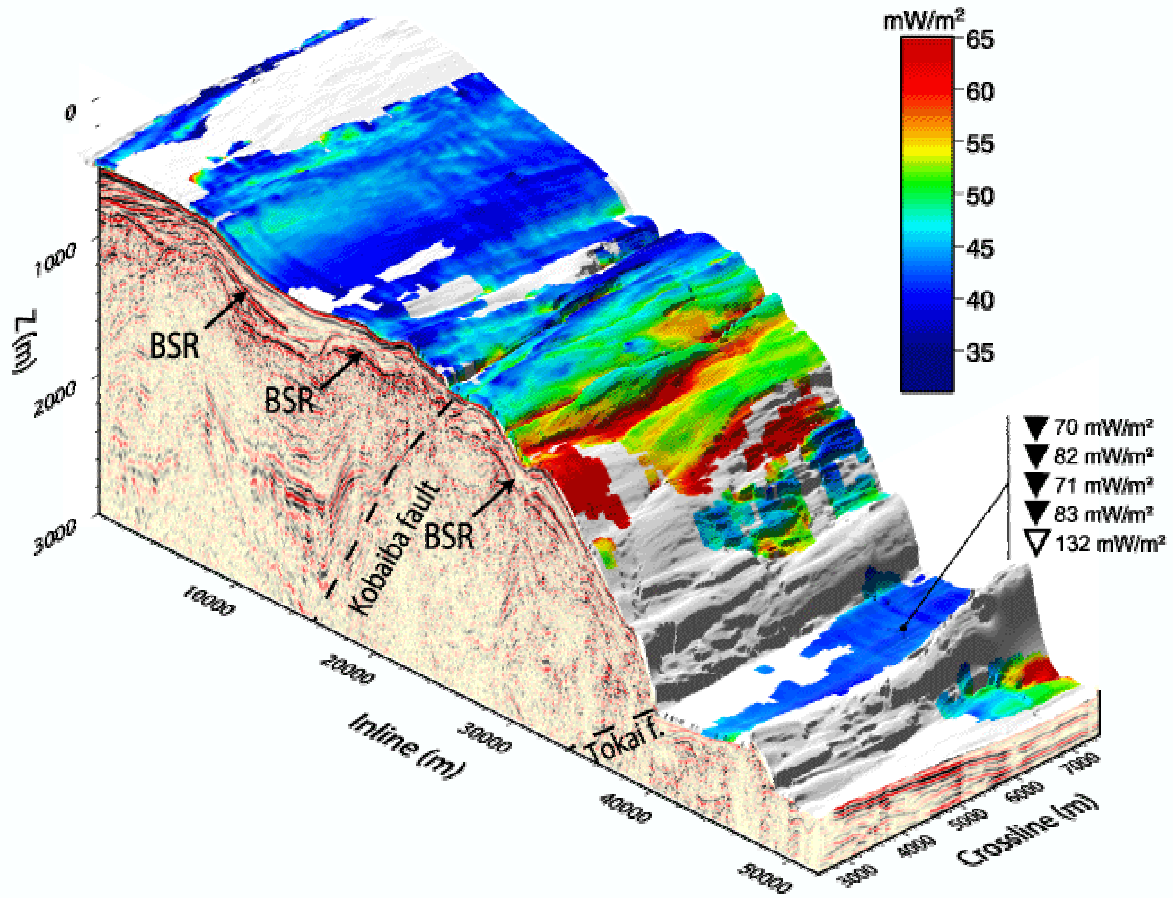


Figure 5. Heat flow deduced from the BSR depth in the 3D box area. White areas denote a missing BSR, where no heat flow can be calculated. Scales in the three directions are different to enlarge details. Values of heat flow probe measurements from Kinoshita and Yamano (1995) and Yamano et al. (1997) (white triangles) and Joshima and Kuramoto (1998) (black triangles) are also given. See text for comments.

about 5%. Since the stability curves are much more reliable, the mean error on the heat flow at this depth is about 6.8%, which is considered as acceptable. The heat flow can therefore be considered as reliable from a BSR depth of 200 m.

The heat flow computed after these parameters is presented in figure 5. Its values range from 40 to 70 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$ in the 3D box, where a BSR was mapped. These values are in good agreement with the heat flow computed from the BSR in a previous study from time migrated profiles [40], although the latter are slightly higher. It is low (40-45 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$) on the upper accretionary wedge flat and on a

slope basin, where several heat flow probe measurements have been previously made (see figure 5). Measurements give a higher value of 70-83 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$ [41,42] to 132 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$ [43]. The discrepancy between these measurements is probably due to a change in marine currents, or by transient fluid expulsion, both of these effects having few influence on the BSR-derived heat flow. The heat flow is high (55-70 $\text{mW}\cdot\text{m}^{-2}$) on the wedge slope upper part in channels, where the strongest heat flow is observed near the slope break. Values of the heat flow observed at the location of main wedge faults in the 3D box, Tokai and Kodaiba faults, are in the mean of observed heat flow

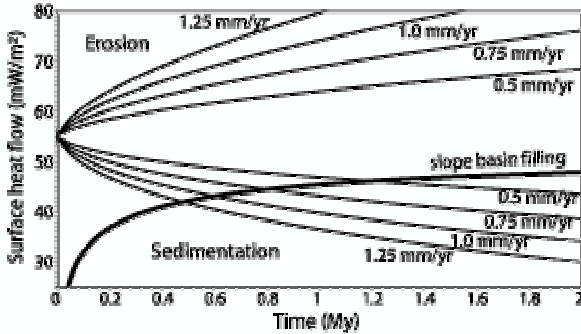


Figure 6. Evolution of the heat flow as a function of time for constant erosion and sedimentation rates. The thick curve corresponds to the flow observed at the surface of the slope basin after a sufficient time to fill it with a 600 m sedimentary sequence.

range, and are not locally high along these faults. The heat flow variations on the wedge can thus not be linked to fluid circulation along these main faults. Another mechanism must then be proposed to describe these variations.

4. Effect of erosion and sedimentation on the heat flow

Basal heat flow To explain the heat flow variations on the wedge, we studied the effect of other phenomena, such as erosion and sediment deposition on a BSR-derived heat flow. In order to provide a comparison frame for the derived heat flow, we computed a basal heat flow using a finite elements modelling program after [44], with a model similar to the one used in Langseth et al. (1990). The geometry of the subduction was defined after seismic profiles across the margin (figure 7), where the interplate decollement can be observed [45]. A heat flow of 80 mW.m⁻² was forced in the trench [41,42,45] and at the base of the slab. A subduction velocity of 30 mm.yr⁻¹ was used, after [47,48]. The thermal conductivity of wedge rocks is the same law than used for the heat flow calculation, with a surface value of about 1.1 W.m⁻¹.K⁻¹ and a mean gradient of 0.3 mW.m⁻².K⁻¹. The heat capacity was calculated from the porosity after Athy's law, taking a value of 3.7 MJ.m⁻³ near

the seafloor down to 2.5 MJ.m⁻³ at great depth (null porosity). The corresponding material thermal diffusivity is then around 10-12 m².yr⁻¹ for surface layers, and is more elevated (15-30 m².yr⁻¹) for the consolidated wedge, the backstop and the slab.

The obtained surface heat flow is given in figure 7. The basal heat flow is reduced over the accretionary wedge from 80 mW.m⁻² in the trench to about 45 mW.m⁻² over the backstop. This computed heat flow provides a reference heat flow Φ_0 that can now be used to identify heat flow anomalies over the wedge. Large positive heat flow anomalies can be observed near the slopebreak and in the upper part of the slope, where a recent slump initiated. A negative anomaly can be observed over the slope basin.

