



Apport de la géodésie fond de mer à l'évaluation de l'aléa sismique côtier : distancemétrie en mer de Marmara et simulation de GNSS/A aux Antilles

Pierre Sakic-Kieffer

► To cite this version:

Pierre Sakic-Kieffer. Apport de la géodésie fond de mer à l'évaluation de l'aléa sismique côtier : distancemétrie en mer de Marmara et simulation de GNSS/A aux Antilles. Sciences de la Terre. Université de La Rochelle, 2016. Français. NNT : 2016LAROS018 . tel-01661530v1

HAL Id: tel-01661530

<https://theses.hal.science/tel-01661530v1>

Submitted on 12 Dec 2017 (v1), last revised 13 Jan 2023 (v2)

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.

Université de La Rochelle
École doctorale Sciences pour l'Environnement Gay-Lussac
Littoral Environnement et Sociétés - UMR 7266

Thèse de doctorat présentée par :
Pierre Sakic - Kieffer

soutenue le 9 décembre 2016

**Apport de la géodésie fond de mer à l'évaluation de
l'aléa sismique côtier :
distancemétrie en mer de Marmara et
simulation de GNSS/A aux Antilles**



Devant le Jury composé de :

Pierre Briole	Directeur de recherche CNRS, ENS Paris, Président
Éric Calais	Professeur, ENS Paris, Rapporteur
Philippe Charvis	Directeur de recherche IRD, GéoAzur Nice, Rapporteur
Heidrun Kopp	Professeur, GEOMAR Kiel, Examinatrice
Félix Perosanz	Ingénieur, CNES Toulouse, Examineur
Guy Wöppelmann	Professeur, Université de La Rochelle, Directeur de thèse
Valérie Ballu	Chargée de recherche CNRS, Université de La Rochelle, Co-directrice de thèse



UNIVERSITÉ DE LA ROCHELLE

École doctorale Sciences pour l'Environnement Gay-Lussac

Littoral Environnement et Sociétés - UMR 7266

THÈSE présentée par :

Pierre Sakic - Kieffer

soutenue le : **9 décembre 2016**

pour obtenir le grade de : **Docteur de l'université de La Rochelle**

Discipline : **Terre solide et enveloppes superficielles**

**Apport de la géodésie fond de mer à l'évaluation de
l'aléa sismique côtier : distancemétrie en mer de
Marmara et simulation de GNSS/A aux Antilles**

JURY :

Éric Calais

Professeur, ENS Paris, Rapporteur

Philippe Charvis

Directeur de recherche IRD, GéoAzur Nice, Rapporteur

Pierre Briole

Directeur de recherche CNRS, ENS Paris, Examinateur

Heidrun Kopp

Professeur, GEOMAR Kiel, Examinatrice

Félix Perosanz

Ingénieur, CNES Toulouse, Examinateur

Guy Wöppelmann

Professeur, Université de La Rochelle, Directeur de thèse

Valérie Ballu

Chargée de recherche CNRS, Université de La Rochelle,
Co-directrice de thèse

En contrebas, immense comme une éternité
tranquille, frémissante à l'infini, inéluctable
comme la mort et plus crédible que Dieu, la
mer considérable s'en fout intensément.
La vraie mer. Atlantique. [...] Venue d'Ouest,
qui claque aux sables vierges, et va et vient,
monte et descend comme un amant formidable.
La mer tour à tour miroir de plomb mort ou
furie galopante. *La* mer.

Pierre DESPROGES

Résumé

Plus de 70 % de la surface terrestre est recouverte par les mers et océans. Nombre de phénomènes tectoniques parmi les plus dévastateurs ont par ailleurs lieu en environnement océanique. On peut citer en exemple les zones de subduction, pouvant générer des mégaséismes associés à des tsunamis dévastateurs (Sumatra en 2004, Tōhoku en 2011), mais aussi les failles décrochantes sous-marines. Dans de nombreux cas, les méthodes de géodésie spatiale, ne permettent pas de discriminer entre un comportement bloqué ou asismique, les instruments étant situés trop loin de la zone potentiellement déformée par le processus tectonique. Il faut alors mettre au point de nouvelles techniques qui permettent de prolonger les réseaux d'observation classiques au large afin de cartographier la déformation sur l'intégralité de la zone.

Cette thèse s'intéresse à deux méthodes de géodésie fond de mer permettant d'aider à l'évaluation du risque sismique. La première est la distancemétrie relative acoustique, avec comme zone d'application effective la mer de Marmara. Nos premiers résultats laissent supposer un comportement bloqué au niveau du segment de la faille nord-anatolienne immergé devant İstanbul.

La seconde zone d'étude considérée est la subduction antillaise. L'échelle de travail nécessite une localisation des points observés dans un référentiel global. Nous étudions les phénomènes océaniques à considérer et détaillons une méthodologie dite GNSS/A (pour Acoustique), consistant en des interrogations acoustiques depuis une plateforme de surface précisément positionnée par GNSS, pour une future expérience de positionnement absolu au large de la Guadeloupe.

Mots clés : géodésie fond de mer, GNSS/A, petites Antilles, distancemétrie acoustique, faille nord anatolienne

Abstract

Contribution of seafloor geodesy to the coastal seismic hazard evaluation : acoustic ranging in Marmara Sea and GNSS/A simulation for the West Indies

More than 70 % of the Earth surface is covered by seas and oceans. Several tectonic phenomena, among the most devastating, take place in ocean environment. For example, the subduction zones, which can generate mega-earthquakes associated with devastating tsunamis (Sumatra in 2004, Tōhoku in 2011), but also the underwater strike-slip faults. In many cases, methods of space geodesy cannot discriminate between a blocked or aseismic behavior, because the instruments are located too far from the area potentially deformed by the tectonic process. Thus, it is necessary to develop new techniques to extend conventional observation networks off-shore to map the deformation in the entire area.

This thesis focuses on two seafloor geodesy methods, in order to assess the seismic risk evaluation. The first is the relative acoustic ranging, with an effective deployment off the Marmara Sea area. Our early results suggest a locked state at the segment of the North Anatolian fault off İstanbul.

The second area considered is the Caribbean subduction. The working scale requires localization of the observed points in a global reference frame. We study ocean processes to consider, and detail a GNSS/A (Acoustic) methodology, consisting of acoustic interrogations from a precisely GNSS positioned surface platform, for a future absolute positioning experience off Guadeloupe.

Keywords : off-shore geodesy, GNSS/A, Lesser Antilles, acoustic ranging, North Anatolian Fault

Remerciements

Croyez-le ou non, mais les remerciements sont peut-être l'un des exercices les plus difficiles de la rédaction du manuscrit de thèse. Lorsque l'on commence ce générique de fin résumant trois années, d'innombrables souvenirs, tous très forts, reviennent alors à la mémoire. Ce serait une erreur que de tenter de les classer par ordre de préférence ou d'intensité. Voici pêle-mêle une liste sans doute non exhaustive de ceux vers qui vont mes remerciements et mes amitiés.

Je tiens tout d'abord à remercier Éric Calais et Philippe Charvis pour avoir rapporté mon travail de thèse, ainsi que Heidrun Kopp, Félix Perosanz et Pierre Briole pour avoir siégé dans le jury de ma soutenance.

Je remercie sincèrement Valérie Ballu pour m'avoir offert ce sujet de thèse, pour sa présence sans faille et pour son optimisme. Mes remerciements chaleureux vont aussi à Guy Wöppelmann qui a toujours été là pour me prodiguer de précieux conseils qui ont permis de remettre mes travaux en perspective. Je remercie aussi les collègues brestois, Jean-Yves Royer pour sa disponibilité et Helen Piété pour sa rigueur et sa gentillesse.

J'ai une pensée émue pour Anne Deschamps ainsi que pour Pascal Tiphaneau qui nous ont malheureusement quittés à quelques semaines d'intervalle, et dont l'absence a généré un grand vide dans la poursuite de ma thèse. J'avais pris l'habitude de considérer Anne comme ma codirectrice officieuse, et les visites régulières à Brest marquées par son énergie rythmaient mon début de thèse. Il y a bel et bien eu pour moi un avant et un après. Pascal aura été celui qui m'a pris en charge à mon arrivée au LIENSs, aussi ai-je désormais un souvenir ému lorsque je repense

à mes premiers jours, intimement liés à sa générosité et à sa sympathie.

Je remercie les collègues du LIENSs pour ces trois années intenses passées à leurs côtés, spécialement mes confrères et consœurs doctorant(e)s, et tout particulièrement Anne pour son enthousiasme, Mathilde pour son dynamisme, Juliette pour sa bonne humeur, Benoît pour ses discussions techno-futuristes, sans oublier Aurélie, Thomas, Alice, Hien, Valentin et les autres, les compères des autres laboratoires d'informatique et de génie civil en particulier Cyrille, Thomas et Guillaume, ainsi que la joyeuse bande des anciens, notamment Céline, Alex, Richard et Méra. J'ai une pensée toute spéciale pour Alexia pour son énergie, et sans qui le bureau 141 de la *East Connexion* ne serait définitivement pas le même. Enfin, j'adresse à Alice mes plus affectueux sentiments pour sa bienveillance, et pour m'avoir accompagné et soutenu dans les derniers mois.

Je remercie les équipes SONEL & DPL et plus particulièrement Étienne Poirier, Laurent Testut, Médéric Gravelle, Mickaël Guichard et Alvaro Santamaria, ainsi que Wayne Crawford, Olivier de Viron, Xavier Bertin et Éric Chaumillon pour leurs conseils et leur assistance scientifique et technique. Je remercie Marie, Nicolas, et Lucia pour les coups de pouce administratifs qui ont à chaque fois été précieux. Merci aussi à Lisa pour son excellent travail de stage et pour m'avoir supporté comme encadrant lorsque j'étais dans ma phase de rédaction, ainsi qu'une dédicace particulière à Christian, dont le passage au labo fût bref mais chargé d'instantanés et de réflexions mémorables !

Je salue les collègues allemands, en particulier Heidrun Kopp et Dietrich Lange, avec qui j'ai particulièrement apprécié coopérer, et avec qui les campagnes à bord du *Poseidon* et du *Pourquoi Pas ?* ont été réellement agréables et efficaces. Il en est de même pour les collègues français de la mission MARSITE, notamment Louis Geli, Pierre Henry ainsi que Julia.

J'ai une pensée toute particulière pour Jean-Bernard de Chabalier, que je considère comme un mentor et à qui je dois indirectement beaucoup. S'il ne m'avait pas accueilli à l'Observatoire volcanologique et sismologique de Guadeloupe il y a 5 ans de cela, je n'en serais peut-être pas là aujourd'hui.

Je remercie l'équipe de géodésiens spatiaux de Toulouse, les druides de GINS, Sylvain Loyer, Félix Perosanz, Jean-Charles Marty, Julien Laurent-Varin, Franck Reinquin et les autres pour leur réactivité dans leurs réponses concernant le support technique. C'est toujours avec grand plaisir je les retrouve lors des traditionnelles journées GINS. J'adresse également mes remerciements aux collègues de l'IPGP, notamment Alexandre Necessian, Nathalie Feuillet et Arnaud Lemarchand pour les riches échanges scientifiques que j'ai pu avoir avec eux lors de mes peut-être trop rares passages à Paris. Je salue toute l'équipe RENAG, et Andrea Walpersdorf, Lucie Rolland et Christian Sue en particulier.

Je salue les équipes de nos partenaires industriels iXblue et Sonardyne, et remercie le service topographique de la ville de Nice et Exagone/TERIA, et particulièrement Raphaël Baucry pour l'accès à leurs systèmes de positionnement.

Je remercie Jacques Beilin pour m'avoir fourni des données qui se sont révélées particulièrement utiles, ainsi que Gilles Reverdin pour m'avoir offert le point de vue très enrichissant de l'océanographe sur mes travaux. Enfin, j'adresse ma sympathie à Dave Chadwell, qui nous a accueilli Valérie et moi à la *Scripps*, et nous à fait découvrir *in situ* le lieu où le GNSS/A est né.

Au-delà de l'aspect scientifique, technique ou logistique, je souhaite témoigner avec sincérité ma gratitude à tous ceux qui, à commencer par mes parents et ma sœur, m'ont permis de débiter et de réaliser correctement ce travail de thèse – qui est, je pense, bien plus qu'une tâche purement académique – et qui ont plus généralement fait germer et cultivé en moi cette passion pour le domaine scientifique et les sciences de l'Univers en particulier.

Avant-propos

Il convient d’abord de replacer ce travail de thèse dans son contexte général. Il se situe à la confluence de plusieurs sous-disciplines de la géophysique : principalement la géodynamique et de la géodésie – prise ici au sens de science du positionnement global et précis – mais aussi de l’océanographie physique. Au-delà des aspects purement scientifiques traités directement, elle revêt également un intérêt sociétal concernant la gestion du risque sismique et tsunamique.

La première partie décrivant le principe de subduction a pour première vocation de présenter les concepts à un public non spécialiste, par exemple issu de la communauté des systèmes de référence (comme je l’ai été moi-même). Une partie est consacrée plus spécifiquement à la subduction des Antilles, et une section détaille les tsunamis observés dans cette zone du globe par le passé. Ceci se justifie par une certaine nécessité d’appréhender l’aléa tsunami dans la région, qui par ailleurs apparaissait explicitement dans l’intitulé premier du sujet de thèse.

Le principal apport de ce travail de thèse réside dans la description détaillée d’une méthode d’inversion par moindres carrés pour le positionnement géodésique sous-marin. Une limite majeure s’est en effet assez rapidement montrée : la bibliographie sur la question étant assez parcellaire, il est difficile de trouver une méthode de traitement « clé en main » dans la littérature. Il est alors nécessaire d’explicitier une approche *ad hoc* afin de pouvoir en maîtriser tous les aspects. Cette stratégie se justifie d’autant plus que les rares méthodes décrites le sont pour des configurations bien particulières, et ne s’adaptent pas au premier abord de manière optimale à une situation générale. De plus, les articles scientifiques récemment publiés se concentrent de plus en plus sur les questions géophysiques

sous-jacentes à partir des positions et vitesses des instruments fond de mer, plutôt que sur les aspects de méthodologie purement géodésiques. Enfin, il n'existe aucun logiciel ou programme de calcul numérique librement accessible. L'une des finalités de cette thèse est d'ailleurs de pouvoir proposer un outil aisément disponible pour la communauté.

Une importante partie de ce travail de thèse s'intéresse à la simulation des effets perturbateurs du signal acoustique par les variations temporelles et spatiales du milieu océanique. Ce travail est à la croisée de trois disciplines : l'acoustique sous-marine, qui s'intéresse à la physique relative à la propagation d'un signal sonore dans l'océan, l'océanographie physique, qui décrit les phénomènes susceptibles de faire varier les paramètres environnementaux de l'océan, et la géodynamique qui est la science exploitant les méthodologies développées. Les trois communautés étant relativement éloignées les unes des autres, il n'existe pas de passerelles, sous forme d'articles dédiés ou de formules empiriques spécifiques permettant de lier facilement les variations du milieu océanique à leurs effets sur le signal acoustique. De plus, la communauté scientifique des océanographes à l'habitude de travailler dans des échelles spatiales et temporelles, ainsi que sur des paramètres environnementaux différents que ceux utilisés prioritairement dans notre étude. Pour toutes ces raisons, la méthode de simulation proposée est innovante et adaptée au GNSS/A.