The effect of erosion or sedimentation has already been quantified in many studies (see for example [18-20]). The classical relationship for quantifying the surface heat flow Φ_s as a function of erosion rate is the following [19,49]:

$$\Phi_s = \Phi_0 \left[1 - 4i \operatorname{erfc} \left(\frac{vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right], \quad (1)$$

with Φ_0 basal heat flow, v erosion rate, t time since beginning of erosion and κ thermal diffusivity of the ground. However, this formula gives the surface heat flow, whereas we computed the heat flow using a mean temperature gradient between the seafloor and the BSR. The exact expression of temperature as a function of depth as expressed by [49,50]:

$$T(z) = T_0 + G(z+vt) - \frac{G}{2} \left[(z+vt) \operatorname{erfc} \left(\frac{z+vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) - (z-vt) \exp \left(\frac{vz}{\kappa} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{z-vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right] \quad (2)$$

with G being the temperature gradient without erosion or sedimentation. It follows that the

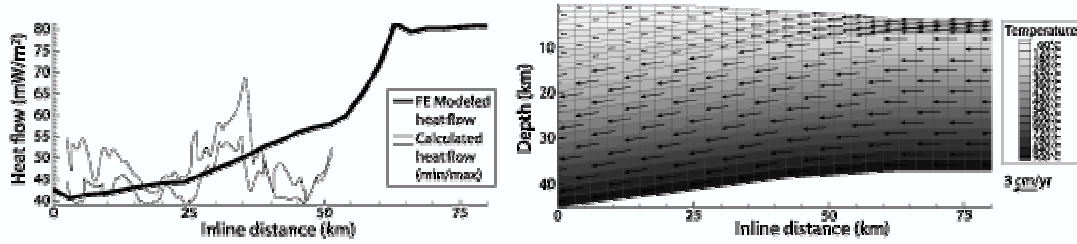


Figure 7. Observed heat flow and reference basal heat flow calculated with a finite-elements model.

apparent heat flow between the BSR and the seafloor is:

$$\Phi_{BSR} = \Phi_0 \left[1 - \frac{1}{2} \left[\left(1 + \frac{vt}{d} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{d+vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) - \left(1 - \frac{vt}{d} \right) \exp \left(\frac{vd}{\kappa} \right) \operatorname{erfc} \left(\frac{d-vt}{2\sqrt{\kappa t}} \right) \right] \right], \quad (3)$$

with d being the BSR depth. This equation gives a lower variation of the heat flow than equation 1, especially when the BSR is deep, because of the delay caused by the diffusion of the heat flow anomaly to the BSR depth. The

evolution of this heat flow as a function of time for several erosion/sedimentation rates is represented in figure 6.

5. Application to the BSR-derived heat flow

The age used in the calculation corresponds to a change of regime in the accretion history. Seismic profiles correlated to the MITI well show a recent (< 1 Ma) folding of the forearc basin, that coincides with the beginning of a new phase of accretion. In the eastern Nankai region, the currently active accretionary wedge is separated from an older upper wedge by the Tokai thrust. The volume of the new wedge can then be estimated from seismic profiles, and gives an age for the beginning of accretion. The estimated age of the active wedge is about 740 ky [45], which gives a maximum age for the setup of the present tectonical regime. This estimate is consistent

with ages of accretion given by nannofauna analysis of [51] (500 ± 300 ky) on the Yukie Ridge, located at the same distance from the trench southwestward from the 3D box. We then use a mean age of 600 ky. The sensitivity of the calculation to the age is not negligible, and can lead to errors of up to 0.15 mm.yr $^{-1}$ of the calculated rates within the range of ages given above.

With this age estimate, we calculate the corresponding erosion or sedimentation rates that can create the observed heat flow anomalies using equation 3. The result is shown in figure 8. Several domains appear then, described from northwest to southwest. The first domain corresponds to the upper wedge flat, where slight erosion or sedimentation is predicted by the model. Because this domain corresponds to a very shallow BSR, the computed sedimentation and erosion rates may not be reliable. The second domain is an erosional area on the upper part of the wedge slope.

In the slope, the heat flow is high in the upper part and decreases rapidly as the seafloor depth increases. It is roughly constant in the slope basin with a value of 41 - 42 mW.m $^{-2}$. This heat flow corresponds to a 1.0 - 1.2 mm.yr $^{-1}$ deposition rate. At this location, seismic profiles show that the basin is about 600 m deep. The slope basin is necessarily more recent than 740 ky, which is the maximum age of accretion, the mean deposition rate over this period has therefore a minimum value of 0.8 mm.yr $^{-1}$, which is consistent with the heat flow-predicted rate.

Can tectonical events bias the BSR-derived heat flow by bringing the BSR far from its equilibrium position ? Horizontal movements have negligible effects on the heat flow, and vertical motions at first only change pore pressure. This change is immediate compared to the diffusion of a temperature change. As a consequence, the BSR reacts more rapidly to a tectonical event, in comparison to erosion and sedimentation. The BSR position is probably not far from its equilibrium when only affected by uplift or subsidence. The heat flow anomalies calculated from the BSR depth are probably not much biased by tectonical motions.

6. Cause of the heat-flow anomalies

What is the origin of the heat flow anomalies ? Warm fluid circulation along faults can create a positive heat flow anomaly, like the one observed in the upper wedge slope. However, the BSR does not seem to be perturbed when crossing the main wedge faults, like it is around faults where fluids circulate [6,8], or is simply absent. The absence of BSR can be explained by gas migration along the faults to the surface, yielding to a lack of hydrates and consequently a lack of BSR, and corresponds to observed cold seepage in surface around the Kodaiba fault [40]. This methane seepage explains presence of *Calyptogena* sp. fauna around the Kodaiba fault location. The positive heat flow anomaly over the top of the wedge is then probably not due to warm fluid circulation. This means that there is no or only episodic fluid circulation between the deep zones of the wedge and the surface, that has no or little effect on the BSR-derived heat flow. We can then discard large-scale fluid circulation as a source of heat flow anomaly.

As previously calculated, erosion or sedimentation can explain the heat flow anomalies. On the slope basin, the

sedimentation rate calculated from the heat flow matches the mean deposition rate observed. On seismic profiles, zones of heat flow-predicted erosion also coincide with active erosion on the part located above the wedge slope, with channels and a few levees observed on the basin area near the slope. In the slope, a large positive heat flow anomaly is followed downwards by a large negative anomaly. These anomalies correspond to a slump, that can be observed on seismic profiles (figure 8), that has approximatively a 5 km³ volume inside the 3D box. This type of anomaly was previously observed by well temperature measurements on the Cascadia wedge by [39]. The sliding surface is there clearly defined above the BSR, and the BSR has not yet responded to the change of seafloor geometry. The temperature perturbation due to the sliding has not yet been diffused down to the depth of the BSR, about 80-100 m below the sliding surface. Sliding thus occurred less than an estimated age of 1700 years ago, using a mean thermal diffusivity value of 11 m².yr⁻¹. The BSR geometry was used to reconstitute the original seafloor position. With this original geometry, we used the approximation of [52] to calculate the necessary conditions to initiate the sliding, for a typical material following Byerlee's law ($\mu = 0.85$) and for clay ($\mu = 0.4$). The factor of safety in the two cases is respectively equal to 3.41 and 1.65. It has been suggested that an excess pore pressure can trigger a landslide, for example when a BSR is destabilised and therefore releases the water contained in the hydrates. The corresponding fluid excess pore pressure coefficient (see [39]) that may cause the sliding is respectively $\sigma^* = 0.67$ or $\sigma^* = 0.37$, with $\sigma^* = 0$ corresponding to hydrostatic pore pressure and $\sigma^* = 1$ to lithostatic pore pressure. In terms of ground motion, the peak acceleration that can trigger the sliding is respectively 0.60 g and 0.16 g. Given the proximity of the seismogenic zone and

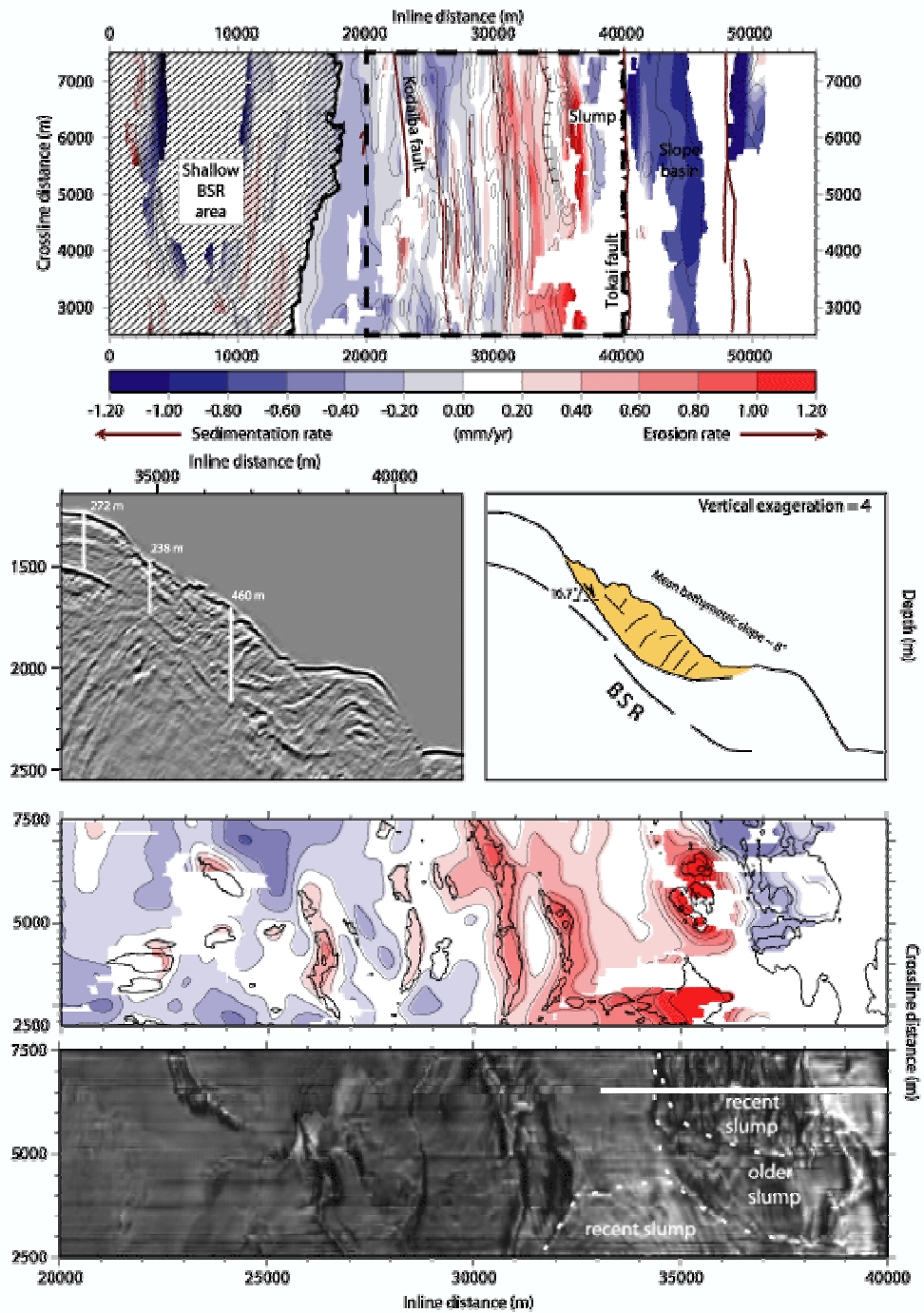


Figure 8 (previous page). Up: Erosion and sedimentation rates map in the 3D box area. Blue zones correspond to sedimentation and red zones to erosion. Rates are in mm/yr. The hatched area corresponds to a less than 200 m deep BSR. Since the heatflow is not completely reliable in this area, cautious interpretation of the rates has to be done. Dashed box indicate the location of the enlargement below. Middle: Cross-section in the slope, showing the BSR and the slump slip surface. Down: Enlargement of the upper sedimentation map, with P-waves reflectivity of the seafloor in the slope area, showing the location of the channel. The location of the upper profile is marked by a bar. Three slumping areas can be delimited: one current on the top of the slope, one recent and one older lower in the slope, suggesting that slumping is a common and repeated process over the slope.

possible splay faults (Kodaiba and Tokai), these acceleration values are reached during every major earthquake recorded in the area, occurring about every 180 years [53]. If both pore fluid overpressure and ground motion occur during an earthquake, the acceleration caused by any of the most recent earthquakes alone can have triggered this sliding, without fluid overpressure. On figure 8, the seafloor reflectivity shows the recent slump, but also an older slump probably caused by a previous earthquake. Slumping is then here a repeated process, as shown on the figure 9, and is therefore most probably caused by the regional strong seismicity. Over a long enough period, slumping have the same effect than erosion of the upper slope part and redeposition on the lower slope part, and can then be interpreted as the cause of the heat flow anomalies. Slumping is a discontinuous process but the erosion and sedimentation rates calculated reflect in average the balance between slide initiation areas and redeposition areas. Areas of observed sedimentation and erosion match the heat flow-predicted erosion and sedimentation over most of the wedge, where the heat flow can be confidently calculated. Sedimentation and erosion are then sufficient to explain heat flow anomalies revealed by the BSR over the Eastern Nankai Trough without any wedge-scale fluid circulation. The thermal regime of the wedge in this area is then probably dominated by surface processes and not by fluid circulation along faults. The origin of these processes is the tectonic activity of the margin. The presence of a large oceanic ridge under the wedge, the Paleozenisu Ridge, has been suggested from sandbox modelling experiments [54], magnetic anomalies [55] and MCS survey [26,45]. It has an effect on the

wedge deformation, and may be the cause of local uplifts, enabling erosion by channels and building of potentially unstable slopes. It also interplays with the seismic cycle [26], that is responsible of the triggering of submarine mass movements observed in the 3D survey area.

7. Conclusion

We calculated a heat flow over the eastern part of the Nankai wedge using the BSR as a temperature indicator by assuming that the sediment types are the same as those observed on the eastern part of the Nankai wedge. This heat flow presents strong anomalies in comparison with the expected heat flow after a simple wedge model. Since the heat flow anomalies are not distributed with respect to active wedge faults, we discard the warm fluid circulation as an acceptable explanation to these anomalies. We propose that these heat flow anomalies are due to erosion and sedimentation. Assuming that the tectonical and therefore erosional regime last changed about 600 ky ago, which corresponds to the accretion of the active wedge, we calculated erosion and sedimentation rates. Areas of present erosion and sedimentation observed on seismic profiles match the heat flow-predicted areas. In particular on a slope basin where a mean sedimentation rate can be calculated from seismic images and datations, it matches the heat flow-predicted sedimentation rate. The erosion and sedimentation map on the wedge slope also reflects the sliding initiation and redeposition areas of slumps. The heat flow anomalies over the eastern Nankai wedge location of the SFJ survey then essentially reflects surface processes like erosion and

sedimentation, and are not the result of fluid circulation in the wedge, as reported in many other places. These surface processes are the result the tectonic regime over the Eastern Nankai margin. A large oceanic ridge is currently subducting under the margin, causing uplifts of the forearc domain and steepening of the margin slope, and also probably influencing earthquake rupture geometry.

Acknowledgements

We thank the N/O Nadir crew and his captain Rémi Balcon. We also thank Jean-Paul Foucher for fruitful discussions. This work was funded by Ifremer and by INSU through the “ad-hoc ocean” fund. We are also grateful to the partners of the DIG consortium (Ecole des Mines de Paris) for partial support of this work.