Concernant le vocabulaire, le terme précision, qui de prime abord est fondamental pour nos disciplines, est, dans son sens strict, ambigu en français et est exclu du lexique du Bureau international des poids et mesures [JCGM, 2012]. Nous tâchons donc au maximum d'en faire de même dans ce mémoire en utilisant les termes suivants :

fidélité de mesure (en anglais *measurement precision*)

étroitesse de l'accord entre les indications ou les valeurs mesurées obtenues par des mesurages répétés du même objet ou d'objets similaires dans des conditions spécifiées

exactitude de mesure (en anglais *measurement accuracy*)

étroitesse de l'accord entre une valeur mesurée et une valeur vraie d'un mesurande

incertitude de mesure (en anglais *measurement uncertainty*)

paramètre non négatif qui caractérise la dispersion des valeurs attribuées à un mesurande, à partir des informations utilisées

Table des matières

Résumé	VII
Abstract	IX
Remerciements	XI
Avant-propos	XV
Table des matières	XXV
Liste des abréviations	XXVII
Introduction	1
Géodésie fond de mer : enjeux et mise en œuvre	5
1 Les aléas géophysiques en zones côtières	7
1.1 Les aléas en zone de subduction	7
1.1.1 Subduction océanique : présentation et fonctionnement . . .	7
1.1.2 Activité sismique et mégaséismes	10
1.1.3 L'aléa tsunami	18
1.1.4 Synthèse	19
1.2 Cas de la subduction antillaise	21
1.2.1 Situation géographique	21
1.2.2 Configuration de la subduction antillaise	23
1.2.3 Sismicité et observations intersismiques dans l'arc	24

1.2.4	Occurrences historiques des tsunamis dans les Caraïbes . . .	29
1.2.5	Étude de la géodynamique de la région	32
1.2.6	De la nécessité de nouvelles observations	44
1.3	Aléas associés aux failles en décrochement	45
1.3.1	Comportement mécanique	45
1.3.2	Cas de la faille nord-anatolienne	48
2	Instrumentation géodésique en mer	51
2.1	Approche simple : mesure de hauteur et de distance	53
2.2	Approche absolue : le système GNSS/A	54
2.3	Segment aquatique	56
2.3.1	Principe général	56
2.3.2	Mesure de la célérité acoustique	56
2.3.3	Balises fond de mer	58
2.3.4	Géométrie des balises au fond	61
2.3.5	Autonomie et maintenance des balises	65
2.3.6	Profondeurs de déploiement	65
2.4	Segment surface	66
2.4.1	Catégories de plates-formes	66
2.4.2	Positionnement GNSS	71
2.4.3	Centrale d'attitude	74
2.4.4	Rattachements topométriques	74
2.5	Stratégies de traitement	74
2.5.1	Méthode de ray tracing	74
2.5.2	Inversion par moindres carrés	75
2.6	Campagnes menées et résultats obtenus	78
2.6.1	Travaux du SIO : plaque Juan de Fuca et subduction péru- vienne	78
2.6.2	Travaux des équipes japonaises au large de l'archipel nippon	79
2.6.3	Comparaison de la précision des campagnes	81
2.7	Note sur les systèmes de positionnement acoustiques sous-marins « industriels »	81
2.8	Note historique sur les réflexions engagées dans les années 80	84

Approche relative : une expérience de distancemétrie acoustique 87

3	Distancemétrie acoustique en mer de Marmara	89
3.1	Introduction	89
3.2	Article paru dans <i>Geophysical Research Letters</i> et <i>Supporting Information</i> associé	89

Approche absolue : simulations d'expérience GNSS/A dans le contexte antillais 119

4	Propagation d'une onde acoustique en milieu sous-marin	121
4.1	Vitesse d'une onde acoustique dans l'eau	121
4.1.1	Caractère variable de la vitesse du son	121
4.1.2	Profil et champ de vitesse	123
4.1.3	Résolution spatiale et temporelle d'un profil/champ de vitesse	124
4.1.4	Profil synthétique de Munk	125
4.2	Conventions d'orientation	126
4.2.1	Repérage du problème	126
4.2.2	Repérage topocentrique	126
4.2.3	Conventions d'orientation de la plate-forme de surface . . .	129
4.3	Méthodes de <i>ray tracing</i>	131
4.3.1	Approche qualitative du problème de <i>ray tracing</i>	131
4.3.2	Problèmes direct et inverse	133
4.3.3	Eikonal equation	135
4.3.4	Snell-Descartes's Law	142
4.3.5	Equivalent Sound Speed	146
4.4	Comparison of the different ray tracing methods	148
4.4.1	Eikonal methods comparison	150
4.4.2	Equivalent method comparison	153
4.5	Influence of a horizontal gradient in the sound speed	155
4.5.1	Results of the direct problem	157
4.5.2	Results of the inverse problem	158

4.6	Conclusion	158
5	Éléments d’océanographie pour les petites Antilles	163
5.1	Processus physiques océaniques	163
5.2	Observations par CTD	165
5.3	Observations des bouées MOVE	167
5.3.1	Données	168
5.3.2	Caractérisation des variations journalières de la célérité du son	168
5.4	Recherche du gradient de célérité	174
5.4.1	Courant influent dans les petites Antilles	174
5.4.2	Influence d’un courant sur le profil de célérité	176
5.4.3	Informations fournies par les courantomètres de la bouée MOVE 3	177
5.4.4	Détection du gradient de célérité	177
5.5	Bathymétrie	188
5.6	Effet de la marée	190
6	Inversion par moindres carrés et simulation d’observations pour le GNSS/A	193
6.1	Notions de moindres carrés	193
6.1.1	Formulation générale du problème	194
6.1.2	À propos de la fonction d’observation	197
6.1.3	Utilisation d’observations de natures différentes	198
6.1.4	Ajout de contraintes	199
6.2	Formulation du modèle pour l’inversion	201
6.2.1	Données en entrée et en sortie	201
6.2.2	Observations acoustiques : fonction d’observation et matrice de design associées	203
6.2.3	Contraintes de géométrie : fonction d’observation et matrice de design associées	206
6.2.4	Estimation directe des coordonnées du barycentre	208
6.2.5	Estimation d’une profondeur unique	211

6.2.6	Ajustement des profondeurs à l'aide d'observations relatives	212
6.2.7	Opérations supplémentaires de contrôle qualité des observations	214
6.2.8	Résumé des stratégies d'inversion	216
6.2.9	Notes sur le temps de calcul	216
7	Simulation de données GNSS/A	219
7.1	Introduction	219
7.2	Génération des observations	220
7.2.1	Du caractère aléatoire des paramètres générés	220
7.2.2	Localisation des transpondeurs et générations des observations auxiliaires	221
7.2.3	Génération de la trajectoire de la plate-forme	221
7.2.4	Génération des observations acoustiques entre la surface et le fond	223
7.2.5	Modèle de célérité employé : SSP, SSPT ou SSF	225
7.3	Perturbation des observations	225
7.3.1	Stratégie de bruitage <i>zonal</i>	225
7.3.2	Effet induit par un gradient latéral de célérité	227
7.3.3	Perturbation causée par la marée	229
7.3.4	Bruit et décalage systématique de la position de la plate-forme	230
8	Positionnement absolu et référencement interne de la plate-forme en surface	233
8.1	Positionnement absolu GNSS cinématique	234
8.1.1	Rappel sur les approches pratiques de traitement GNSS . .	234
8.1.2	Positionnement GNSS pour le GNSS/A	236
8.1.3	Protocole expérimental	241
8.1.4	Logiciels opérationnels employés	244
8.1.5	Résultats	245
8.2	Rattachements topométriques des instruments à bord	259
8.2.1	Référentiel interne du navire préexistant	260
8.2.2	Installation des matériels temporaires	261

8.2.3	Procédure de mesure	264
8.2.4	Traitement des données	267
8.2.5	Résultats	268
8.3	Gestion de l'attitude de la plate-forme	275
8.3.1	Rappel sur les quaternions	275
8.3.2	Procédure opérationnelle	277
Résultats de la méthodologie GNSS/A		281
9	Résultats des simulations	283
9.1	Qualité des observables	283
9.2	Indicateurs de qualité	284
9.3	Recherche des méthodes d'inversion optimales	285
9.3.1	Objectifs et mise en place des expériences	285
9.3.2	Résultats	288
9.4	Simulations d'acquisition par une plate-forme pilotée	292
9.4.1	Environnement soumis à un SSP Temporel	292
9.4.2	Environnement soumis à un gradient de célérité	300
9.5	Simulations d'acquisition par bouée ancrée	304
9.6	Influence d'un systématisme sur la position de la plate-forme	308
9.7	Influence de l'incertitude de la position de la plate-forme	309
10	Résultats de la mission <i>GEODESEA</i>	311
10.1	Présentation de la campagne	311
10.2	Matériels utilisés	312
10.2.1	Matériel de positionnement en surface	312
10.2.2	Matériel acoustique	313
10.3	Acquisitions	313
10.4	Traitement	316
11	Synthèse et discussion	325
11.1	Synthèse	325
11.2	Réflexion sur les simulations d'observations	328

11.3 Réflexion sur le traitement des données	329
11.4 Réflexion sur la plateforme et son positionnement	331
11.5 Réflexion sur les balises et la trajectoire en surface	333
11.6 Scénario optimal	334
Conclusion	339
Bibliographie	341

Version 2.4 du 14 mars 2017



2016 - Licence *Creative Commons CC BY-NC-SA 3.0 FR*

Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Partage dans les Mêmes Conditions

Liste des abréviations

AABW	Antarctic Bottom Water
AMOC	Atlantic Meridional Overturning Circulation
ASV	Autonomous Surface Vehicle
CCHDO	Clivar and Carbon Hydrographic Data Office
CDSA	Centre de données sismologiques des Antilles
COCONet	Continuously Operating Caribbean GPS Observational Network
CTD	Conductivity Temperature Depth, sonde océanographique
CNES	Centre national d'études spatiales
DCNS	Direction des constructions navales
ENSG	École nationale des sciences géographiques
ENU	East-North-Up, référentiel topocentrique
GAMIT	GPS Analysis at MIT
GEBCO	General Bathymetric Chart of the Oceans
GINS	Géodésie par intégrations numériques simultanées
GIPSY	GNSS-Inferred Positioning System
GMRT	Global Multi-Resolution Topography
GNSS	Global Navigation Satellite System
IGN	Institut national de l'information géographique et forestière
IMU	Inertial Measurement Unit
IPGP	Institut de physique du globe de Paris
IPPP	Integer Precise Point Positioning
ITRF	International Terrestrial Reference Frame
IUEM	Institut Universitaire Européen de la Mer
JHOD-JCG	Hydrographic and Oceanographic Department – Japan Coast Guards
JPL	Jet Propulsion Laboratory
LBL	long baseline acoustic positioning system
MIT	Massachusetts Institute of Technology

MOVE	Meridional Overturning Variability Experiment
NADW	North Atlantic Deep Water
NED	North-East-Down, référentiel topocentrique
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRCAN	Natural Resources Canada
OVSG	Observatoire volcanologique et sismologique de Guadeloupe
PPP	Precise Point Positioning
PXP	Precision acoustic transponder
RENAG	Réseau national GNSS
RGP	Réseau GNSS permanent
ROV	Remotely Operated Vehicle
RPY	Roll-Pitch-Yaw, référentiel interne d'un mobile
SATS	Seafloor Acoustic Transponder System
SIO	Scripps Institution of Oceanography
SBL	Short baseline acoustic positioning system
SGN	Service de géodésie et de nivellement de l'IGN
SNAME	Society of Naval Architects and Marine Engineers
SOFAR	Sound Fixing and Ranging channel
SONEL	Système d'observation du niveau des eaux littorales
UNAVCO	University NAVSTAR Consortium
USBL	Ultra-short baseline acoustic positioning system
USGS	United States Geological Survey
TAT	TurnAround Time

Introduction

Plus de 70% de la surface terrestre est recouverte par les mers et océans. Nombre de phénomènes tectoniques parmi les plus dévastateurs ont par ailleurs lieu en environnement océanique. Citons les subductions, processus pouvant être à l'origine de mégaséismes, eux-mêmes possiblement générateurs de tsunamis, parfois plus destructeurs que les tremblements de terre eux-mêmes. Les failles en décrochement en domaine marin présentent également un potentiel sismogénique destructeur. En zones côtières, les populations vivant dans des régions sismiquement actives sont donc soumises à un double risque naturel : le séisme et le tsunami associé.

En géophysique, les mesures des déformations de la surface terrestre constituent les observations de base permettant la modélisation et la compréhension des phénomènes tectoniques. Les techniques de triangulation et de distancemétrie ou d'extensiométrie permettant historiquement le suivi de l'évolution de la distance relative entre deux points (ou plus) se sont vues progressivement complétées, voire remplacées par les systèmes spatiaux de navigation (GNSS) et d'imagerie (InSAR). Ces derniers sont devenus depuis une vingtaine d'années un outil indispensable pour l'observation des processus géodynamiques à grande échelle. La localisation précise et répétée de points par le biais des GNSS permet au fil des années d'observer directement le comportement de la croûte terrestre, et surtout de pouvoir le quantifier par une vitesse et une direction précise, et ceci de manière absolue par rapport à un référentiel global. Il s'agit de surcroît d'une technologie facile à mettre en œuvre, et relativement peu coûteuse.

Cependant, en environnement marin, ces matériels ne peuvent être utilisés, puisque les ondes électromagnétiques ne se propagent pas dans l'eau. De fait, les instruments GPS classiques ne peuvent donc être déployés efficacement que sur une portion réduite de la planète. Dans les régions insulaires, et tout particulièrement les arcs volcaniques en bordure de subduction, la faible proportion de terres émergées empêche une couverture complète par des stations GNSS, élément essentiel pour le suivi de l'accumulation des contraintes liées au mécanisme de subduction. Il en est de même pour les segments de failles décrochantes sous-marines.

Des solutions alternatives doivent alors être trouvées pour étendre les observations géodésiques en mer. La substitution des ondes électromagnétiques par des ondes acoustiques en constitue une. De nouveaux protocoles de mesures et de nouvelles approches de traitement doivent alors être mis au point. Les présents travaux s'intéressent à deux méthodologies. La première est la distancemétrie relative acoustique, avec comme zone d'application effective la mer de Marmara, l'objectif étant de quantifier le couplage d'un segment de la faille nord-anatolienne sur une petite zone identifiée. La seconde zone d'étude considérée est la subduction antillaise. L'échelle de travail, plus grande que pour la zone précédente, nécessite une localisation des points observés dans un référentiel global. Nous étudions la possibilité et détaillons une méthodologie dite GNSS/A (pour Acoustique), consistant en des interrogations acoustiques depuis une plateforme de surface précisément positionnée par GNSS, pour une future expérience de positionnement absolu au large de la Guadeloupe.

*

* *

Ces travaux se subdivisent en quatre parties et onze chapitres :

La **partie 1** présente les enjeux de la géodésie fond de mer, ainsi que les technologies associées. Le chapitre 1 inventorie les risques géophysiques en zone côtière, s'intéresse aux cas des petites Antilles et à la faille nord-anatolienne en mer de Marmara, et démontre la nécessité d'observations géodésiques en mer. Le chapitre

2 explicite les solutions techniques existantes pour mesurer une déformation sous l'eau.

La **partie 2** (chapitre 3) expose l'expérience de distancemétrie mise en place en mer de Marmara, ainsi que la stratégie de traitement et les résultats associés.

Dans la mesure où le référencement absolu est nécessaire pour les Antilles, la **partie 3** s'intéresse aux différents éléments de la technologie GNSS/A appliqués à cette zone. Les performances de différentes techniques de *raytracing*, permettant de représenter la trajectoire d'une onde acoustique dans le milieu océanique, sont analysées au chapitre 4. Les processus océaniques susceptibles d'avoir une influence sur des observations acoustiques dans les petites Antilles sont étudiés au chapitre 5. Le chapitre 6 détaille une méthode d'inversion par moindres carrés pour le GNSS/A et le chapitre 7 décrit une approche pour générer et perturber des observations de géodésie sous-marine. Enfin, le chapitre 8 rapporte les résultats d'expériences réalisées pour évaluer la qualité du positionnement GNSS en surface, ainsi que celles des rattachements topométriques à bord d'un navire.

La **partie 4** présente les résultats de notre méthodologie GNSS/A. Nous exposons les résultats des simulations dans le contexte antillais suivant différentes paramétrisations (chapitre 9), ainsi que la mission *GEODESEA*, expérience *proof of concept* réalisée en mer Méditerranée (chapitre 10). Enfin, le chapitre 11 discute de nos méthodes et résultats et élabore un scénario opérationnel pour des mesures *offshore* au large des Caraïbes.

Première partie

Géodésie fond de mer : enjeux et mise en œuvre



Station GNSS *PDB0*, à l'extrémité de l'île de la Désirade

Chapitre 1

Les aléas géophysiques en zones côtières

1.1 Les aléas en zone de subduction

1.1.1 Subduction océanique : présentation et fonctionnement

1.1.1.1 Concepts généraux

Le phénomène de *subduction* est un mécanisme consécutif de la tectonique des plaques, théorie proposée au début du 20^e siècle et aujourd'hui communément admise : elle met en jeu à la surface de la Terre un ensemble de plaques rigides, dites plaques lithosphériques, de type océanique ou continental, qui se déplacent les unes par rapport aux autres de quelques centimètres par an.

Une zone de subduction est une région du Globe où une plaque lithosphérique océanique de densité plus élevée dite plaque subduite plonge sous une autre plaque, océanique ou continentale (dite alors de plaque chevauchante).

Le phénomène de subduction est généralement considéré comme le moteur de la tectonique des plaques [Lallemand, 1999]. En effet, si l'on considère le bilan des forces qui s'applique aux plaques, la force gravitationnelle exercée sur la plaque

plongeante est d'un ordre de grandeur supérieur à toutes les autres forces appliquées au système ($10^{13} \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}$ vs. $10^{12} \text{ N}\cdot\text{m}^{-1}$) [Fowler, 2004]. On parle couramment de *slab-pull*, qui s'oppose à la théorie du *ridge-push*, i.e. la force de poussée générée par la dorsale. De plus, selon Cox & Hart [2009] la vitesse d'une plaque est fortement liée au pourcentage de frontières convergentes. Lallemand [1999] estime à environ 55 000 km la longueur de frontières de plaques en configuration de subduction dans le monde dont les 4/5 d'entre elles se répartissent autour de l'océan Pacifique, comme illustré sur la figure 1.1.