References

- [1] M.G. Langseth, G.K. Westbrook, and M. Hobart, Contrasting geothermal regimes of the Barbados Ridge accretionary complex, *J. Geophys. Res.*, 95, 8829–8843, 1990.
- [2] X. Le Pichon, P. Henry, and S. Lallemand, Water flow in the Barbados accretionary complex, *J. Geophys. Res.*, 95, 8945–8967, 1990.
- [3] I.J. Ferguson, G.K. Westbrook, M.G. Langseth, and G.P. Thomas, Heat-flow and thermal models of the Barbados Ridge accretionary complex, *J. Geophys. Res.*, 98, 4121–4142, 1993.
- [4] K. Wang, R.D. Hyndman, and M. Yamano, Thermal regime of the Southwest Japan subduction zone: effects of age history of the subducting plate, *Tectonophysics*, 248, 53–69, 1995.
- [5] A. Taira, I. Hill, J. Firth, U. Berner, W. Brückmann, T. Byrne, T. Chabernaud, A. Fisher, J.-P. Foucher, T. Gamo, J. Gieskes, R.D. Hyndman, D. Karig, M. Kastner, Y. Kato, S. Lallemand, R. Lu, A. Maltman, G.F. Moore, K. Moran, G. Olafsson, W. Owens, K. Pickering, F. Siena, E. Taylor, M. Underwood, C. Wilkinson, M. Yamano, and J. Zhang, Initial report Leg 131, *Proc. Ocean Drilling Program*, 1991.
- [6] T.A. Minshull, and R.S. White, Sediment compaction and fluid migration in the Makran accretionary prism, *J. Geophys. Res.*, 94, 7387–7402, 1989.
- [7] J.-P. Foucher, X. Le Pichon, S. Lallemand, M.A. Hobart, P. Henry, M. Benedetti, G.K. Westbrook, G. K., and M.G. Langseth, Heat-flow, tectonics and fluid circulation at the toe of the Barbados Ridge accretionary prism, *J. Geophys. Res.*, 95, 8859–8867, 1990.
- [8] G. Zwart, J.C. Moore, and G.R. Cochrane, Variations in temperature gradients identify active faults in the Oregon accretionary prism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 139, 485–495, 1996.
- [9] B. Carson, and E.J. Screaton, Fluid flow in accretionary prisms: Evidence for focused, timevariable discharge, *Rev. Geophys.*, 36, 329–351, 1998.
- [10] P. Henry, J.-P. Foucher, X. Le Pichon, M. Sibuet, K. Kobayashi, P. Tarits, N. Chamot-Rooke, T. Furuta, and P. Schulteiss, Interpretation of temperatures from the KAIKO-Nankai cruise: Modeling of fluid flow in clam colonies, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 335–371, 1992.
- [11] P. Henry, S. Lallemand, K. Nakamura, U. Tsunogai, S. Mazzotti, and K. Kobayashi, Surface expression of fluid venting at the toe of the nankai wedge and implications for flow paths, *Marine Geol.*, 187, 119–143, 2002.
- [12] K. Kobayashi, Tectonic significance of the cold seepage zones in the eastern Nankai accretionary wedge - an outcome of the 15 years KAIKO projects, *Marine Geol.*, 187, 3–30, 2002.
- [13] K.A. Kvenvolden, Gas hydrates - geological perspective and global change, *Rev. Geophys.*, 31, 173–187, 1993.
- [14] T.H. Shipley, M.H. Houston, R.T. Buffer, F.J. Shaub, K.J. Mac Millen, J.W. Ladd, and J.L. Worzel, Seismic evidence for widespread possible gas hydrate horizons on continental slopes and rises, *AAPG Bull.*, 63, 2204–2213, 1979.
- [15] M. Yamano, S. Uyeda, Y. Aoki, and T.H. Shipley, Estimates of heat flow derived from gas hydrates, *Geology*, 10, 339–343, 1982.
- [16] R.D. Hyndman, J.-P. Foucher, M. Yamano, A. Fisher, and the scientific team of Ocean Drilling Program Leg 131, Deep-sea bottom-simulating-reflectors: calibration of the base of hydrate stability field as used for heat flow estimates, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 289–301, 1992.
- [17] L. Géli, J.-L. Turon, D. Aslanian, Y. Balut, P. Beuzart, P. Cochran, J. Francheteau, F. Harmegnies, J.-Y. Landuré, R. Le Suavé, A. Mazaud, E. Michel, A. Normand, J.-J. Pichon, and I. Vlastelic, Deep-penetration heat flow probes raise questions about interpretations from shorter probes, *Eos, Transactions Am. Geophys. Union*, 82, 317–320, 2001.
- [18] D.L. Turcotte, and J.L. Ahern, On the thermal and subsidence history of sedimentary basins, *J. Geophys. Res.*, 82, 3762–3766, 1977.
- [19] M.G. Langseth, M.A. Hobart, and K. Horai, Heat flow in the Bering Sea, *J. Geophys. Res.*, 85, 3740–3750, 1980.
- [20] I. Hutchinson, The effects of sedimentation and compaction on oceanic heat flow, *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 82, 439–459, 1985.
- [21] G. Pascal, S. Kuramoto, S. Lallemand, H. Tokuyama, V. Martin, M. Noble, S.C. Singh, H. Nouzé, H., and the SFJ onboard scientific party, French - japanese 3D seismic reflection survey on the eastern Nankai accretionary complex and seismogenic zone, *Eos, Transactions AGU Fall Mtg Suppl.*, 81(48), T52D–06, 2000.
- [22] P. Thierry, G. Lambaré, P. Podvin, and M. Noble, 3-D preserved amplitude prestack depth migration on a workstation, *Geophysics*, 64, 222–229, 1999.
- [23] P. Jousset, P. Thierry, and G. Lambaré, Reduction of 3-D acquisition footprint in 3-D migration/inversion, in: *SEG 69th Ann. Internat. Mtg. Expanded Abstracts*, Houston, USA, 1999, pp. 1354–1357.
- [24] K. Al-Yahya, Velocity analysis by iterative profile migration, *Geophysics* 54, 718–729, 1989.
- [25] H. Tokuyama, J. Ashi, W. Soh, S. Kuramoto, and Y. Ikeda, Active submarine faults off Tokai - results from the Japan-France KAIKO-Tokai project, *Univ. Tokyo Press*, 1999.
- [26] S. Mazzotti, S.J. Lallemand, P. Henry, X. Le Pichon, H. Tokuyama, N. and Takahashi, Intraplate shortening and underthrusting of a large basement ridge in the eastern Nankai subduction zone, *Marine Geol.*, 187, 193–202, 2002.
- [27] J.-P. Foucher, H. Nouzé, and P. Henry, Observation and tentative interpretation of a double BSR on the Nankai slope, *Marine Geol.*, 187, 161–175, 2002.
- [28] A.Y. Golmshtok, A.D. Duchkov, D.R. Hutchinson, and S.B. Khanunayev, Heat flow and gas hydrates of the Baikal Rift zone, *Int. J. Earth Sc.*, 89, 193–211, 2000.
- [29] C. Berndt, J. Mienert, M. Vanneste, S. Bünz, and P. Bryn, Submarine slope-failure offshore Norway triggers rapid gas hydrate decomposition, in: *4th int. conf. on gas hydrates proc.*, Yokohama, Japan, 2002.
- [30] H. Takahashi, T. Yonezawa, and Y. Takedomi, Exploration for natural hydrate in Nankai trough wells offshore Japan, in *Offshore Technology Conference 2001*, Houston, USA, 2001, ref. OTC 13040.

- [31] G.S. Dickens, and M.S. Quinby-Hunt, Methane hydrate stability in seawater, *Geophys. Res. Lett.*, 21, 2115–2118, 1994.
- [32] R.J. Bakker, Improvement in clathrate modelling II: the H₂O-CO₂-CH₄-N₂-C₂H₆ fluid system, in: J.-P. Henriot and J. Mienert (ed.), *Gas hydrates: relevance to world margin stability and climate changes*, *Geol. Soc. London Spec. Publ.* 137, 75–105, 1998.
- [33] E.D. Sloan Jr, *Clathrate hydrates of natural gases* (2nd edn), Marcel Dekker, Inc, New York, USA, 1998.
- [34] T. Gamo, H. Sakai, J. Ishibashi, K. Shitashima, J. and Boulègue, Methane, ethane and total inorganic carbon in fluid samples taken during the 1989 Kaiko-Nankai project, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 383–390, 1992.
- [35] I. Grevemeyer, and H. Villinger, Gas-hydrate stability and the assessment of heat-flow through continental margins, *Geophys. J. Int.*, 145, 647–660, 2001.
- [36] R. Matsumoto, Y. Takedomi, and H. Wasada, Exploration of marine gas hydrate in Nankai Trough, offshore central Japan, in: *AAPG Ann. Mtg Exp. Abstracts*, Denver, USA, 2001, p. 8458.
- [37] H. Tomaru, R. Matsumoto, T. Uchida, and H. Lu, Hydrate formation system from the pore water analysis in Nankai trough, in: *AAPG Ann. Mtg Exp. Abstracts*, Denver, USA, 2001, p. 8460.
- [38] G.F. Moore, A. Taira, A. Klaus, K. Becker, L. Becker, B. Boeckel, B.A. Cragg, P.A. Dean, C.L. Fergusson, P. Henry, S. Hirano, T. Hisamitsu, S. Hunze, M. Kastner, A.J. Maltman, J.K. Morgan, Y. Murakami, D.M. Saffer, M. Sanchez-Gomez, E.J. Sreaton, D.C. Smith, A.J. Spivack, J. Steurer, H.J. Tobin, K. Ujiie, M.B. Underwood, and M. Wilson, Initial report Leg 190, *Proc. Ocean Drilling Program*, 2000.
- [39] E.E. Davis, R.D. Hyndman, and H. Villinger, Rates of fluid expulsion across the Northern Cascadia accretionary prism: constraints from new heat flow and multichannel seismic reflection data, *J. Geophys. Res.*, 95, 8869–8889, 1990.
- [40] J. Ashi, H. Tokuyama, and A. Taira, Distribution of methane hydrate BSRs and its implication for the prism growth in the Nankai Trough, *Marine Geol.* 187, 177–191, 2002.
- [41] M. Kinoshita, and M. Yamano, Heat flow distribution in the Nankai Trough region, in: H. Tokuyama and S. Shcheka (ed.), *Geology and geophysics of the Philippine Sea*, pp. 77–86, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, 1995.
- [42] M. Yamano, T. Yamagata, and M. Kinoshita, Compilation of the heat flow data in Northwestern Pacific area, in *Proceedings of the 1997 Japan Earth and Planetary Science Joint Meeting*, Nagoya, Japan, 1997, p. 245.
- [43] M. Joshima, and S. Kuramoto, Heat flow measurements in the off Tokai area, *Geological Survey of Japan Cruise report*, 24, 81–86, 1998.
- [44] O.C. Zienkiewicz, and R.L. Taylor, *The finite element method* (5th edn), Butterworth-Heinemann, Oxford, UK, 2000.
- [45] V. Martin, *Structure et tectonique du prisme de Nankai dans la zone Tokai par imagerie sismique en trois dimensions*, PhD thesis (in french), Université Paris-sud, 2003.
- [46] M. Yamano, J.-P. Foucher, M. Kinoshita, A. Fischer, and R.D. Hyndman, Heat flow and fluid flow regime in the western Nankai accretionary prism, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 451–462, 1992.
- [47] X. Le Pichon, F. Pollitz, M. Fournier, J.-P. Cadet, S. Lallemand, and N. Chamot-Rooke, Distribution of shortening landward and oceanward of the eastern Nankai trough due to the Izu-Ogasawara ridge collision, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 137, 145–156, 1996b.
- [48] S. Mazzotti, *L'arc insulaire japonais: déformation transitoire et permanente liée à la subduction et à la collision*, PhD thesis (in french), Université Paris-sud, 1999.
- [49] H.S. Carslaw and J.C. Jaeger, *Conduction of heat in solids* (2nd edn.), Clarendon press, Oxford, UK, 1959.
- [50] A.E. Benfield, The effect of denudation on underground temperatures, *J. App. Phys.*, 20, 66–70, 1949.
- [51] S.E. Lallemand, G. Glaçon, A. Lauriat-Rage, A. Fiala-Médioni, J.-P. Cadet, C. Beck, M. Sibuet, J.T. Iiyama, H. Sakai, and A. Taira, Seafloor manifestations of fluid seepage at the top of a 2000-metre-deep ridge in the Eastern Nankai accretionary wedge: Long-lived venting and tectonic implications, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 109, 333–346, 1992b.
- [52] A.W. Bishop, The use of slip circle in stability analysis of slopes, 1st european conference on slope stability of Earth slopes proc., Stockholm, Sweden, 1954, pp.1-13.
- [53] M. Ando, Source mechanism and tectonic significance of historical earthquakes along the Nankai Trough, Japan, *Tectonophysics* 27, 119–140, 1975.
- [54] S.E. Lallemand, J. Malavieille, S. and Calassou, Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modeling and marine observations, *Tectonics*, 11, 1301–1313, 1992a.
- [55] X. Le Pichon, S. Lallemand, H. Tokuyama, F. Thoué, P. Huchon, and P. Henry, Structure and evolution of the backstop in the eastern Nankai Trough area (Japan): implications for the soon-to-come Tokai earthquake, *Isl. Arc*, 5, 440–454, 1996a.

Eastern Nankai margin structure and history of accretion

Victor Martin* Laboratoire de géologie, Ecole Normale Supérieure, 75005 Paris, France
Siegfried Lallemand Département des sciences de la Terre, Université de Cergy-Pontoise, 95031 Cergy-Pontoise, France
Pierre Henry Laboratoire de géologie, Ecole Normale Supérieure, 75005 Paris, France
Jean-Xavier Dessa Géosciences Azur, Observatoire Océanographique de Villefranche, 06235 Villefranche-sur-Mer, France
Mark S. Noble Centre de recherche en géophysique, Ecole des Mines de Paris, 77305 Fontainebleau cedex, France
Stéphane Operto Géosciences Azur, Observatoire Océanographique de Villefranche, 06235 Villefranche-sur-Mer, France
Georges Pascal Laboratoire de géologie, Ecole Normale Supérieure, 75005 Paris, France
Shin'ichi Kuramoto National Institute of Advanced Industrial Science and Technology, Ibaraki 305-8567, Japan
Hidekazu Tokuyama Ocean Research Institute, University of Tokyo, Tokyo 164-8639, Japan

ABSTRACT

The Eastern Nankai Margin was investigated within the framework of the KAICO-SFJ project by 3D reflection imaging and dense OBS surveying, which yield complementary images of the margin above the seismogenic zone. The margin is divided in three units, the forearc basin, the active splay fault zone, and the active accretionary wedge. Prominent features are reflective large scale thrusts observed within the backstop beneath the forearc basin. However, these faults are inactive and distinct from the currently active splay fault system. The forearc basin sediments are deposited over Eocene (Shimanto) accretionary wedge. The observed structure, age constrains from drilling, and seafloor sampling indicate accretion was not steady state and a scenario consistent with the plate tectonic context is proposed. Comparison with the neighbouring Tonankai segment shows the same general, but less affected by subducting basement topography. Active splay faults in both segment root at the seaward edge of the backstop, which suggests discontinuities in the accretionary process contribute to define the seismogenic zone.

Keywords: Nankai Margin, accretion history, tectonic erosion, seismic imaging.

INTRODUCTION

The evolution of convergent margins over geological times result in either addition, or removal, of material to, or from, the upper plate (Westbrook et al., 1988; von Huene and Scholl, 1991; Ranero and von Huene, 2000). Some margins, such as Costa Rica, had long history of subduction erosion as shown by receding shoreline and migrating volcanic arc (Vannucchi et al., 2001). Several other margins, have a long history of accretion with successive phases, going back to the Paleozoic for the oldest terranes in the case of the Nankai margin of Japan (Taira et al., 1989). The transition from accretion to non-accretion is in great part controlled by the sedimentary input (von Huene and Scholl, 1991; Le Pichon et al., 1993). Changes in sedimentary input are common over geological times and are one cause of discontinuous accretion. If periods of accretion alternate with periods of non-accretion or subduction-erosion, major discontinuities of physical properties can result. Such a discontinuity may be present in the Nankai margin and has recently been proposed as the main factor controlling the updip limit of the seismogenic zone (Nakanishi et al., 2002a).

Observations from ODP drilling Leg 190 showed that recent accretion is discontinuous over the central part of Nankai margin off Cape Muroto, with a sudden change of sedimentary inputs and rate of accretion at about 1 My (Underwood et al., 2003). It is also known that the subduction during the Lower Miocene of the Shikoku basin active spreading center resulted in thermal disturbance and deformation of a pre-Miocene accretionary wedge associated with

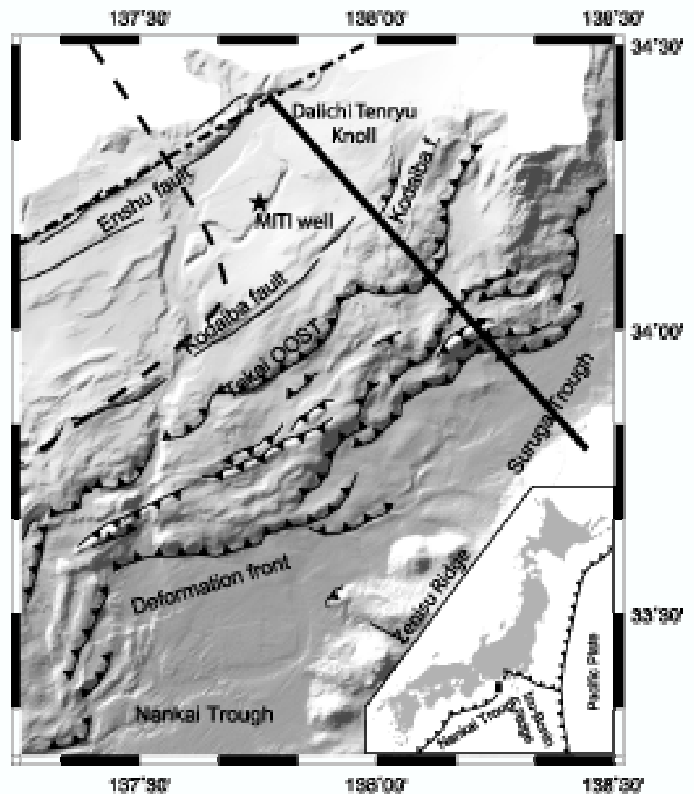


Figure 1. Structural map of the Eastern Nankai Margin, after Tokuyama et al. (1999). Thick line indicates location of the profile in figure 2. The eastward limit of the 1944 Tonankai earthquake is indicated after Kikuchi et al. (2003, dashed line) and Tanioka and Satake (2001, dash-dot line). Location of the MITI-Nankai well is indicated with a star.