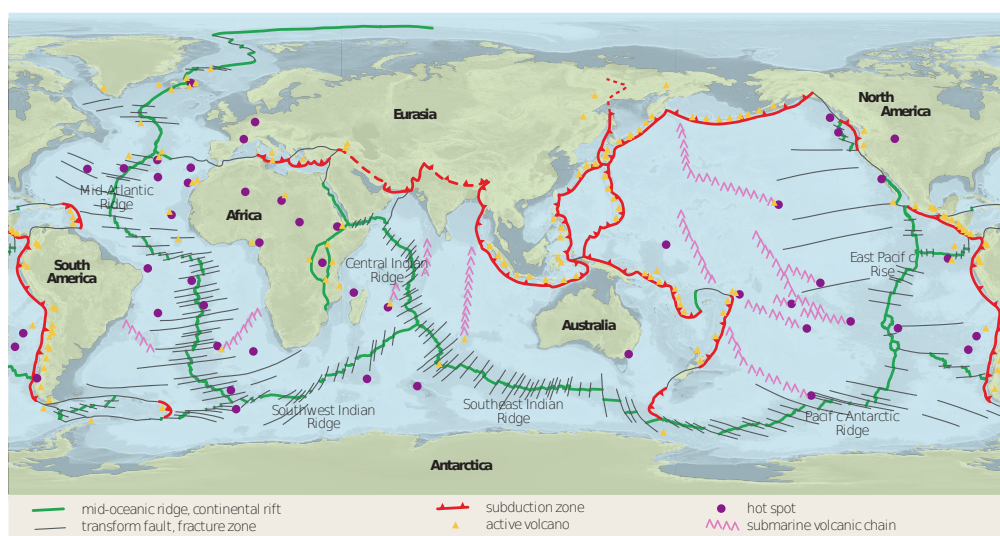


FIG. 1.1 – Principaux éléments de la tectonique mondiale. Les zones de subduction sont représentées en rouge. [Frisch et al., 2011]

Les risques naturels qu'encourent les populations vivant dans ces régions du Globe sont multiples et potentiellement dévastateurs : en premier lieu, les séismes. En effet, l'énergie mise en jeu au niveau des marges actives est colossale et dépasse de loin les autres configurations tectoniques génératrices de séismes. Les événements les plus puissants jamais enregistrés le sont dans ces mêmes zones : citons par exemple celui de Valdivia, Chili de 1960 ($M_w = 9.5$), ou de Sumatra, Indonésie de 2004 ($M_w = 9.3$). Le volcanisme, autre conséquence de la subduction du fait de la génération de magma en profondeur y est également important, les éruptions de la montagne Pelée en Martinique en 1902, ou plus récemment de la Soufrière de

Montserrat en 1995 constituent des exemples. Enfin, les tsunamis induits par l'activité sismique ou volcanique peuvent également être particulièrement destructeurs, et parfois bien plus que l'événement tellurique lui-même. Le séisme de Sumatra de 2004, qui eut des conséquences dans tout l'océan Indien, ou encore celui du Tōhoku en 2011, qui provoqua l'essentiel des destructions et ce comparé au séisme associé en sont des tristes exemples. L'aide à l'évaluation du risque sismique et tsunamique constitue l'enjeu à long terme de ce travail de thèse.

1.1.1.2 Morphologie d'une zone de subduction

On parle de subduction lorsqu'une plaque tectonique de type océanique s'enfonce obliquement sous une autre plaque moins dense, continentale ou océanique. Même si chaque subduction, voire chaque segment de subduction a un comportement particulier, un schéma commun peut tout de même être mis en évidence [Stern, 2002]. Ainsi, une zone de subduction se caractérise par (de droite à gauche sur la figure 1.2) :

- La lithosphère de la plaque plongeante.
- La frontière entre les plaques marquée par une fosse abyssale ;
- Un prisme d'accrétion, conséquence de l'accumulation des sédiments bloqués par le bord de la plaque chevauchante agissant comme une butée (ou *backstop*) ;
- Une interface entre la plaque subduite et la plaque chevauchante ; on appelle *slab* la lithosphère plongeante lorsqu'elle est sous la plaque chevauchante ;
- Un arc magmatique, qui, dans le cas d'une subduction océanique, se présente sous la forme d'un chapelet d'îles parallèles à la fosse, conséquence du magmatisme généré par la subduction ;
- Souvent, un bassin d'arrière-arc bordé par des marges continentales passives.

La lithosphère plongeante n'est pas une surface plane, et peut porter des reliefs sous-marins, tels que des *rides asismiques* (en anglais *aseismic ridges*). Inactives tectoniquement, elles se distinguent des rides sismiques, sources de séismes, correspondant désormais dans le vocabulaire actuel aux dorsales médio-océaniques

[Renard et al., 2015]. Sous ce terme générique, on regroupe un bestiaire de reliefs ayant des origines diverses [Bouysse & Westercamp, 1988] : plateaux océaniques, anciens arcs insulaires, monts sous-marins issus d'un volcanisme de point chaud, dorsales fossiles ou bordures de zones de fractures, prolongement de failles transformantes. Ces rides ont la capacité de changer le comportement de la subduction [Martinod et al., 2013].

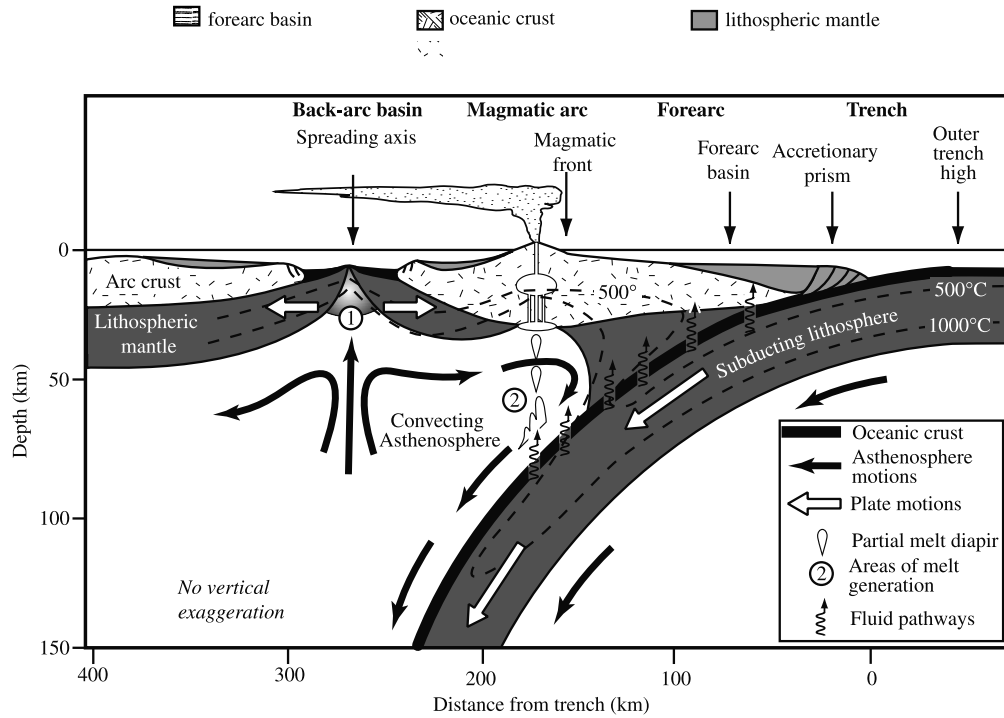


FIG. 1.2 – Représentation schématique d'une subduction océanique [Stern, 2002]

1.1.2 Activité sismique et mégaséismes

1.1.2.1 Sismicité en zone de subduction

L'activité sismique dans une zone de subduction est généralement régulière et intense. Cependant, de multiples phénomènes sont à l'origine de séismes de localisation, de puissance, et de récurrence différentes. Nous explicitons ici les quatre grands types, également illustrés sur la figure 1.3, ayant lieu :

- dans la lithosphère plongeante, en amont de la frontière de plaque, là où la plaque subduite ploie avant d’entrer en subduction sous l’effet des contraintes imposées par la plaque chevauchante [Le Pichon et al., 1973; Dubois et al., 1988].
- en bordure et en surface de la plaque chevauchante. Les mécanismes induits par la convergence sont divers : en compression, en extension voire en décrochement.
- dans la zone de subduction, au niveau du slab. La sismicité est très importante et localisée dans une zone précise appelée *plan de Wadati-Benioff*. Il convient cependant de distinguer dans cette zone les séismes dits *intra-plaques*, aux causes diverses, ayant lieu dans l’ensemble de la lithosphère subduite jusqu’à 670 km de profondeur mais ne se produisant pas à l’interface, à la différence de ceux dits *interplaques*, résultant de l’interaction entre la plaque inférieure et le backstop de la plaque supérieure.

Cette dernière catégorie est celle au potentiel le plus dangereux : selon Pacheco et al. [1993], 90% du moment sismique de l’ensemble des séismes mondiaux est relâché au niveau de l’interface des zones de subduction, d’autant que [Stern, 2002] estime que seulement 2 à 5 % de la longueur totale du plan de Wadati-Benioff génère ce type de séismes. Ils sont appelés *mégaséismes* (ou *megathrusts* en anglais), et nous allons détailler leur fonctionnement dans les prochaines sections.

1.1.2.2 Couplage sismique et zone sismogène

Bien que le concept soit ambigu [Adams et al., 2004], on définit généralement le *couplage sismique* comme étant le rapport entre le mouvement accommodé sismiquement, c’est-à-dire le déplacement effectif de la plaque plongeante lors d’un séisme, et le mouvement total. En termes de déplacement de plaque, on peut le définir ainsi :

$$\chi = 1 - \frac{V_{interface}}{V_{convergence}} \quad (1.1)$$

Scholz [1998] distingue trois états différents dans lesquels peut se trouver chaque section de l’interface :

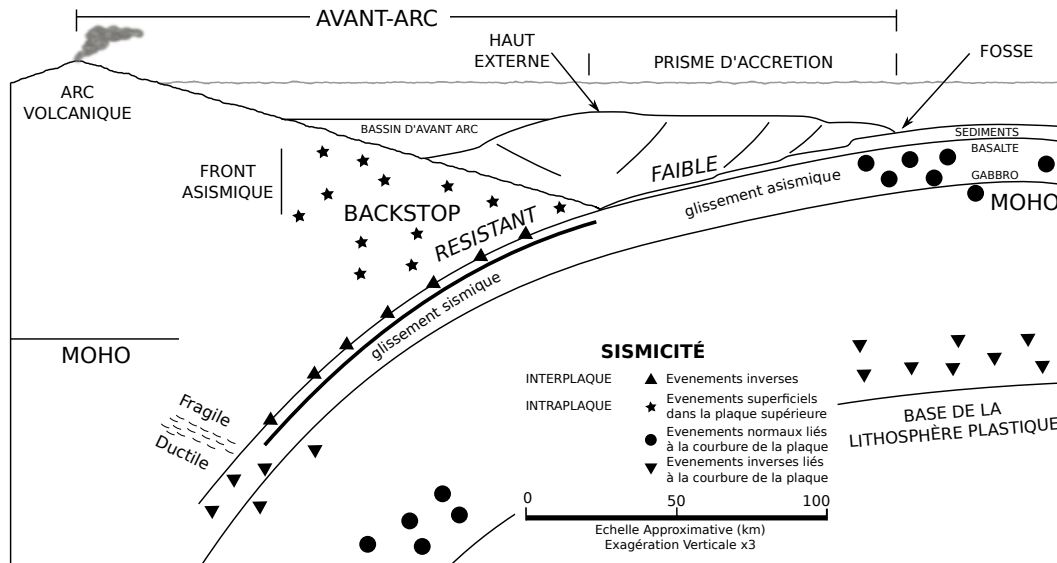


FIG. 1.3 – Représentation schématique de la partie supérieure d’une subduction, avec localisation des différents types de séismes associés, d’après [Byrne et al., 1988]

- stable : aucune contrainte n’est accumulée et le glissement est régulier (asismique). Le couplage est alors nul.
- instable : le système est entièrement couplé et le déplacement se fait de manière discontinue lors d’événements brutaux (séismes). Le couplage tend vers 1.
- conditionnellement instable : le système est stable dans certaines conditions, mais peut devenir instable à la suite d’un brusque changement d’état. Ce type d’état favorise la propagation des séismes.

La figure 1.5 illustre la répartition des différents régimes de stabilités répartis en aires de tailles multiples. Le relief de la plaque plongeante apparaît comme étant un paramètre prépondérant contrôlant le couplage sismique, mais on ne sait toujours pas si celui-ci est augmenté ou réduit par la présence d’aspérités [Das & Watts, 2009]. En effet, la présence de monts et volcans sous-marins peut favoriser la friction autant que stopper la propagation des séismes [Scholz & Small, 1997; Yang et al., 2012]. De plus, les propriétés de la plaque chevauchante (nature des

roches, épaisseur, disposition des failles ...) [Collot et al., 2004] ainsi que l'apport de sédiments du prisme d'accrétion dans la subduction [Dean et al., 2010] sont autant de paramètres qui contrôlent le potentiel sismogénique.

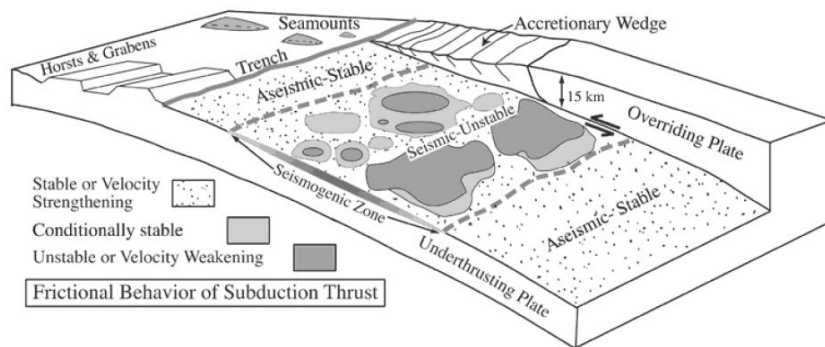


FIG. 1.4 – Représentation schématique de la répartition du couplage interplaqué au niveau de l'interface de subduction, d'après [Hyndman, 2007]

Quoi qu'il en soit, les mégaséismes ne sont générés que dans une section du plan de Wadati-Benioff particulière appelée *zone sismogène* ou *zone sismogénique* [Lallemand, 1999] comme illustré sur la figure 1.5. Cette zone est encadrée par deux profondeurs limites supérieure d_s et inférieure d_d , au-delà desquelles le glissement est conditionnellement stable, voire stable.

La limite inférieure, d'une profondeur moyenne de 40 km [Lallemand, 1999], correspond en première approximation à l'intersection de l'interplaqué avec le Moho, où l'on passe d'un comportement fragile à un comportement ductile. Elle est également contrôlée par le facteur thermique. Les mécanismes qui définissent la limite aval de la zone sismogène restent encore cependant sujets à débats [Hyndman, 2007].

Avant les mégaséismes ce début de siècle, on pensait que la limite supérieure était essentiellement contrôlée par la présence de sédiments non consolidés présentant un comportement stable [Byrne et al., 1988; Hyndman et al., 1997]. Cependant, elle peut malgré tout s'étendre jusqu'à la fosse : le séisme du Tōhoku a par exemple montré qu'une rupture générée à une profondeur intermédiaire pouvait se propager dans le prisme, considéré jusqu'alors comme asismique [Kodaira et al., 2012; Kozdon & Dunham, 2013].

Connaître les limites supérieure et inférieure de la zone sismogène est un paramètre crucial pour la connaissance de l'aléa sismique et donc du risque encouru pour les populations : la limite inférieure si celle-ci se situe ou non à l'aplomb des terres émergées augmentant ainsi l'intensité du séisme sur les zones habitées, et la limite supérieure si celle-ci s'étend ou non jusqu'à la fosse, condition génératrice de tsunamis.

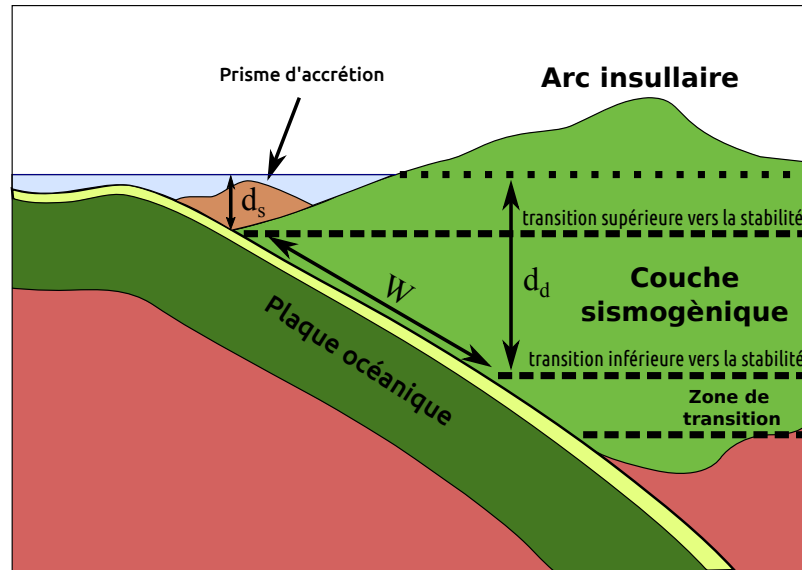


FIG. 1.5 – Représentation schématique de la partie supérieure d'une subduction, avec localisation de la zone sismogène et de ses limites inférieure et supérieure, d'après [Pacheco et al., 1993]

1.1.2.3 Cycle sismique

Les séismes ne sont qu'une phase d'un processus périodique appelé cycle sismique. Il se décompose en trois phases principales : la phase dite intersismique correspondant à l'accumulation des contraintes du fait de la convergence continue dans les sections du slab fortement couplées, pouvant durer de quelques années à plusieurs siècles ; la phase cosismique, correspondant au tremblement de terre et au relâchement brutal des contraintes accumulées (de l'ordre de quelques secondes à quelques minutes); et la phase de relaxation postsismique pendant laquelle le sys-

tème tend à se stabiliser, durant de quelques semaines à plusieurs dizaines d'années.