magmatic intrusions and forearc volcanism, all now observed on land (Taira, 2001; Underwood et al., 1993). However, little is known of the forearc basin domain between the coast and the active accretionary wedge. The forearc of the Tokai segment at the eastern end of the Nankai margin is the most studied (Huchon et al., 1998; Tokuyama et al., 1999). However, previous seismic imaging in Tokai aimed primarily at understanding the relationship between subducting basement topography and margin tectonic evolution (Lallemand et al., 1992; Le Pichon et al., 1996; Mazzotti et al., 2002). The deep structure of the margin still needs to be defined as well as its relationship with splay faults, active at the updip limit of the seismogenic zone (Park et al., 2002). We here rely on a new deep penetration MCS line shot as part of 3D seismic survey performed with Nadir (Ifremer research vessel) in 2000, and on a dense OBS line survey performed exactly along the same profile in 2001 with Kaiyo (Jamstec research vessel). Both cruises took place as part of the KAICO-SFJ (Seize France-Japan) project. OBS and MCS data have complementary frequency ranges and OBSs are here not only used to determine velocity structure but also for their imaging capabilities.

*corresponding author, vmartin@geologie.ens.fr

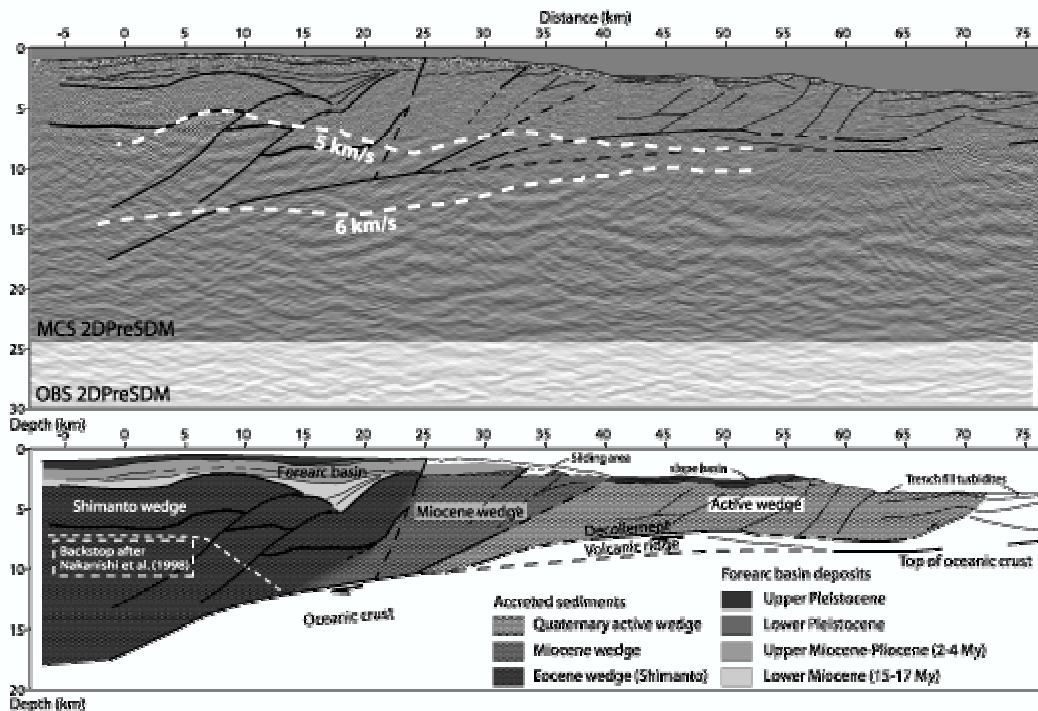


Figure 2. Combined MCS and OBS PreSDM images (top) and structural interpretation (bottom). Accreted material is dot-filled, sedimentary cover is plain.

Combining this information with age constraints from a borehole (MITI Nankai well) reveals the geologic history of the Tokai area, which is a key to understand the whole Nankai area. The proposed location for seismogenic zone drilling off Kii peninsula is adjacent to Tokai and both areas presumably have a common history. The image obtained in Tokai region has important implications for understanding splay fault reflectivity and seismogenic zone processes.

DATA AND PROCESSING

Data used in this study were acquired during the KAICO-SFJ survey in 2000 and 2001. The reference profile (figure 2) is part of a set of regional profiles acquired during the 3D MCS survey, and is located in the middle of the 3D box. Data were obtained by shooting a 2600 in3 source every 50 m and recording with a 360 channel streamer with a maximum offset of 4750 m during 12 s. The second part of the experiment consisted in a dense 2D OBS profiling along the 3D box main axis. 100 OBS were used with a 1 km spacing between them. The profile presented in this paper (figure 2) was prestack depth migrated to a depth of 25 km using the velocity model derived from migration velocity analysis (Al Yahya, 1989) for the shallow part and from OBS data inversion for the deeper part. This velocity model was obtained by first arrival traveltome tomography. OBS records were also migrated with the same PreSDM algorithm (Nguyen et al., 2002) to obtain a low frequency image of the deeper part of the margin and the oceanic crust. The image in figure 2 is a simple superposition of OBS and MCS images.

MARGIN STRUCTURE

The margin is divided in three parts: the active accretionary wedge domain, the active splay fault zone and the forearc basin domain. The active accretionary wedge has a typical imbricate thrust on decollement structure but close examination suggests offscraping occurred in two phases, with two decollelements activated in sequence. Initial closely spaced imbrication occurred above the shallower decollement. The deeper one is the currently active one and a series of thrusts originating from this level defines seafloor morphology and ponded basin geometry.

The active splay fault zone corresponds to the slope break bound seaward by the Tokai thrust and landward by Kodaiba fault. These faults were earlier identified as major active faults from seabed

morphology, deep tow and MCS seismic surveys (Huchon et al, 1998; Tokuyama et al., 1999; Mazzotti et al, 2002). However, this zone proved challenging for deep seismic imagery. Slope sediments forming lenticular patterns overly accreted sediments characterized by poorly organized landward dipping reflectivity. The transition from accreted to slope basin sediments occurs between 1 and 2 km below seafloor depending on the location but does not appear as a sharp unconformity. Several dipping reflectors interpreted as blind thrusts offset this transition. Tokai thrust has patchy reflectivity and is identified as a simple 30° dipping plane from correlations between neighbouring profiles in the 3D box. Kodaiba fault geometry in the first 3 km is inferred from a discontinuity of the forearc sedimentary structure but its prolongation at depth within the accretionary complex is hypothetical.

The forearc basin sedimentary structure is well defined landward of Kodaiba fault. Three main sequences are bounded by unconformities. The basal sequence has important lateral variations of thickness. This sequence is absent above Kodaiba fault but forms a fan shaped tilted basin reaching 3 km depth 5 to 10 km NE of Kodaiba fault. On this section, the middle sequence is nearly parallel but gently folded. The top sequence starts with a sequence of onlaps progressing towards the NE between Kodaiba fault and Daiichi Tenryu Knoll. Another sequence of onlap, progressing in the opposite direction, is found above an intra-sequence unconformity.

The OBS migrated image shows low frequency reflectors, in particular in the subducting crust and in the deep forearc domain of the margin. A low-frequency flat reflector in the margin at a depth of 5 to 10 km coincides with the 5 km/s P-waves velocity limit in the tomographic inversion. This velocity limit also corresponds to a sharp velocity gradient and to the top of the backstop as defined from earlier OBS surveys in the Tokai region (Nakanishi et al., 1998, 2002b). However, this flat reflector is not continuous but cut in three offset segments bounded by dipping reflectors. The brightest dipping reflector (the first one from the NE end of the section) is also observed in the MCS image and probably corresponds to a major structure. The top of the backstop is reflective only locally in the MCS data, possibly because it corresponds to a smooth velocity gradient rather than a sharp boundary and would be strongly reflective only for wavelengths of more than 1 km. The top of the backstop may thus be interpreted as a diagenetic boundary. The reflector geometry suggests the dipping

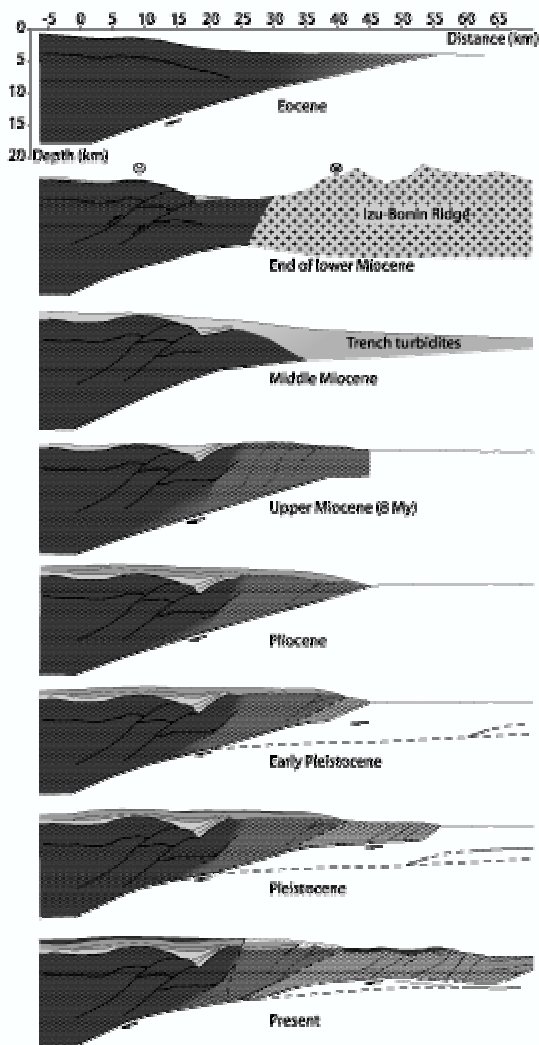


Figure 3. Schematic evolution of the margin since Eocene. Same legend as for figure 2.

reflectors are thrusts affecting the backstop but not the sedimentary cover.

The top of the subducting plate appears more clearly in the MCS than in the OBS images. A basement high of 2 km height is observed beneath the active accretionary wedge section and is also reflected in the geometry of the decollement. This basement high corresponds to the expected location of the subducting Paleo-Zenisu ridge as inferred from magnetic anomalies (Le Pichon et al., 1996), structural observations on Tokai margin (Lallemant et al., 1992; Mazzotti et al., 2002) and lateral variations of oceanic crust thickness from OBS data on a neighbouring line (Kodaira et al., 2003). Along the SFJ section, the Paleo-Zenisu ridge is not in contact with the backstop, but this result may not be generalized along strike. A bend of the subducting plate top reflector between 10 and 15 km (Figure 2) suggests a seamount or another ridge is present beneath the backstop. However, the lateral continuity of this deeper basement high was not investigated.

TIMING OF DEFORMATION AND ACCRETION

The age of the forearc basin sequences deposits is constrained from a nearby drilling (Tokuyama et al., 2001; location on figure 1). The drill hole reached a major unconformity between forearc basin sediments above and Eocene-aged accreted sediments at 3 km depth. The three main sequences in the basin also correlate with the three main stratigraphic units in the drillhole, and are separated by sedimentation gaps. In the drillhole, the basal unit is Early to Early Middle Miocene (older than 15 Ma), the middle unit is Pliocene (2-4

Ma) and the upper unit is Quaternary. The ages are merely indicative because the sedimentation gaps at the main unconformities are diachronous. However, these constrains are sufficient to understand how the observed margin structure results from the evolution of the regional plate tectonic context since the Eocene (Figure 3).

In the Eocene, an accretionary wedge, which can be considered as part of the Shimanto group, was present at the boundary between the subducting Pacific plate and Japan. Between 25 Ma and 14 Ma, the Shikoku basin opened and the Izu-Bonin arc rotated to near its present position (Chamot-Rooke et al., 1987; Hall et al., 1995). The opening of the Japan sea after 22 Ma resulted in the subduction of the Shikoku Basin and of its active spreading center beneath Nankai margin (Underwood et al., 1993). Heating and widespread igneous activity occurred within the Nankai forearc between 17 and 13 Ma (Taira, 2001). In the Tokai area, forearc basin sediments deposited during this period form a syn-tectonic fan over major thrusts affecting the Eocene wedge. The Tokai area probably did not suffer from spreading ridge subduction but from oblique (left-lateral) convergence between the Izu-Bonin arc and Japan. On the eastern side of the arc the emplacement of the Mineoka ophiolite on Boso Peninsula is contemporary (Ogawa and Taniguchi, 1988; Saito, 1992).

The timing of compressive deformation in the Japanese Island arc and the timing of accretion of arc material in the Izu collision zone suggests that the rate of subduction in Nankai went through a relatively stagnant phase 14-9 Ma but then increased again at 8-5 Ma (Taira, 2001). Accretion likely restarted during the Late Miocene, as also observed on Boso Peninsula (Saito, 1992), forming a wedge that now corresponds to the active splay fault zone. This wedge is overlain by forearc basin and slope deposits straddling the Pliocene-Miocene boundary (Tokuyama et al., 1999), contemporary with the middle forearc sequence. Between Tokai thrust and the deformation front the surface of the active accretionary wedge on this cross section is $0.98-1.0 \cdot 10^8 \text{ m}^2$. Assuming an exponential porosity-depth function ($\phi=0.7\exp(-z/1.5)$), z in kilometres) a constant decollement depth at 3.5 km below seafloor and a subduction velocity of 3 cm/yr (Mazzotti et al., 2002), the time to build the active accretionary wedge is 740 ky. This estimate is a rough lower bound because the sedimentary input varied in time, notably in response to the subduction of Paleo-Zenisu ridge and to a change of decollement depth. However, biostratigraphic ages of samples collected with submersibles exclude that this part of the wedge is older than Quaternary.

DISCUSSION AND CONCLUSION

Reconstruction of the Tokai margin history shows the occurrence of two phases of non-accretion in the Tonankai segment. One started during the opening of the Shikoku basin and lasted during the period of slower convergence that followed. This long phase of non-accretion also defines the limit of the mechanical backstop. A second, but shorter phase of non-accretion occurred in the Pliocene. It may be suggested that sedimentation in the trench and accretion are related to the intensity of tectonic activity and erosion in the Izu collision zone: Tanzawa block collision (8-5 My), and Izu collision (2-0 My) (Taira, 2001). However, the small volume of material accreted between 15 and 2 Ma (barely the volume of the quaternary wedge) also suggests that significant accreted volumes have been eroded. Furthermore, the deposition of the middle forearc basin sequence (Late Miocene and Pliocene) forming landward onlaps above a long sedimentation gap suggests subsidence. Sedimentation resumes earlier above Kodaiba (at more than 5.6 Ma, Tokuyama et al., 1999) than at the MITI Nankai well (at about 4 Ma, Tokuyama et al., 1999) and resumes even later at the MITI Omaezaki Oki well (1.9 Ma, Kato et al., 1989). This pattern of slow transgression could be well explained if a phase of tectonic erosion is the cause of the subsidence. The margin was then uplifted again during the Quaternary.

The accretionary wedge backstop experienced shortening by thrusting between 20 and 15 Ma, but these faults only display evidence for minor reactivation in the last 2 Ma. Furthermore, the main body of the Paleo-Zenisu ridge is not in contact with the

backstop. Consequently, the indentation of the backstop cannot be only caused by recent tectonic activity. Main active faults Kodaiba and Tokai are rooted in the subduction plane immediately seaward of the backstop edge. Seismic profiles from the Kumano Basin area east of Kii peninsula (Park et al, 2002) display strong similarities with the Tokai segment, notably in the presence of a small (Quaternary) accretionary wedge separated from the backstop by a buffer zone with active splay faults. There are also differences. In the Tokai area, the forearc basin has been uplifted, probably as a consequence of basement ridge subduction. However, the uplift probably occurred in several phases and cannot be attributed to the subduction of a single ridge. Another important difference is the reflectivity of the splay faults. The reflective splay faults in the Tokai section are not the active ones but are located within the backstop. In the Kumano area, the deeper part of the splay fault system has strong reflectivity but not the shallower part. It is thus likely that splay fault reflectivity does not correlate with activity. A permanent physical properties contrast may occur across a fault zone, for example between backstop above and underthrust sediments below, and influence fault reflectivity.