La figure 1.6 illustre les phases intersismique et cosismique pour une zone de subduction. Durant la période intersismique, la plaque plongeante entraîne la plaque chevauchante, provoquant de la compression au niveau de cette dernière, qui se traduit par des mouvements horizontaux diminuant graduellement dans la direction de la convergence, ainsi qu'un bombement à l'aplomb de la zone bloquée. Lors de la phase cosismique, la contrainte est relâchée et le glissement de la plaque subduite se produit. On peut alors observer en surface une inversion des mouvements. Suivant la composante horizontale, le glissement est alors orienté dans le sens opposé à celui de la subduction. Suivant la composante verticale, les zones qui étaient en surrection passent en subsidence et inversement. C'est le modèle dit *back slip* [Savage, 1983].

Cependant, les récents *megathrusts* de ce début de siècle remettent en cause cette version simple du cycle sismique régulier, précisément réglé. Le séisme du Tōhoku de 2011, s'est par exemple produit dans une zone où l'aléa était largement sous-estimé, en raison d'une absence de données sismiques historiques et une non-prise en compte d'indices géologiques [Stein et al., 2012]. La notion de *supercycle* commence ainsi à apparaître, cherchant à expliquer les incohérences entre les observations de natures géologiques, inscrites sur le long terme, et géodésiques, sur une période beaucoup plus courte [Goldfinger et al., 2013]. Le concept a été proposé à partir de l'étude des récifs coralliens à Sumatra [Sieh et al., 2008] : un événement sismique agit indirectement sur la croissance du corail, ce dernier étant sensible aux modifications brutales de la profondeur du fond de mer induite par un tremblement de terre. Cette technique permet de déterminer la période de récurrence des séismes ainsi qu'une estimation de leur magnitude, et donc la longueur des cycles sismiques ainsi que la mise en évidence de supercycles. Ce concept semble pouvoir être appliquée également dans d'autres cas, tels que le Japon [Herrendorfer et al., 2015]. Un superséisme associé à un supercycle correspondrait à la rupture conjointe de segments ayant leur mécanisme propre.

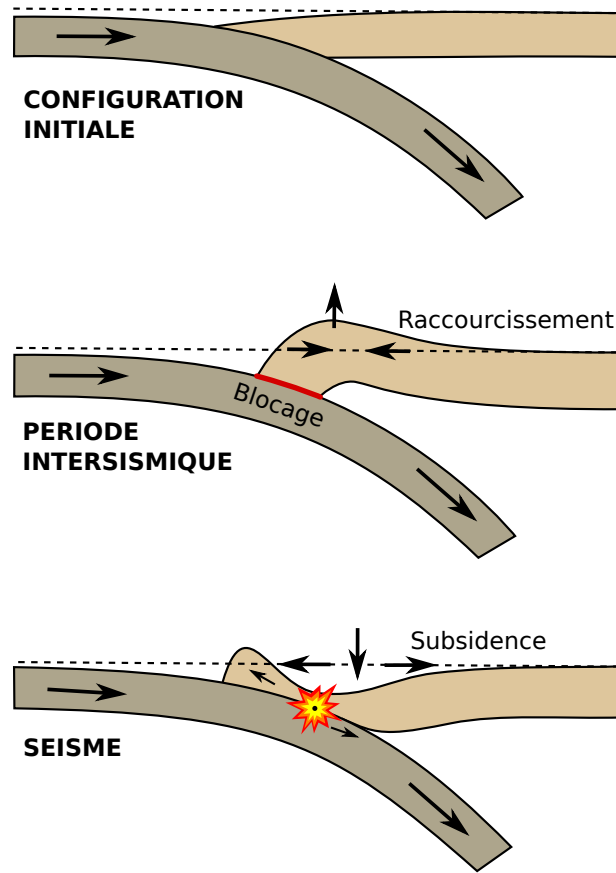


FIG. 1.6 – Représentation schématique des phases intersismiques et cosismiques (séisme) du cycle sismique, et des effets sur la plaque chevauchante

1.1.2.4 Observation et quantification du couplage

Le couplage sismique est différent pour chaque zone de subduction. Il peut varier de 0 où la convergence est intégralement accommodée asismiquement (Hikurangi, Nouvelle-Zélande par exemple) on parle alors de situation de *creep*, à 1 où la totalité du déficit de déplacement de la plaque est compensée lors de séismes (Chili ou Japon par exemple) [Scholz & Campos, 2012].

À vitesse de convergence égale, les conséquences de la subduction observables en surface sont différentes suivant le taux de couplage, comme l'illustre la figure 1.7. Un couplage total se traduira par une déformation importante de la plaque chevauchante durant la phase intersismique. Ces déformations sont théoriquement

visibles par les techniques de géodésie. L'intégralité de l'énergie accumulée sera relâchée au cours d'un séisme.

En revanche, si le couplage est partiel, le raccourcissement et la surrection seront plus faibles. Les séismes libérant la contrainte accumulée seront également de moindre importance.

De plus, dans les zones conditionnellement stables, cette énergie peut également être relâchée sous forme de *séismes lents* (en anglais *slow slip events*). Lors de ces événements mis en évidence récemment par GNSS, la contrainte est libérée sur des périodes de l'ordre de la semaine ou du mois, à la différence d'un séisme « classique », de l'ordre de la seconde [Rogers, 2003; Schwartz & Rokosky, 2007].

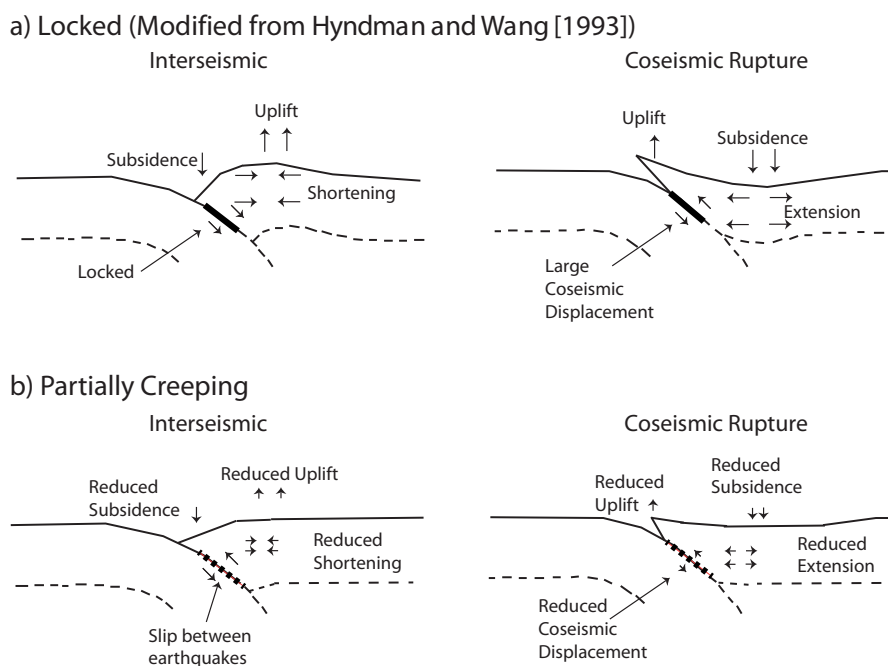


FIG. 1.7 – Déformations plus ou moins importantes observées en surface suivant la taille et la profondeur de la zone de blocage (d'après [Schmalzle et al., 2014])

Les observations géodésiques en surface (on entend par là toute technique permettant de mesurer une déformation) aident donc grandement à la caractérisation de la taille et des profondeurs limites de la zone sismogène. En observant le gradient de déformation le long d'un profil perpendiculaire à la subduction, ces mesures permettent de quantifier théoriquement le couplage sismique de la zone [Moore et al.,

2006]. De manière simplifiée, si les points du profil se déplacent tous à la même vitesse, c'est qu'il n'y a pas de couplage. En revanche, si le gradient de vitesse entre un point proche et un point éloigné de la fosse (dit *dans le champ lointain*) est de l'ordre de la vitesse de convergence de la plaque subduite, c'est que le couplage est très fort.

Quoi qu'il en soit, dans le contexte d'un arc volcanique, la proportion négligeable de surface émergée ne permet pas l'utilisation intensive du GNSS le long de profils régulièrement espacés comme cela peut l'être dans d'autres régions du Globe, au niveau d'une subduction continentale par exemple [Vigny et al., 2011], et d'autres approches d'instrumentation doivent être trouvées.

1.1.3 L'aléa tsunami

Un tsunami (津波, *vague du port* en japonais) est un type de vague de surface à grande longueur d'onde générée lorsqu'une importante quantité d'eau est déplacée soudainement : par exemple lorsque le plancher océanique s'élève ou s'abaisse brutalement, entraînant ainsi un mouvement de la colonne d'eau (1.8). L'énergie potentielle du déplacement vertical de la masse d'eau est transformée en énergie cinétique qui va alors se propager dans l'océan [Lowrie, 2007].

Lander et al. [2002] distinguent trois catégories de tsunamis :

Les tsunamis générés par glissement de terrain Un effondrement sous-marin (généré ou non par un séisme) peut transmettre suffisamment d'énergie à la colonne d'eau pour produire une onde en surface. Les effets peuvent être dévastateurs, mais restent en général cantonnés à une petite zone autour du glissement.

Les tsunamis volcaniques Les volcans peuvent provoquer des tsunamis, en entraînant des glissements de terrain comme décrit plus haut, mais également à la suite d'explosions ou d'injections de laves et de cendres (entraînant un déplacement d'eau causé par l'onde de choc), ou encore d'effondrement de caldera (provoquant

le remplissage de la cavité). Les petites Antilles étant des îles volcaniques, le risque d'un tsunami lié à ce type de configuration y est très important.

Les tsunamis d'origine tectonique Ces tsunamis sont générés directement par un séisme, lorsqu'une partie du fond de mer se déplace brutalement et verticalement par rapport à une autre portion. Okal [1988] et Bryant [2008] distinguent trois types de failles pouvant potentiellement générer un tsunami : en *strike-slip*, en *dip-slip*, et en chevauchement (*thrust-dip*). Cependant, le cas de la zone de subduction (chevauchement) reste à la fois le plus favorable et le plus critique à la génération d'une onde, et ce à double titre : la puissance des séismes dans ces zones est la plus grande, et la configuration de faille est telle que la possibilité du déplacement vertical du plancher océanique est optimale [Bryant, 2008].

À cette classification basée sur le phénomène générateur, on peut également ajouter une distinction sur la distance à la source : on parle alors de **télétsunamis** si l'origine se situe à plus de 1000 km des côtes considérées. Du fait de l'éloignement, des systèmes d'alerte peuvent être mis en place sur la trajectoire de l'onde afin de prévenir les populations, et ce même si le séisme déclencheur n'est pas ressenti.

La taille et la position du blocage, définie par ses profondeurs supérieures et inférieures comme vues précédemment (section 1.1.2.2) influe grandement sur le potentiel tsunamigénique d'une zone de subduction : à magnitude égale, une rupture à faible profondeur se traduira par un plus grand déplacement du fond marin et, par conséquent, un tsunami plus important, qu'un séisme profond [Geist & Yoshioka, 1996; Geist, 1998]. Lay et al. [2012] identifie la section de la zone de blocage génératrice de tsunamis en cas de rupture comme celle s'étendant de la fosse de subduction jusqu'à 15 km de profondeur.

1.1.4 Synthèse

Les zones de subductions constituent des régions du Globe où les aléas géophysiques sont majeurs. Les mécanismes tectoniques en jeu peuvent être potentiel-

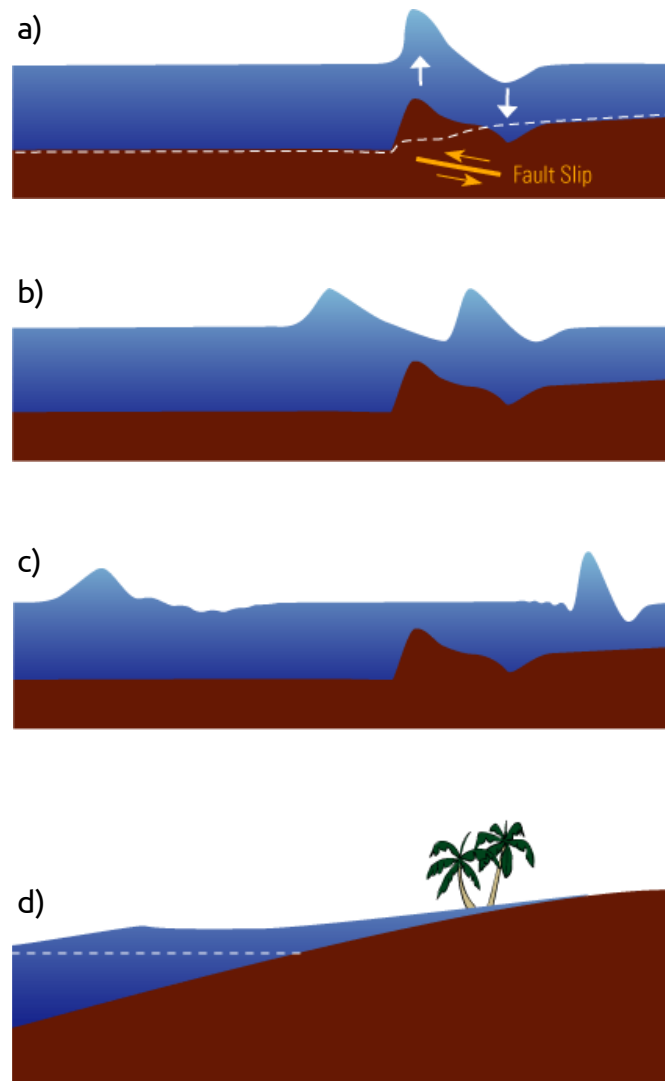


FIG. 1.8 – Génération et propagation d'un tsunami : a) Une rupture au niveau du fond de mer provoque un déplacement brusque de la colonne d'eau. b) Le tsunami se sépare en deux : le télétsunami, qui va parcourir l'océan, et le tsunami local qui se dirige vers les côtes les plus proches. La vitesse de propagation dépendant de la racine carrée de la profondeur, le télétsunami se déplacera plus vite que le tsunami local. c) Lorsque le tsunami s'approche des côtes, l'amplitude des vagues augmente et la longueur d'onde diminue. Le télétsunami connaîtra un comportement similaire lorsqu'il s'approchera des côtes distantes. La première partie de la vague est un creux, ce qui se traduit par un retrait de la mer, signal précurseur avant le déferlement. d) Le déferlement (en anglais *runup*) intervient lorsqu'un pic de l'onde du tsunami passe du domaine marin au domaine terrestre et inonde ainsi l'environnement côtier. (source : USGS)

lement la source d'importants séismes, pouvant eux même générer des tsunamis dévastateurs. La probabilité d'un séisme tsunamigénique est d'autant plus forte que le couplage à faible profondeur à proximité de la fosse est élevé. Les mécanismes à la source de ces phénomènes violents, l'influence des structures, notamment le prisme d'accrétion et le relief sous-marin, sur le potentiel sismogénique, ainsi que les cycles de récurrence de ces événements restent encore mal connus à ce jour. Nos connaissances ont d'ailleurs été particulièrement remises en question à la suite des mégaséismes de la dernière décennie. Du point de vue géodésique, il est difficile de pouvoir tirer des informations sur les portions potentiellement bloquées et sur leur taux de couplage si les observations sont mal réparties sur l'ensemble de la zone. Toutes ces incertitudes et ces lacunes sont particulièrement vraies pour la subduction des petites Antilles comme nous allons le voir.

1.2 Cas de la subduction antillaise

1.2.1 Situation géographique

1.2.1.1 Géographie des Antilles

Sous le terme *Antilles* on désigne le vaste archipel bordé au sud et à l'ouest par la mer des Caraïbes, au nord-ouest par le golfe du Mexique et au Nord et à l'est par l'Océan Atlantique. Étymologiquement, le mot viendrait de l'espagnol *Ante Islas*, et indiquerait la présence de ces îles avant le continent américain lorsque l'on navigue depuis l'Europe.

L'archipel, d'une surface de 235 830 m² de terres émergées, se subdivise en deux grands sous-ensembles : les grandes Antilles au nord, composées de grandes îles globalement orientées ouest-est que sont Cuba, la Jamaïque, Hispaniola (Haïti & République dominicaine) et Puerto Rico, et qui s'opposent aux petites Antilles, îles plus nombreuses et plus petites situées au sud de ces dernières. Citons comme principaux territoires, Trinidad et Tobago, les îles françaises de Guadeloupe et Martinique, la Dominique et Sainte-Lucie. On distingue dans la terminologie française, les *îles du Vent* disposées en arc de cercle suivant un axe nord-sud, des *îles Sous-*

le-Vent orientées d'est en ouest au large des côtes du Venezuela.

L'appellation anglophone *West Indies* désigne usuellement les Antilles (grandes et petites) auxquelles s'ajoutent les Îles Lucayes (Bahamas). Le terme *Caraïbes* désigne quant à lui l'ensemble de l'espace centré autour de la mer du même nom, sans pour autant inclure les côtes d'Amérique Centrale. En pratique, on considérera Antilles et Caraïbes comme synonymes.

Dans la mesure où nous centrons nos travaux sur la Guadeloupe, nous détaillons dans la section suivante la géographie de l'archipel.



FIG. 1.9 – Carte des Antilles [CIA, 2015]

1.2.1.2 Géographie de la Guadeloupe

La Guadeloupe ($16^{\circ}15' \text{ N}$, $61^{\circ}35' \text{ O}$) désigne un archipel d'une vingtaine d'îles de taille variable. En superficie, il s'agit du territoire le plus grand des petites Antilles, après l'île de Trinidad. Le « *continent* » désigne usuellement la partie

principale qui se compose de deux îles distinctes : la *Grande Terre* (586 km²) et la *Basse Terre* (848 km²), où se trouve le volcan actif de la Soufrière, point culminant des petites Antilles (1467 m). Les territoires périphériques sont *Marie-Galante* (158 km²) île circulaire au sud-est, la *Désirade* (21 km²) île allongée de 11 km sur 2 km de long à l'Est dont la pointe (pointe Doublé) marque l'extrémité de l'archipel guadeloupéen, et l'archipel des *Saintes* au Sud dont les îles principales sont *Terre-de-Haut* et *Terre-de-Bas* (respectivement 5 km² et respectivement 8 km²).

1.2.2 Configuration de la subduction antillaise

La subduction antillaise est seule la marge active dans l'Océan Atlantique, et constitue la frontière entre les plaques nord-américaine, sud-américaine et caraïbe, les premières plongeant sous la troisième en direction du sud-ouest à une vitesse d'environ 18-20 mm/an [DeMets et al., 2010]. La localisation du point triple entre les trois plaques est discutée : diffuse [Bouysse & Westercamp, 1990], localisée au large de la Dominique [Feuillet et al., 2002], ou correspondant à la ride de Barracuda (voir ci-après) [Dixon & Mao, 1997]. Quoi qu'il en soit, les vitesses relatives de la plaque caraïbe par rapport à la plaque nord-américaine et sud-américaine étant quasi égales suivant différents modèles globaux [DeMets et al., 2000; López et al., 2006; DeMets et al., 2010], la frontière entre ces deux plaques peut être considérée comme non influente sur la subduction [Pichot et al., 2012].

La subduction peut se diviser en deux parties : la subduction des grandes Antilles au nord du passage d'Anegada et la subduction des petites Antilles allant des îles Vierges aux côtes nord de l'Amérique du Sud. C'est cet arc volcanique qui intéresse notre étude. Un prisme d'accrétion notable, dit *prisme de la Barbade* (l'île du même nom en est la partie émergée) dont l'épaisseur varie de 7 km à 20 km et la largeur varie entre 40 km et 300 km du nord au sud de l'arc est l'un des plus importants du monde [Westbrook, 1982; Evain et al., 2013]. En direction de l'ouest, se trouve la fosse de subduction avec des profondeurs extrémales variant de 6000 m aux alentours de la latitude 17°N, à 3000 m à 10°N. Sur la plaine abyssale de la plaque subduite, se trouvent trois rides, dites de *Barracuda*, de *Tiburón* et de *Sainte-Lucie*, respectivement à 16.5°N, 15°N et 14 °N, parallèles entre elles et orien-

tées ouest-nord-ouest. La première est longue de 400 km, large d'une quarantaine de kilomètres et culmine à 2500 m au-dessus du fond. La deuxième est longue de 150 km, large d'une trentaine et son sommet culmine à 1850 m. La troisième n'a été mise en évidence que par des observations gravimétriques et de sismique réflexion [Westbrook, 1975]. Les rides seraient des extensions des zones de fractures issues des failles transformantes de la dorsale médio-atlantique [Westbrook, 1982; Roest & Collette, 1986]. À 150 km à l'ouest du front de déformation se trouve *l'éperon de Karukéra*, un haut-fond culminant à 4000 m au-dessus du prisme d'accrétion délimitant le bassin de Marie-Galante [De Min et al., 2015].

L'arc volcanique des petites Antilles est constitué d'un arc externe (ancien) et d'un arc interne (récent), se séparant au sud de la Guadeloupe. L'arc ancien a fonctionné de l'Éocène au début du Miocène (de 56 à 23 Ma) et l'arc récent a débuté son activité à partir de la fin du Miocène et se poursuit actuellement. Le déroulement de cet arc est sujet à débat, une des théories étant l'arrivée en subduction d'une ride compensée isostatiquement [Bouysse & Westercamp, 1990]. La plaque Amérique plongeante (slab) est subduite sous la plaque caraïbe suivant un pendage d'environ 45° à 60 km de profondeur [Pichot et al., 2012], le plan de Wadati-Benioff étant observable jusqu'à environ 200 km de profondeur [Bengoubou-Valerius, 2008].

1.2.3 Sismicité et observations intersismiques dans l'arc

La sismicité des petites Antilles est relativement faible, ceci pouvant être expliqué par la faible vitesse de convergence [Stein et al., 1982]. Cependant le phénomène est bien présent. La plupart des événements mesurés sont des séismes intraplaques, ayant lieu entre 25 et 35 km de profondeur, à une centaine de kilomètres à l'est de l'arc volcanique [Ruiz et al., 2013]. Dans l'avant-arc, on trouve une sismicité significative dans la direction des rides de Barracuda et Tiburon, correspondant aux contraintes liées à la subduction de ces reliefs sous-marins [Girardin et al., 1991]. Aucune sismicité n'est en revanche mise en évidence au niveau du prisme d'accrétion [Evain et al., 2013]. Les événements remarquables récents et mesurés de cette catégorie sont le séisme d'Antigua, le 8 octobre 1974, de magni-

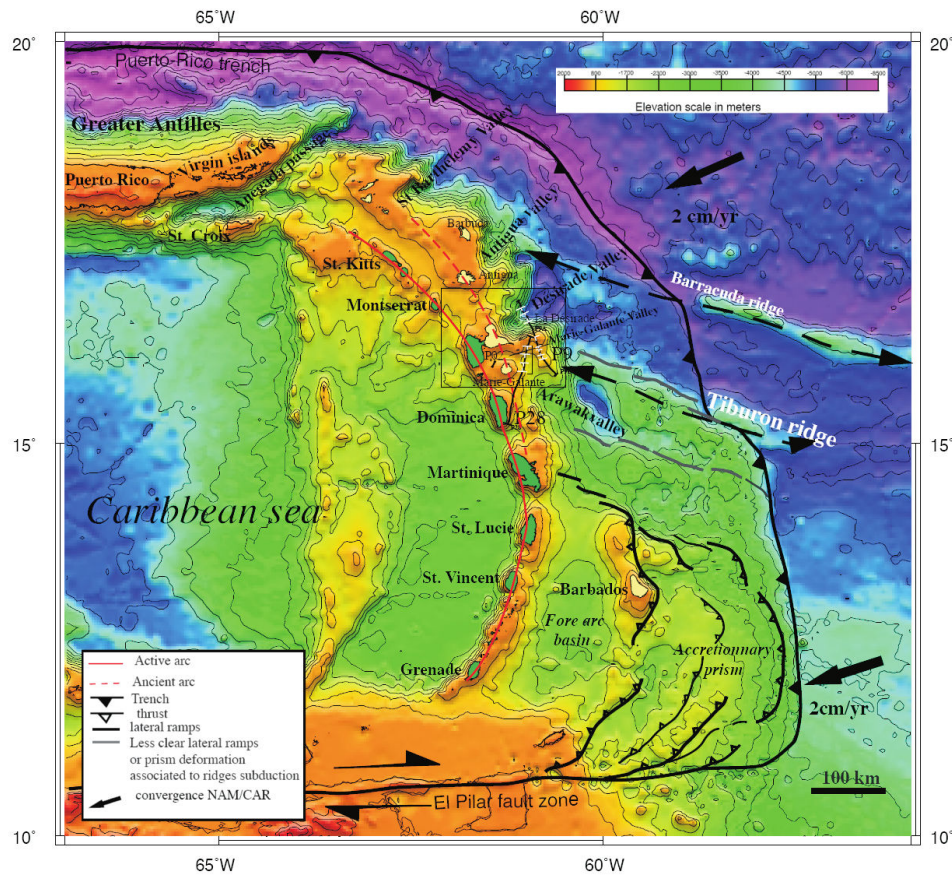


FIG. 1.10 – Cartographie de la subduction antillaise [Feuillet, 2000]. Les isobathes sont espacées de 500 m. On peut y voir le front de subduction à l'ouest, l'ancien et l'arc vocalique actif, le prisme de la Barbade (caractérisé par une bathymétrie peu profonde) et les rides de Barracuda et Tiburon

tude $M_s = 7.1 - 7.6$ à 30 km de profondeur, celui du 16 mars 1985 de Redonda (îlot entre Montserrat et Antigua), $M_s = 6.3$ à 13 km de profondeur, et celui du 21 novembre 2004 (dit séisme *des Saintes*) $M_w = 6.3$ à une profondeur de 10 km [Feuillet et al., 2011a], auxquels on peut ajouter les séismes historiques de 1851 et 1897, d'intensité VII-VIII, respectivement localisés approximativement entre Basse-Terre et Marie-Galante pour le premier et à l'ouest de Pointe-à-Pitre pour le second. [Feuillet et al., 2011b]. On peut également observer des séismes en profondeur, correspondant à la déformation de la plaque plongeante, le dernier en date étant le séisme de la Martinique du 26 novembre 2007, $M_w = 7.4$, à une

profondeur d'environ 150 km [Schlupp et al., 2008].

En revanche, aucun enregistrement fiable pour un séisme interplaque dans la région n'existe. Les séismes en Martinique des 11 janvier 1839 (intensité VIII-IX), et 21 mai 1946 (intensité VII-VIII) en sont probablement, mais c'est l'événement du 8 février 1843, qui resta longtemps le séisme le plus puissant observé et documenté dans les Amériques, qui constitue vraisemblablement le meilleur candidat à un exemple de mégaséisme. D'une intensité estimée à IX, il détruisit Pointe-à-Pitre, provoqua la mort de plus de 1500 personnes (sans doute bien plus, le bilan des esclaves étant incertain), et entraîna des variations topographiques de l'ordre de la dizaine de centimètres [Feuillard, 1985; Bernard & Lambert, 1988]. Des répliques d'intensité comprises entre III et VII [Feuillet et al., 2011b] furent ressenties dans les mois suivants. Sa puissance est sujette à débat. Bernard & Lambert [1988] donnent une magnitude comprise entre 7.5 et 8 pour une rupture d'une centaine de kilomètres, tandis que McCann & Sykes [1984] proposent une magnitude $M = 8.25 \pm 0.25$ pour une zone de rupture de 275km de long. Hough [2013] estime, en partant du constat que le 20^e siècle a connu deux fois plus de séismes de magnitude supérieure à 8.5 que les 18^e et 19^e siècles (dont les magnitudes sont uniquement estimées *a posteriori* par le biais de témoignages), que la magnitude doit être réévaluée à $M_w = 8.4$, ce qui est confirmé par Feuillet et al. [2011b] qui proposent une magnitude de $M_w = 8.5$ pour une zone de rupture de 300 km de long, en se basant sur les travaux de [Robson, 1964; Shepherd, 1992].

Il est à constater que les travaux passés penchaient sur une subduction faiblement couplée des petites Antilles : l'âge ancien de la plaque Amérique (~ 100 millions d'années) associée à une vitesse de convergence faible est assez remarquable. Au regard de ce paradoxe, Ruff & Kanamori [1980] estiment la magnitude maximum d'un séisme à $M_w = 7.5$, rendant l'hypothèse d'un megathrust invalide et catégorisant la subduction antillaise comme découplée. López et al. [2006] déduisent également un faible couplage à partir des vitesses GNSS. Stein et al. [1982, 1986], en constatant que l'essentiel des séismes enregistrés sont des séismes intraplaques, estiment que l'essentiel de la contrainte est absorbé de cette manière, excluant un fort couplage. McCann & Sykes [1984] analysent par ailleurs l'influence

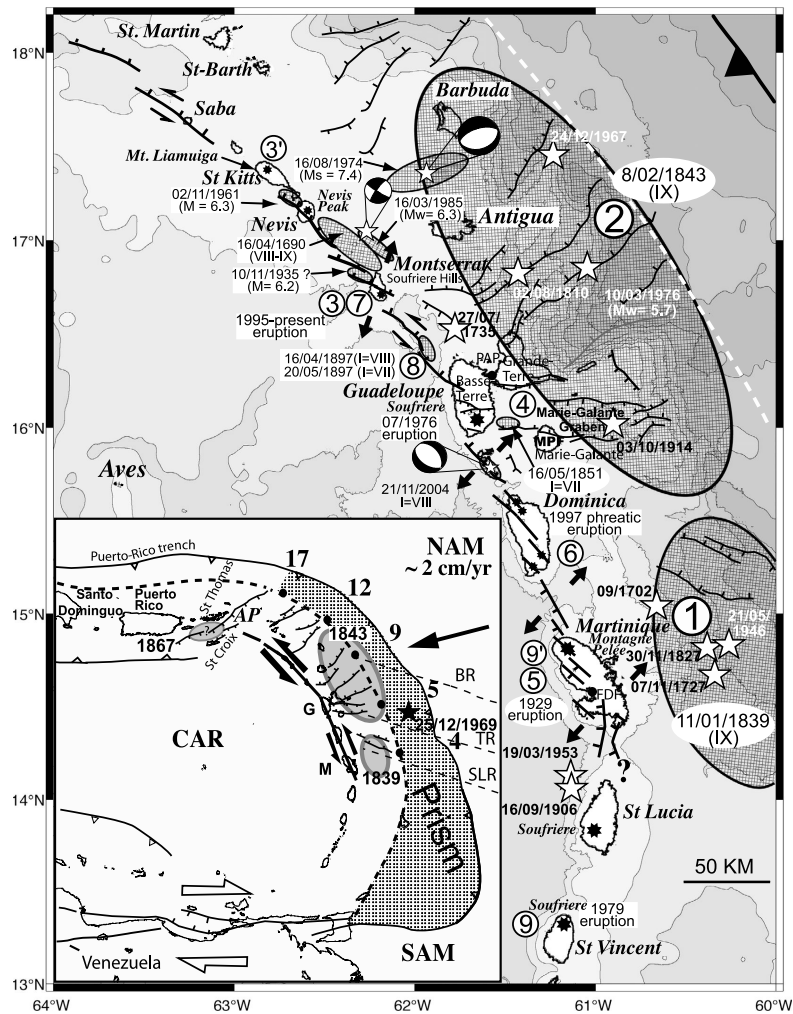


FIG. 1.11 – Sismicité historique dans l’arc des petites Antilles [Feuillet et al., 2011b]. Les ellipses grisées représentent les zones de rupture associées aux séismes interplaques, les étoiles symbolisent les épicentres des autres séismes de magnitude $M > 6$ répertoriés. Les numéros renvoient à la description détaillée desdits séismes dans l’article sus-cité

des rides de Barracuda et Tiburon, et montrent que ces dernières peuvent stopper la propagation de la rupture à une portion seulement de l’arc.

Cependant, la faible sismicité interplaque générale peut également se traduire par un comportement bloqué [McCann & Sykes, 1984]. Les récents mégaséismes indonésien de 2004 et japonais de 2011 ont remis en cause les certitudes du passé ;

Pacheco et al. [1993] avaient par exemple considéré la subduction de Sumatra comme faiblement couplée, ce qui s'est malheureusement montré inexact. Roger et al. [2014] juge que la subduction antillaise répond aux critères énoncés par Müller & Landgrebe [2012], où la présence de rides de zones de fractures favorise un fort couplage et surtout un fonctionnement en supercycles. Gustcher et al. [2013] et Laigle et al. [2013], en s'intéressant aux caractéristiques thermiques et structurales de la zone, et en les rapprochant de celles des Cascades ou de Nankai, émettent la possibilité d'un événement de magnitude 8 à 9, avec très long cycle de récurrence du fait de la faible vitesse de convergence. Geist & Parsons [2009], en adoptant une démarche probabiliste, estiment cette période de récurrence à environ 1000 ans. De plus, ils donnent à partir du pire scénario, où la subduction serait intégralement bloquée et romprait sur son l'intégralité (1000 km de fosse), une magnitude maximale d'un mégaséisme comprise entre 8.95 et 9.58. Même si Hayes et al. [2014] estiment que la probabilité de rupture de l'intégralité de zone à l'image de Sumatra est faible, leurs travaux basés sur l'étude du déficit de moment issu des vitesses GNSS et libérations de contraintes des séismes observés sur le dernier siècle, envisagent néanmoins un séisme probable de magnitude $M_w \sim 8.2 \pm 0.4$ autour de la Guadeloupe causant un tsunami de plus de 3m de haut.

L'exploitation des données GNSS par Symithe et al. [2015] met en évidence un faible déficit de glissement au niveau des petites Antilles, ce qui est interprété comme étant la conséquence d'un faible couplage (0 - 10 %) (figure 1.12). Cependant la répartition des stations loin de la fosse ne permet pas de déterminer la distribution en profondeur du blocage avec confiance. L'hypothèse d'un long cycle sismique n'est pas exclue, avec une récurrence pour un séisme de magnitude 8 au moins tous les 2000 ans et pour un mégaséisme de type Tōhoku tous les 3500 ans. La nécessité d'observations offshore afin de mieux contraindre les modèles de déformation y est explicitement mentionnée.