We conclude that accretion is a discontinuous process and that such discontinuities determine the limit between the backstop and the deforming wedge domain. As in the To-Nankai 1944 rupture zone (Tanioka and Satake, 2001; Park et al., 2002; Kikuchi et al., 2003), it is suspected that active faults rooted in the plate interface at the backstop edge slip during large earthquakes and define the updip limit of the seismogenic zone. It is yet unclear whether the coincidence between margin structure, tectonic framework and seismogenic zone is specific to eastern Nankai or is found in many other margins. However, this problem cannot be ignored if Nankai is chosen as a target for seismogenic zone drilling.

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank the crews and technical staffs of R/Vs Nadir and Kaiyo Maru for their work, and also S. Kodaira and the KAICO-SFJ Legs 2000 and 2001 scientific parties.

REFERENCES CITED

- Al Yahya K., 1989, Velocity analysis by iterative profile migration: *Geophysics*, v. 54, p. 718-729.
- Chamot-Rooke, N., Renard, V., and Le Pichon, X., 1987, Magnetic anomalies in the Shikoku basin: a new interpretation.: *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 3, p. 214-228.
- Hall, R., Fuller, M., Ali, R.A., and Anderson, C.D., 1995, The Philippine sea plate: magnetism and reconstructions, Active margins and marginal basins of the western Pacific, Volume Geophysical monograph 88: Washington D.C., American Geophysical Union, p. 371-404.
- Huchon, P., Tokuyama, H., Lallemand, S.J., Taira, A., Henry, P., Mazzotti, S., Le Pichon, X., and party, t.K.T.o.b.s., 1998, Pervasive dextral strike-slip faulting within the backstop of the eastern Nankai wedge confirmed by deep-towed seismic data (Kaiko-Tokai496 cruise): *C. R. Acad. Sci.*, v. 326, p. 869-876.
- Kato, S., Inoue, Y., and Yaguchi, Y., 1989, Stratigraphy of the MITI Omaezaki-oki well: *J. Geol. Soc. Japan*, v. 95, p. 851-864.
- Kikuchi, M., Nakamura, M., and Yoshikawa, K., 2003, Source rupture processes of the 1944 Tonankai earthquake and the 1945 Mikawa earthquake derived from low-gain seismograms: *Earth Planets Space*, v. 55, p. 159-172.
- Kodaira, S., Nakanishi, A., Park, J.-O., Ito, A., Tsuru, T., and Kaneda, Y., 2003, Cyclic ridge subduction at an inter-plate locked zone off central Japan: *Geophys. Res. Lett.*, v. 30, p. 721-724.
- Lallemand, S.E., Malavieille, J., and Calassou, S., 1992, Effects of oceanic ridge subduction on accretionary wedges: experimental modeling and marine observations: *Tectonics*, v. 11, p. 1301-1313.
- Le Pichon, X., Henry, P., and Lallemand, S., 1993, Accretion and erosion in subduction zones: the role of fluids: *Ann. Rev. Planet. Sci.*, v. 21, p. 307-331.
- Le Pichon, X., Lallemand, S.J., Tokuyama, H., Thoue, F., and Henry, P., 1996, Structure and evolution of the backstop in the Eastern Nankai trough area (Japan): implications for the soon to come Tokai earthquake: *The Island Arc*, v. 5, p. 440-454.
- Mazzotti, S., Lallemand, S.J., Henry, P., Le Pichon, X., Tokuyama, H., Takahashi, N., 2002, Intraplate shortening and underthrusting of a large basement ridge in the eastern Nankai subduction zone: *Marine Geol.*, v. 187, p. 63-88.
- Nakanishi, A., Kodaira, S., Park, J.-O., and Kaneda, Y., 2002a, Deformable backstop as seaward end of coseismic slip in the Nankai Trough seismogenic zone: *Earth Planet. Sc. Lett.*, v. 203, p. 255-263.
- Nakanishi, A., Shiobara, H., Hino, R., Kasahara, J., Suyehiro, K., and Shimamura, H., 2002b, Crustal structure around the eastern end of coseismic rupture zone of the 1944 Tonankai earthquake: *Tectonophysics*, v. 354, p. 257-275.
- Nakanishi, A., Shiobara, H., Hino, R., Kodaira, S., Kanazawa, T., and Shimamura, H., 1998, Detailed subduction structure across the eastern Nankai Trough obtained from ocean bottom seismographic profiles: *J. Geophys. Res. B*, v. 103, p. 27,151-27,168.
- Nguyen, S., Baina, R., Noble, M.S., and Thierry, P., 2002, ray-based anti-aliasing for depth migration, in Expanded Abstracts, EAGE Annual Conference and Exhibition, 64th, Firenze: Houten, Netherlands, European Association of Geoscientists and Engineers, p. A36.
- Ogawa, Y., and Taniguchi, H., 1988, Geology and tectonics of the Miura-Boso Peninsulas and the adjacent area: *Modern Geol.*, v. 12, p. 147-168.
- Park, J.-O., Tsuru, T., Kodaira, S., Cummins, P.R., and Kaneda, Y., 2002, Splay fault branching along the Nankai subduction zone: *Science*, v. 297, p. 1157-1160.
- Ranero, C.R., and von Huene, R., 2000, Subduction erosion along the Middle America convergent margin: *Nature*, v. 404, p. 748-755.
- Saito, S., 1992, Stratigraphy of Cenozoic strata in the southern terminus area of Boso Peninsula, Cental Japan: *Contr. Inst. Geol. Pal. Tohoku Univ.*, v. 93, p. 1-37.
- Taira, A., 2001, Tectonic evolution of the Japanese Island Arc system: *Annu. Rev. Earth Sci.*, v. 29, p. 109-134.
- Taira, A., Tokuyama, H., and Soh, W., 1989, Accretion tectonics and evolution of Japan, in Ben-Avrham, Z., ed., The evolution of the Pacific Ocean Margins, Volume 8: Oxford Monogr. Geol. Geophys.: Oxford, UK, Oxford Univ. Press., p. 100-123.
- Tanioka, Y., and Satake, K., 2001, Detailed coseismic slip distribution of the 1944 Tonankai earthquake estimated from tsunami waveforms: *Geophys. Res. Lett.*, v. 28, p. 1075-1078.
- Tokuyama, H., Ashi, J., Soh, W., Kuramoto, S., and Ikeda, Y., 1999, Active submarine faults off Tokai: Results from the Japan-France Kaiko-Tokai Project: Tokyo, Univ. Tokyo Press., 151 p. (in Japanese)
- Tokuyama, H., Honza, E., Kimura, M., Kuramoto, S., Ashi, J., Okamura, Y., Arato, H., Itoh, Y., Soh, W., Hino, R., Nohara, T., Abe, H., Sakai, S., and Mukaiyama, K., 2001, Quaternary structural map in Japanese waters (Map and CD).
- Underwood, M.B., Byrne, T., Hibbard, J.P., DiTullio, L., and Laughland, M.M., 1993, The effects of ridge subduction on the thermal structure of accretionary prisms; a Tertiary example from the Shimanto Belt of Japan, in Underwood, M.B., ed., Thermal evolution of the Tertiary Shimanto Belt, Southwest Japan; an example of ridge-trench interaction, Volume 273: Special Paper - Geological Society of America, p. 151-168.
- Underwood, M.B., Moore, G.F., Taira, A., Klaus, A., Wilson, M.E.J., Fergusson, C.L., Hirano, S., Steurer, J., and the Leg 190 Shipboard Scientific Party, 2003, Sedimentary and tectonic evolution of a trench-slope basin in the Nankai subduction zone of southwest Japan: *J. Sedim. Res.*, v. 73, p. 589-602.
- Vannucchi, P., Scholl, D.W., Meschede, M., and McDougall-Reid, K., 2001, Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: Combined implications from ODP Leg 170, seismic offshore data, and regional geology of the Nicoya Peninsula: *Tectonics*, v. 20, p. 649-668.
- von Huene, R., and Scholl, D.W., 1991, Observations at convergent margins concerning sediment subduction, subduction erosion, and the growth of continental crust: *Rev. Geophys.*, v. 29, p. 279-316.
- Westbrook, G.K., Ladd, J.W., Buhl, P., Bangs, N., and Tiley, G.J., 1988, Cross section of an accretionary wedge; Barbados Ridge Complex: *Geology*, v. 16, p. 631-635.