Enfin, les études en cours concernant les coraux tendent à montrer une subsidence à l'est des îles, ce qui indiquerait un blocage récent (à l'échelle du siècle) de la subduction à cet endroit [Philibosian et al., 2015].

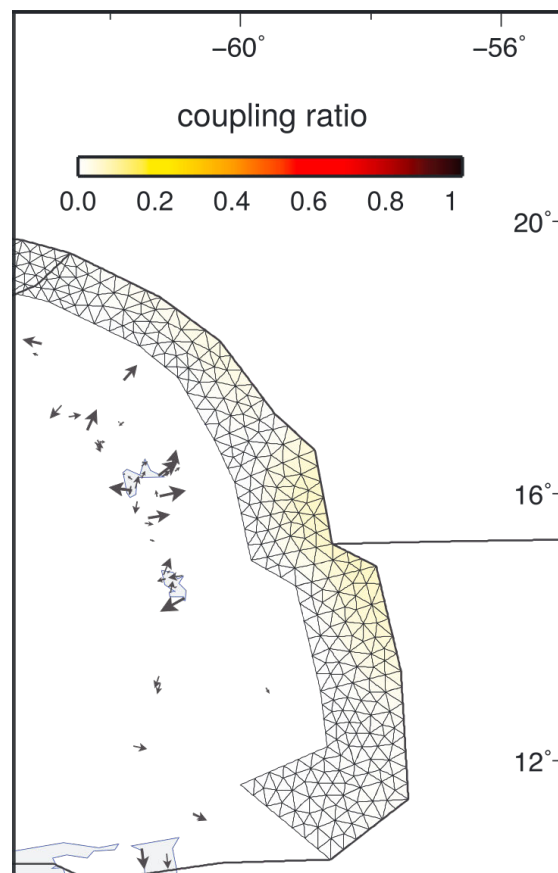


FIG. 1.12 – Taux de couplage estimé par GNSS et vitesses résiduelles par rapport à la plaque caraïbe stable, modifié d'après Symithe et al. [2015]

1.2.4 Occurrences historiques des tsunamis dans les Caraïbes

Nous référençons ici les tsunamis remarquables de diverses origines ayant eu lieu dans les Antilles depuis le début de la présence européenne dans le super-archipel, et détaillons plus spécifiquement ceux qui ont touché les îles de Guadeloupe, grâce aux travaux et catalogues établis par Lander et al. [2002]; O'loughlin & Lander [2003]; Nikolkina [2010]. Il convient d'après la section 1.1.3 de distinguer les tsunamis selon leur origine, qui peut par ailleurs être double (par exemple un tsunami généré par effondrement, qui lui-même est causé par l'activité sismique ou volcanique). Cette classification permet également d'appréhender les effets, car

la puissance, la probabilité et les zones exposées sont différentes selon le type. Dans une approche d'identification historique, ce sont d'ailleurs les conséquences observées par le biais de témoignages ou d'indices géologiques qui permettent d'en déterminer les causes.

Tout d'abord, deux télétsunamis sont répertoriés pour les Antilles, correspondant aux séismes de Lisbonne de 1755 et 1761. Le premier, dont la magnitude est estimée à $M_w \sim 9$, entraîna une vague dont la hauteur a pu atteindre 2 à 3 m sur la côte est de Grande-Terre selon les dépôts géologiques [Morton et al., 2006]. Dans les archives, on trouve le rapport d'un officier britannique basé à Antigua relatant que « *la marée s'éleva de 12 pieds [3.7m] plusieurs fois en se retirant immédiatement [...] en Martinique et dans la plupart des îles françaises, elle inonda les plaines, et retourna rapidement à son ancien niveau.* » [Affleck & Gray, 1755].

Les tsunamis provoqués par l'activité volcanique jalonnent également l'histoire des Antilles ; O'loughlin & Lander [2003] en référencent une dizaine d'importance aux 19^e et 20^e siècle. Nikolkina [2010] en identifie trois de nature volcanique quasi-certaine en Guadeloupe pour la seule période 1997-2010, consécutif au réveil brutal de la Soufrière de Montserrat en 1995 : le 26 décembre 1997, après la plus violente éruption depuis 1646, une avalanche de débris volcaniques de 44 millions de m³ provoqua une vague de 3 m de haut et une submersion de 80 m dans les terres. Le 12 juillet 2003 ainsi que le 20 mai 2006, des effondrements de lave sur cette même île de Montserrat entraînèrent une élévation de la mer à Deshaies en Guadeloupe, allant jusqu'à 1.5 m avec une pénétration des eaux de 25 m dans les terres pour l'événement de 2003.

Pour les tsunamis consécutifs à l'activité sismique, le plus remarquable est celui consécutif au séisme de Puerto-Rico le 18 novembre 1867 (magnitude estimée à $M_w = 7$). Il provoqua une vague ressentie sur les côtes de toutes les îles des Antilles, avec un maximum répertorié en Guadeloupe de 10 m de haut selon Zahibo et al. [2003], voire 18.3 m selon Nikolkina [2010]. Concernant spécifiquement l'archipel guadeloupéen, Nikolkina [2010] en identifie 6 remarquables aux 19^e et 20^e siècles avec une hauteur de vague pouvant atteindre jusqu'à 3 m, le dernier

en date étant celui consécutif au séisme dit *des Saintes*, du 21 novembre 2004, où un recul de la mer de 5 m (80 cm en vertical) fut remarqué à Terre-de-Bas. Le cas du séisme majeur du 8 février 1843 est notable. Bien qu'étant un séisme extrêmement puissant (magnitude estimée $M_w = 8.3$), aucun tsunami d'ampleur ne fût rapporté mis à part une élévation de 1.2 m du niveau de la mer à Antigua, vraisemblablement due à un glissement de terrain localisé [O'loughlin & Lander, 2003].

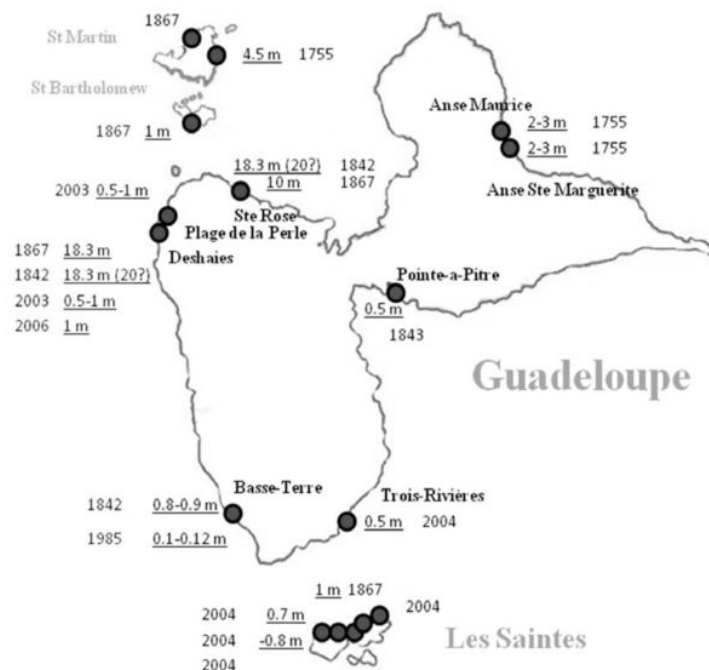


FIG. 1.13 – Localisation et hauteur des déferlements documentés causés par tsunami en Guadeloupe (d'après [Nikolkina, 2010])

Les événements de type tsunamis dans les Antilles sont connus depuis les origines de la période coloniale. Cependant, ce rapide inventaire est remarquable sur un point : il met en avant le fait qu'aucun tsunami géant n'a eu lieu à la suite d'un séisme, et tous les déferlements notables référencés ont été vraisemblablement générés par des causes autres.

1.2.5 Étude de la géodynamique de la région

1.2.5.1 Détermination d'un champ de vitesse par GNSS

Dans la mesure où aucune étude récente sur la question n'avait été publiée au début de ces travaux de thèse (notamment celle de Symithe et al. [2015]), nous avons cherché à déterminer si une déformation était visible en surface. Pour cela, nous avons traité l'ensemble des observations GNSS disponibles au moment de la réalisation de ce travail. Les données proviennent essentiellement de stations maintenues par l'Observatoire volcanique et sismologique de Guadeloupe (OVSG) de l'IPGP, ainsi que celles de son homologue martiniquais. La station ABMF est maintenue par l'IGN et certaines stations appartenant au réseau privé *ORPHEON* sont disponibles via le réseau RENAG. Le tableau 1.2 résume l'emplacement et l'institut affilié pour chaque station. La figure 1.14 montre la disponibilité des données utilisées dans cette étude de chacune des stations en fonction du temps. Les premières stations ayant été déployées au début des années 2000, on dispose de quinze ans de données pour les plus anciennes.

Le calcul des données GNSS est effectué avec le logiciel de calcul géodésique GINS du CNES, en adoptant une stratégie PPP avec résolution des ambiguïtés entières [Marty et al., 2011; Loyer et al., 2012]. Les paramètres sont précisés dans le tableau 1.1.

Orbites & Horloges	GRGS Repro 2
Correction troposphérique	GPT2 [Lagler et al., 2013]
Carte de phases	ANTEX IGS08 sem. 1834
Échantillonnage	30s
Charge océanique	FES2004 [Lyard et al., 2006]

TAB. 1.1 – Produits et paramètres utilisés le calcul GNSS dans GINS

Ce calcul permet d'obtenir pour chaque station une série temporelle des trois composantes spatiales X, Y, Z ou φ, λ, h du déplacement du point mesuré dans le référentiel global ITRF08 [Altamimi et al., 2011]. Pour chacune des stations, les coordonnées géocentriques sont ensuite transférées dans un repère topocentrique (voir 4.2.2), avec comme position de référence la position moyenne de la station au

cours de la période d'observation.

À partir des séries temporelles, on cherche ensuite à estimer la vitesse de déplacement des stations. On utilise pour cela le programme HECTOR [Bos et al., 2008, 2013], permettant l'estimation de tendance linéaire sur des séries temporelles perturbées par un signal annuel ou semi-annuel avec des incertitudes réalistes, basées sur les caractéristiques du bruit. Les stations *ASF0*, *MAGA* et *PDB0* sont éliminées de l'estimation faute de période d'observation suffisamment longue.

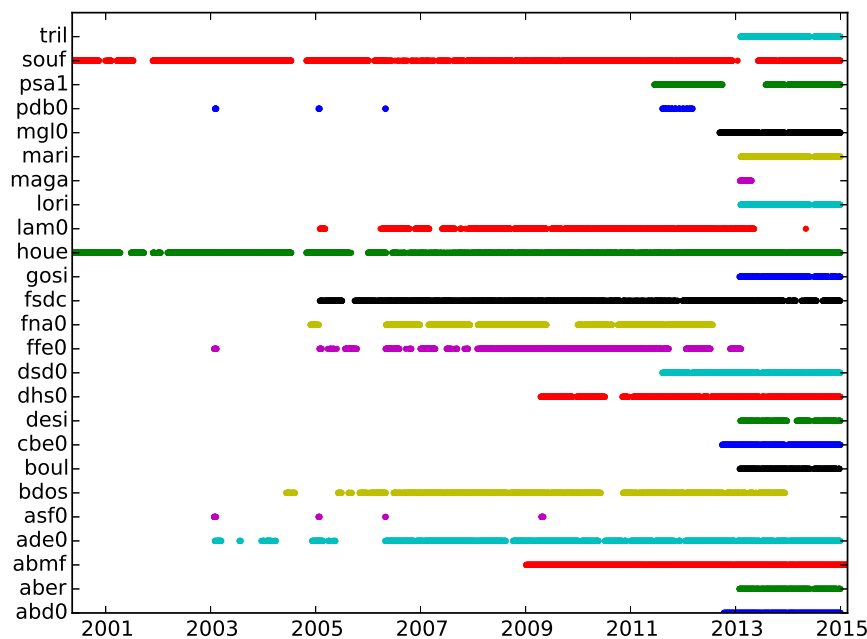


FIG. 1.14 – Observations des différentes stations permanentes et semi-permanentes dans les petites Antilles traitées en PPP par GINS

À l'issue de ce traitement, on dispose des vitesses horizontales et verticales de chacune des stations considérées dans l'ITRF. Il faut alors soustraire le déplacement de la plaque Caraïbe afin d'obtenir le mouvement résiduel des stations. Il faut préalablement déterminer le pôle d'Euler, ou pôle de rotation de la plaque, et ce à partir de stations supposées stables, *i.e.* non affectées par la subduction et uniformément réparties dans le champ lointain, à savoir les stations du réseau UNAVCO / *COCO*net suivant : *BARA*, *CN12*, *CN19*, *CN35*, *CN38*, *CN40*, *CRO1*, *LMMF*, *MANA*, *SAN0*, *SCUB*, *SSIA*. On utilise pour cela l'utilitaire EPC (pour

Euler Pole Calculator) [Goudarzi et al., 2014]. Les vitesses horizontales résiduelles par rapport à la plaque caraïbe, ainsi que les vitesses verticales obtenues sont rapportées tableau 1.3 et représentées pour les stations guadeloupéennes figures 1.15(a) et 1.15(b).

On constate qu’aucun schéma de déformation cohérent sur la composante horizontale ne se dégage. Ceci est sans doute dû aux trop courtes périodes d’observation pour certaines stations (les stations ORPHEON particulièrement), aux changements fréquents d’antennes et à une détermination du pôle de rotation de la plaque caraïbe approximative, en raison d’une répartition trop disparate des stations du champ lointain. À cela s’ajoutent probablement des déformations « parasites » liées par exemple à l’activité volcanique. De plus, nous avons considéré la plaque caraïbe comme un seul bloc rigide, alors qu’elle peut être subdivisée en plusieurs sous-blocs [Symithe et al., 2015].

En revanche, on remarque une subsidence généralisée de l’archipel de l’ordre de 2-3 mm/an, ce qui est significatif et supérieur aux erreurs de référencement. Ce résultat est également cohérent avec ceux obtenus par l’étude des coraux.

1.2.5.2 Modélisation en éléments finis

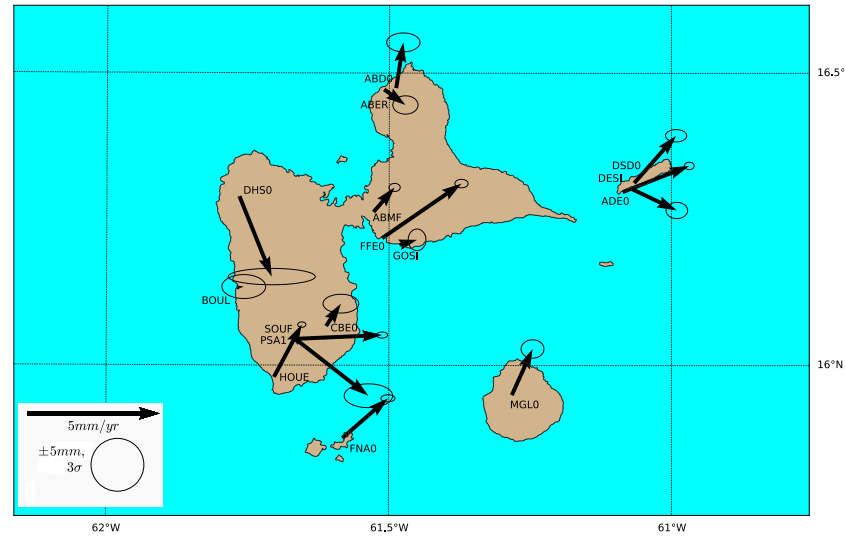
Une étude de la déformation attendue dans la région a été réalisée *via* une modélisation en éléments finis en deux dimensions à partir du logiciel PyLith [Aagaard et al., 2008]. L’objectif est de quantifier la potentielle déformation visible au large des îles, mais également de voir si la subsidence observée par GNSS peut être interprétée comme un indice de blocage. Le modèle se compose de cinq blocs : deux fois deux blocs qui constituent la lithosphère, de même pour l’asthénosphère, et un bloc pour le prisme d’accrétion. On adopte une rhéologie élastique pour la lithosphère et le prisme, et une rhéologie viscoélastique pour l’asthénosphère. On appliquant une vitesse de convergence de 2 cm/an à la plaque atlantique, et en faisant varier le taux de couplage et la zone de blocage à l’interface des plaques plongeantes et chevauchantes, on obtient une estimation de la déformation en surface.

Code	Station	Latitude	Longitude	Agence
ABMF	Aéroport Abymes	16.264819	-61.525583	IGN / IGS
ABD0	Anse Bertrand	16.47430	-61.48795	OVSG / IPGP
ABER	Anse-Bertrand	16.472	-61.5093	ORPHEON / RENAG
ADE0	Aéroport Désirade	16.29685	-61.08650	OVSG / IPGP
ASF0	Aéroport St-François	16.25728	-61.26332	OVSG / IPGP
BOUL	Bouillante	16.1324	-61.77	ORPHEON / RENAG
CBE0	Capesterre Belle Eau	16.06696	-61.61107	OVSG / IPGP
DESI	la Désirade	16.3038	-61.0736	ORPHEON / RENAG
DHS0	Deshaies, Morne Mazeau	16.27268	-61.76509	OVSG / IPGP
DSD0	Désirade	16.31277	-61.06605	OVSG / IPGP
FFE0	Fort Fleur-d'Épée	16.21748	-61.51237	OVSG / IPGP
FNA0	Fort Napoléon	15.87500	-61.58250	OVSG / IPGP
FNG0	Fonds Bernard	16.05839	-61.69033	OVSG / IPGP
FSDC	Fonds Saint Denis	14.738056	-61.13306	OVSM / IPGP
GOSI	Le Gosier	16.2063	-61.4814	ORPHEON / RENAG
HOUE	Houëlmont	15.97963	-61.70304	OVSG / IPGP
LAM0	montagne Pelée	14.809756	-61.166955	OVSM / IPGP
LORI	le Lorrain	14.8246	-61.0519	ORPHEON / RENAG
MAGA	Marie Galante	15.8899	-61.3061	ORPHEON / RENAG
MARI	Le Marin	14.4715	-60.8575	ORPHEON / RENAG
MGL0	Marie Galante	15.94938	-61.28218	OVSG / IPGP
PDB0	Pointe Doublée	16.335	-61.00425	OVSG / IPGP
PSA1	Piton Saussure	16.04461	-61.66510	OVSG / IPGP
SOUF	Piton Sanner	16.04497	-61.66272	OVSG / IPGP
TRIL	Les Trois Ilets	14.5395	-61.0334	ORPHEON / RENAG

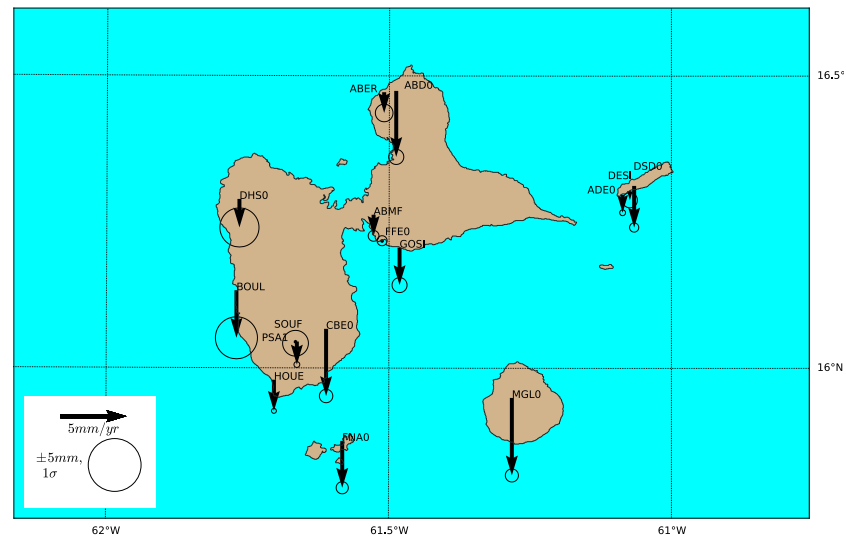
TAB. 1.2 – Stations GNSS permanentes des petites Antilles considérées

(mm/an)	V. Est	σ V. Est	V. Nord	σ V. Nord	V. Vert.	σ V. Vert.
ABD0	1.73	1.05	0.27	0.60	-5.00	1.43
ABER	-0.59	0.80	0.80	0.58	-1.57	1.67
ABMF	0.93	0.35	0.80	0.25	-1.60	1.02
ADE0	0.99	0.31	2.52	0.23	-1.35	0.55
BDOS	3.65	0.72	1.24	0.35	-2.34	0.87
BOUL	0.03	1.38	0.28	0.76	-3.60	3.98
CBE0	0.85	1.13	0.56	0.59	-5.09	1.27
DESI	-0.85	0.68	1.78	0.51	-0.71	1.43
DHS0	-3.05	2.75	1.22	0.52	-2.16	3.70
DSD0	1.79	0.67	1.59	0.39	-3.15	0.87
FFE0	2.07	0.42	3.01	0.27	0.02	0.95
FNA0	1.51	0.44	1.73	0.23	-3.55	1.15
FSDC	1.27	0.34	1.58	0.13	-4.32	0.69
GOSI	0.19	0.56	0.66	0.68	-2.84	1.42
HOUE	1.98	0.25	1.05	0.17	-2.36	0.46
LAM0	0.57	0.46	1.93	0.22	-3.12	0.84
LORI	2.21	0.56	0.42	0.81	-0.99	1.33
MARI	0.79	0.88	0.62	0.60	-3.16	1.66
MGL0	1.75	0.72	0.78	0.58	-5.87	1.24
PSA1	-2.15	1.53	2.76	0.75	-0.11	2.44
SOUF	0.14	0.35	3.22	0.19	-1.74	0.55
TRIL	0.54	0.77	0.28	0.64	-4.86	1.58

TAB. 1.3 – Vitesses résiduelles suivant les composantes est, nord et verticale



(a) Vitesses horizontales résiduelles par rapport à la plaque caraïbe stable



(b) Vitesses verticales

FIG. 1.15 – Vitesses estimées des stations permanentes de la Guadeloupe

Rappel sur les notions de lithosphère et d'asthénosphère La lithosphère (étymologiquement la « sphère de pierre ») désigne la couche superficielle de la Terre ; elle est de nature rigide, et s'oppose ainsi à l'asthénosphère, plus profonde et ductile du fait des conditions de température et de pression.

La frontière entre lithosphère et asthénosphère peut s'établir suivant des critères tectoniques, sismiques ou thermiques, et est fonction des propriétés de la zone étudiée [Boillot et al., 2008]. Cependant, une profondeur moyenne de 60 km en zone océanique et de 100 à 150 km en zone continentale peut être retenue si l'on considère le changement de vitesse des ondes sismiques [Dubois et al., 2011].

La différence entre lithosphère et asthénosphère se base donc sur des propriétés physiques. La frontière entre les deux structures est appelée *Lithosphere-Asthenosphere boundary* ou *LAB*.

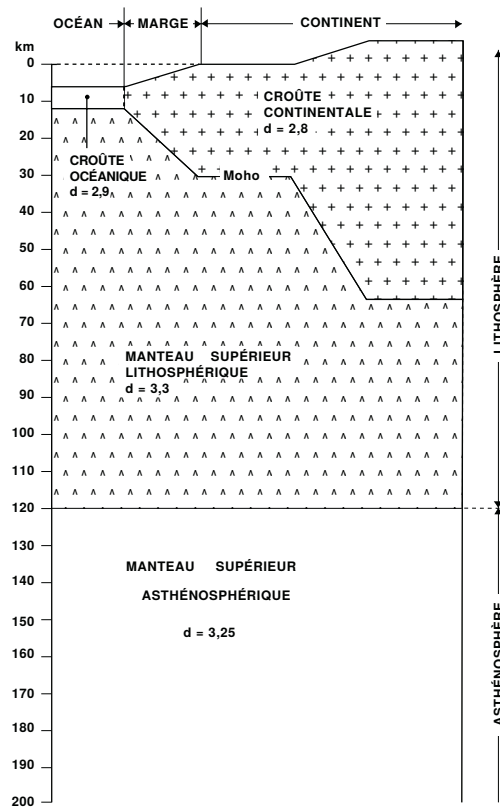


FIG. 1.16 – Présentation des couches superficielles de la Terre introduisant la dichotomie lithosphère / asthénosphère [Boillot et al., 2008]

Géométrie Une géométrie de la subduction a été préalablement définie : un profil a été sélectionné perpendiculairement à la fosse dans le prolongement de l'archipel guadeloupéen (illustré figure 1.17) par extraction de la bathymétrie de la grille GMRT [Ryan et al., 2009]. Le pendage du slab à cet endroit été déterminé selon une méthodologie similaire à celle de Baillard et al. [2015] à partir du pointé des séismes référencés dans le catalogue CDSA [Bengoubou-Valerius et al., 2008]. Les épaisseurs de la lithosphère de la plaque plongeante et chevauchante, extraites du modèle de Hamza & Vieira [2012], sont fixées respectivement à 105 km et 122 km d'épaisseur. La taille du prisme est évaluée au niveau du profil à partir de Westbrook et al. [1988] à 138 km.

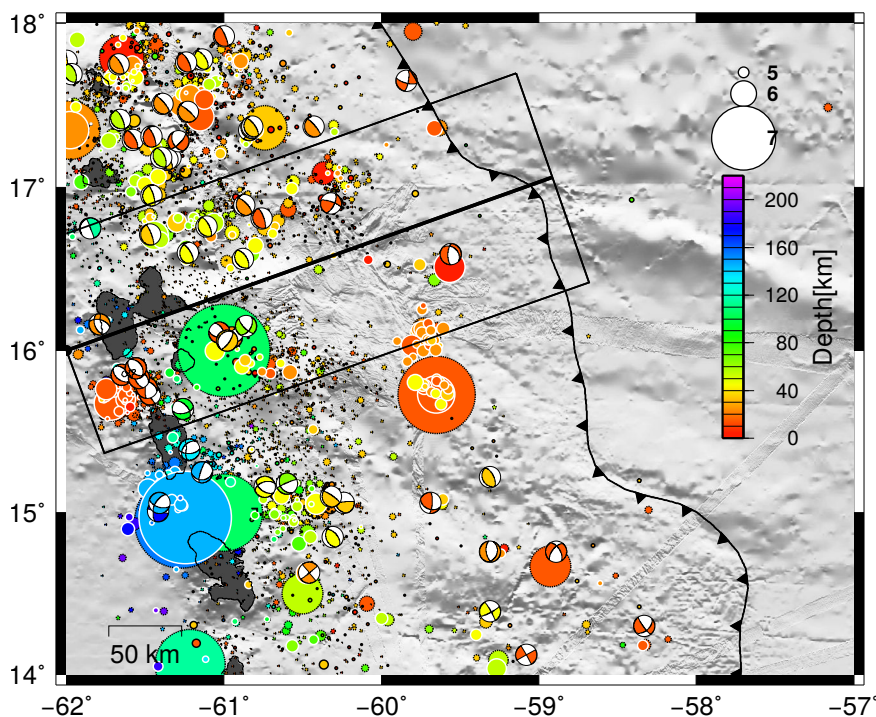


FIG. 1.17 – Profil sélectionné pour la modélisation de la déformation en éléments finis. Le rectangle représente la zone de sélection des séismes permettant de définir le plan de subduction.

Rhéologie La rhéologie de la lithosphère est paramétrée à partir de sa densité et des vitesses des ondes P et S dans celle-ci. On définit $\rho_L = 3300 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ [Westbrook, 1975], $v_{p,L} = 8000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [Evain, 2011], et $v_{s,L} = 4000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [Dziewonski

& Anderson, 1981]. Pour l'asthénosphère, à comportement viscoélastique, en sus des paramètres de densité et de vitesse des ondes sismiques $\rho_A = 3360 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$ [Westbrook, 1975], $v_{p,A} = 8300 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et $v_{s,A} = 4500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ [Dziewonski & Anderson, 1981], on définit un paramètre de viscosité à $\mu_A = 3 \times 10^{18} \text{ Pa}\cdot\text{s}^{-1}$ [Trubienko et al., 2013]. Les paramètres élastiques du prisme sont estimés à $\rho_P = 2000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$, $v_{p,P} = 3000 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et $v_{s,P} = 1500 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. L'approximation des paramètres $v_{p,P}$ et ρ_P a été faite en supposant que ces sédiments soient de type semi-consolidé et consolidé à partir des travaux de Westbrook [1975]; Kopp et al. [2011]. Le paramètre $v_{s,P}$ a été fixé à une valeur moyenne propre aux sédiments océaniques [Shillington et al., 2008].

Zone de couplage La zone et le taux de blocage étant inconnu, on fait varier ces deux paramètres afin d'en déduire la déformation potentielle en surface. On utilise une profondeur minimum de -6 km (i.e. dès le début de la subduction) pour un maximum de -40 km , ainsi qu'une longueur minimale de blocage de 5 km et un pas de 20 km (choix arbitraire).

Sont représentés sur les figures 1.18 à 1.21 les résultats de la modélisation en fonction de la position et la taille de la zone de blocage pour un couplage de 100%.

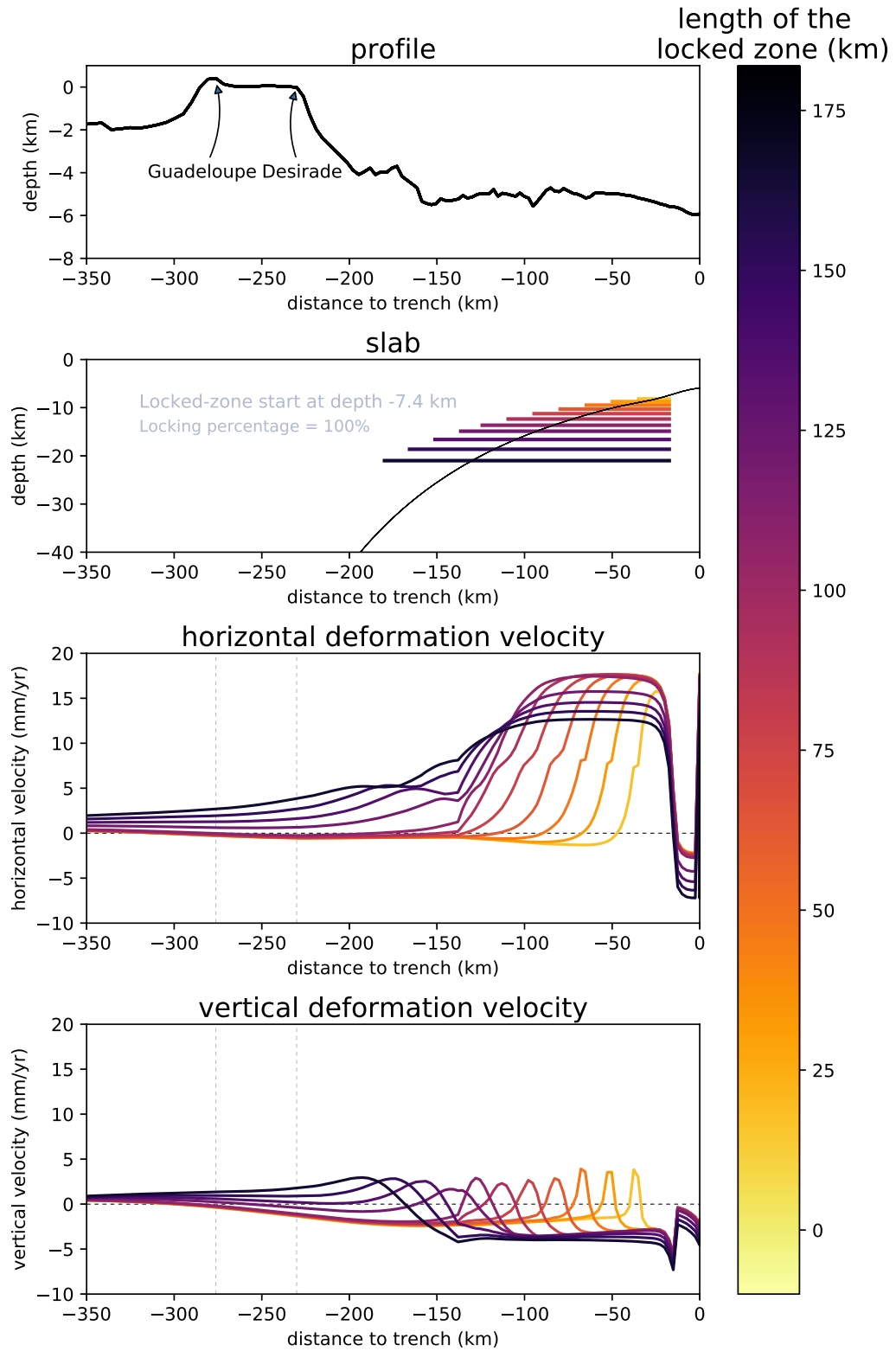


FIG. 1.18 – Déformations horizontales et verticales possibles le long d'un profil perpendiculaire à la fosse de subduction, pour différentes zones bloquées débutant à une profondeur de 7.4 km

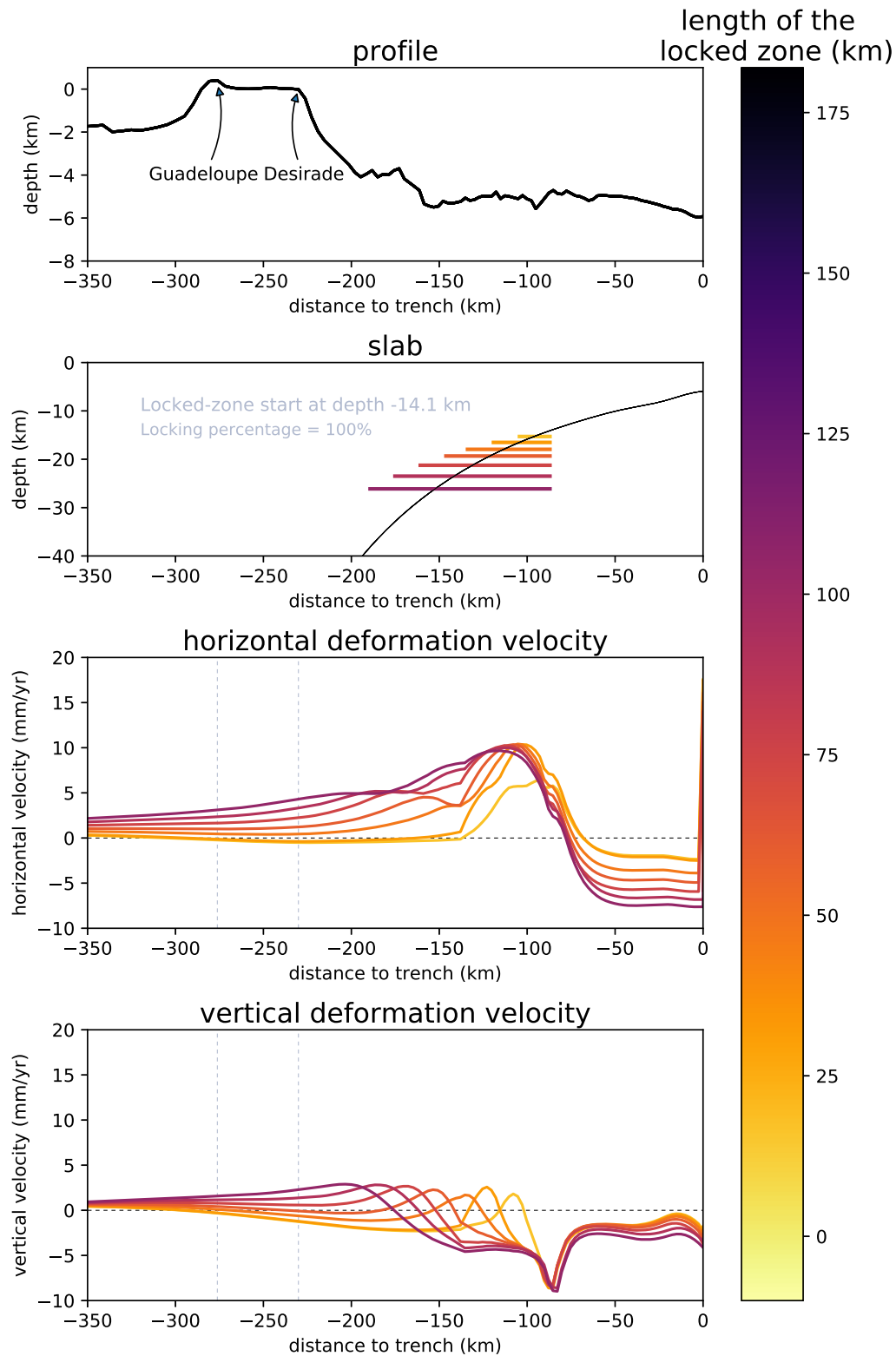


FIG. 1.19 – Déformations horizontales et verticales possibles le long d'un profil perpendiculaire à la fosse de subduction, pour différentes zones bloquées débutant à une profondeur de 14.1 km

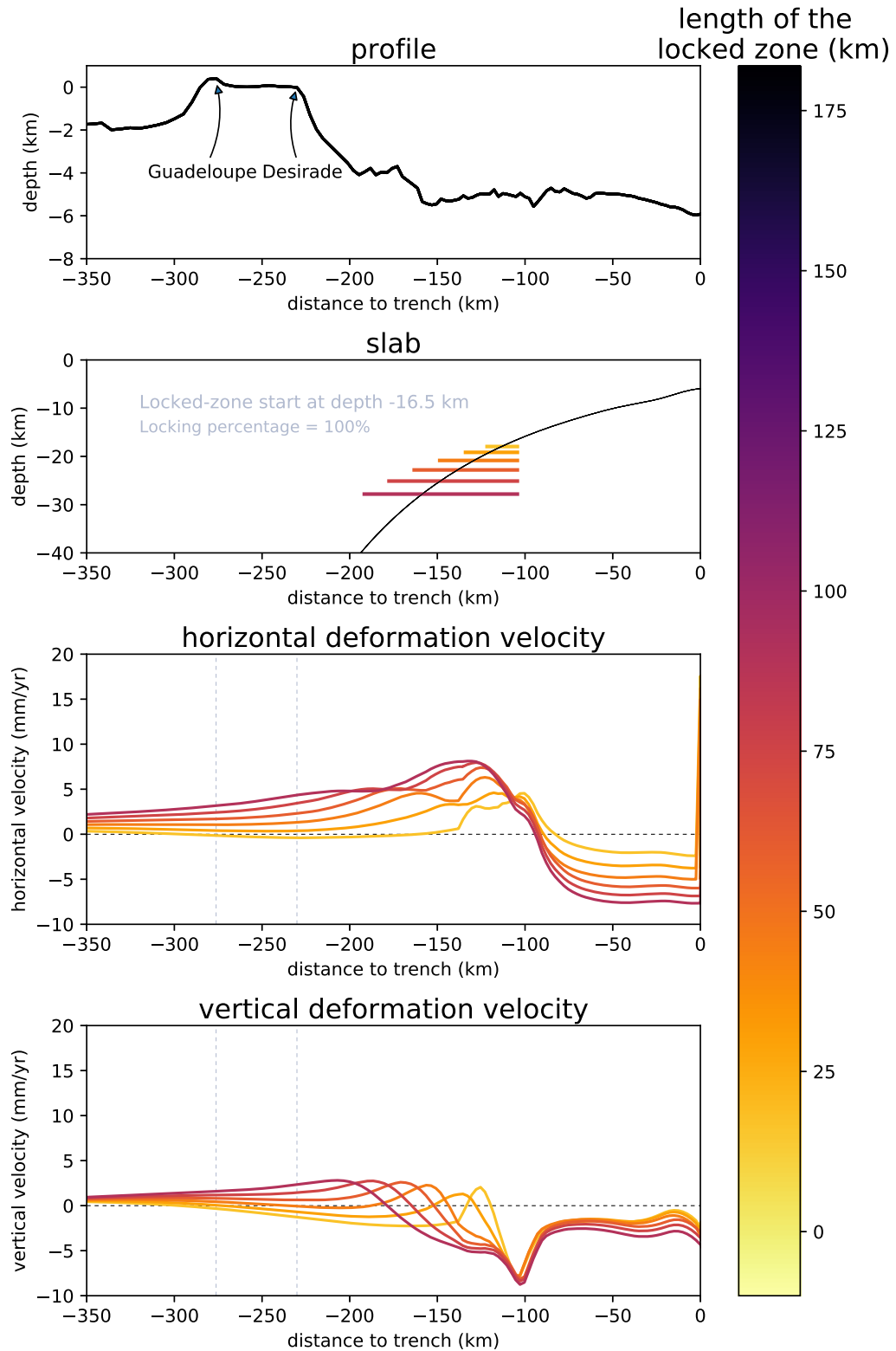


FIG. 1.20 – Déformations horizontales et verticales possibles le long d'un profil perpendiculaire à la fosse de subduction, pour différentes zones bloquées débutant à une profondeur de 16.5 km

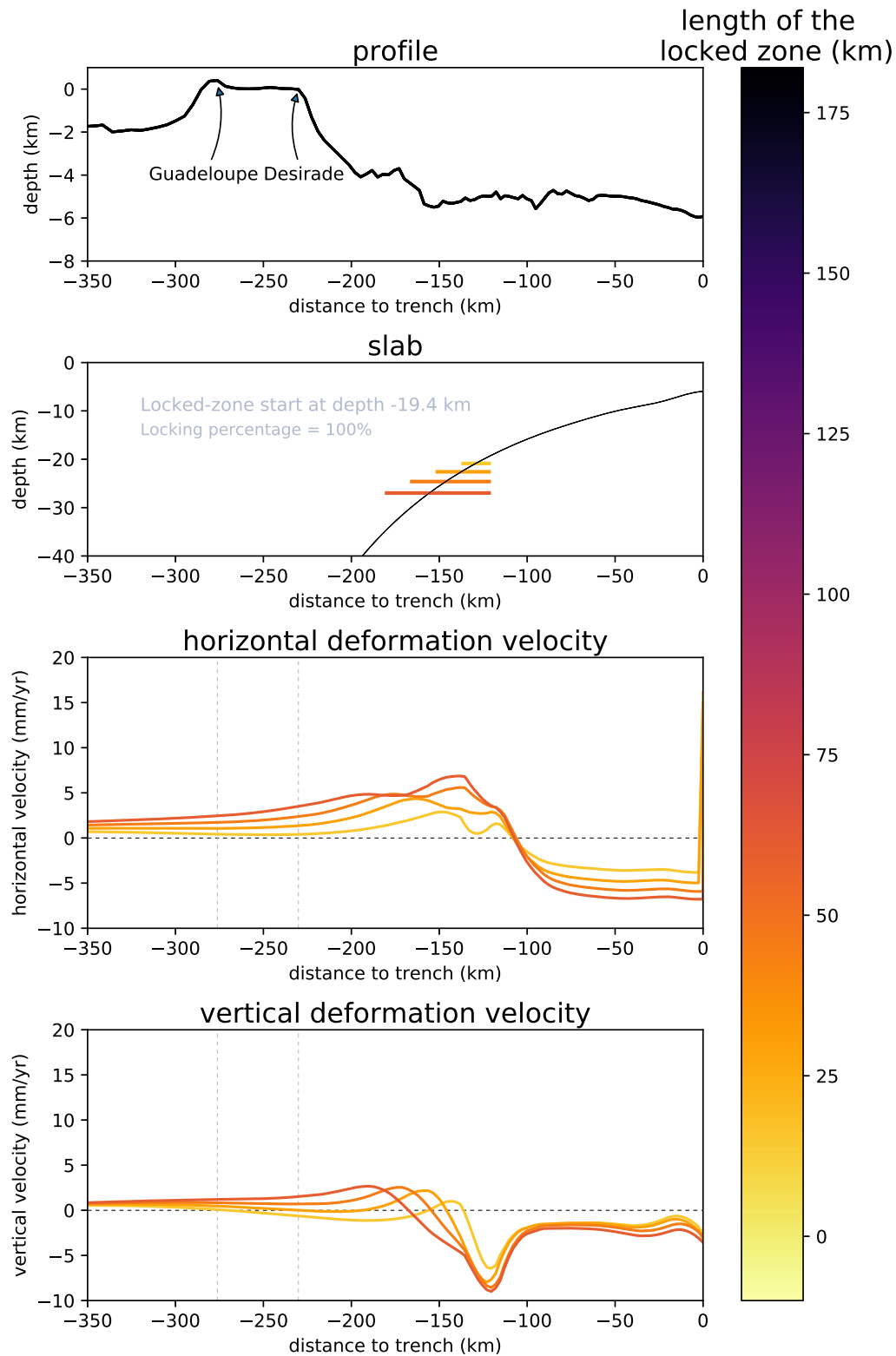


FIG. 1.21 – Déformations horizontales et verticales possibles le long d'un profil perpendiculaire à la fosse de subduction, pour différentes zones bloquées débutant à une profondeur de 19.4 km

Ces profils permettent de mieux envisager la déformation probable dans la zone. On constate que les scénarios avec une grande zone de blocage peuvent être légitimement exclus en accord avec Symithe et al. [2015], une influence de la subduction est dans ce cas théoriquement observable directement sur les îles, ce qui n'est pas le cas dans la réalité. En revanche, une faible extension de la zone de blocage à proximité de la surface et jusqu'à une vingtaine de kilomètres de profondeur reste envisageable, car elle ne produit aucune déformation sur l'arc, mais induit cependant un effet de subsidence visible sur les îles, observé par ailleurs par GNSS, comme vu en section 1.2.5.1. Cette hypothèse serait d'autant plus favorable à la génération d'un tsunami en cas de rupture, car cette dernière s'opérerait alors à proximité de la surface.

1.2.6 De la nécessité de nouvelles observations

Comme nous venons de le voir, la connaissance de la configuration sismogène de la subduction antillaise, et donc l'évaluation du risque de potentiel mégaséisme et de tsunami est lacunaire. Bien que celle-ci fût longtemps considérée comme peu couplée, les événements majeurs et dramatiques des dernières années dans d'autres régions du Globe ont remis en question nos connaissances sur le fonctionnement d'une convergence, sur la théorie de cycle sismique et sur les possibilités de propagation de ruptures au sommet du prisme. Les récentes études et les dernières estimations de magnitude du seul exemple historique de 1843 vont dans le sens d'un mégaséisme à l'interface. En revanche, les récits ne font état d'aucun tsunami d'envergure, ce qui accrédite la thèse d'une non-rupture jusqu'à la fosse [Feuillet et al., 2011b]. Cependant, il n'est pas exclu que cet événement ne soit qu'une composante d'un supercycle, et qu'une rupture intégrale de l'interface de subduction ne se produise un jour. Les observations géodésiques sont usuellement d'une grande aide pour estimer l'emplacement des segments potentiellement bloqués. En l'occurrence, les stations GNSS ne mettent pas en évidence de gradient de déformation significatif sur la composante horizontale, et sont donc compatibles avec un faible couplage. Cependant, elles ne permettent paradoxalement pas d'exclure l'hypothèse d'un mégathrust, car se situant trop loin de la fosse. La possibilité d'un séisme tsunamigénique est d'autant plus forte que la possibilité d'un fort couplage

à faible profondeur à proximité de la fosse reste totalement valide. Cette hypothèse est corroborée par nos observations sur la composante verticale qui indiquent une subsidence pouvant provenir d'un couplage. Il est donc nécessaire pour avoir une vision d'ensemble du comportement de la subduction de se rapprocher de cette dernière et de réaliser des observations au large, en environnement sous-marin.

1.3 Aléas associés aux failles en décrochement

1.3.1 Comportement mécanique

Même si ce sont les zones de subduction qui sont susceptibles de provoquer les séismes les plus puissants, une autre configuration tectonique est également capable de produire des événements dévastateurs : il s'agit des failles décrochantes. Ce comportement géologique général correspond au coulisement relatif de deux blocs dans des directions opposées le long d'une faille verticale à fort pendage (voir figure 1.22), qui peut être intraplaque ou interplaque. Nous nous intéresserons ici qu'aux failles situées à la frontière entre deux plaques tectoniques.

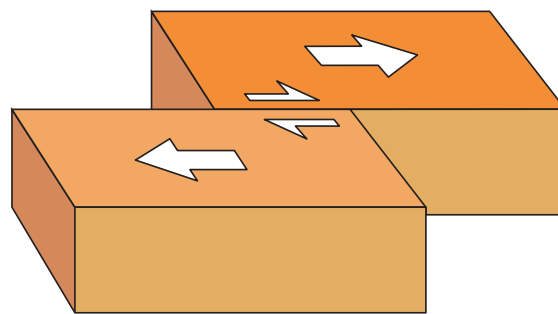


FIG. 1.22 – Comportement en décrochement (*strike-slip*) (d'après [Frisch et al., 2011])

Les deux blocs se déplacent à une vitesse nominale (la vitesse relative entre le plaque). Cependant, tandis qu'en profondeur, du fait des conditions de température et de pression, la déformation est plastique et donc en première approximation continue, les couches superficielles, de nature rigide et cassante, se rompent de fa-

çon brusque et irrégulière. À l'instar des zones de subduction, les séismes associés aux failles décrochantes connaissent également un comportement en cycle sismique, qui, suivant les configurations peut être régulier avec une faible vitesse et grande récurrence, régulier avec grande vitesse et faible récurrence, régulier avec des épisodes sismiques, ou encore « chaotique » [Philip et al., 2007]. Ici aussi, le concept de cycle sismique simple est donc à considérer avec précaution.

La déformation induite par une faille décrochante suit le modèle simple dit du *rebond élastique* [Reid & Lawson, 1910], théorisée après le séisme de San Francisco en 1906. Si l'on considère une faille comme bloquée durant la période intersismique, le mouvement relatif des deux plaques à proximité immédiate de celle-ci est nul. Inversement, deux points de part et d'autre de la faille et suffisamment distants de celle-ci (dans le *champ lointain*), se déplacent à la vitesse relative entre la plaque. La faille accumule donc de la contrainte qui sera relâchée brutalement lorsqu'un seuil de rupture sera atteint (comme illustré sur la figure 1.23).

Le terme de « rebond » exprime la propension de la faille à « rattraper » le déficit de mouvement accumulé durant la phase intersismique.

Cependant la faille peut également être en configuration asismique (en anglais *cree-ping*), c'est-à-dire qu'elle n'est pas bloquée, et accommode tout ou une partie du mouvement relatif des plaques. Elle accumule ainsi moins de contraintes que dans un cas totalement couplé ; le risque d'un séisme est alors réduit, quoique toujours existant [Savage & Lisowski, 1993].

Les observations sismologiques et géologiques lors d'un séisme ainsi que les observations géodésiques dans le champ lointain permettent d'estimer la vitesse nominale de déplacement de la faille. En phase intersismique, les observations géodésiques réalisées à proximité de la frontière de plaque de part et d'autre de la faille qu'elles soient terrestres (nivellement ou triangulation) ou spatiales (GNSS ou InSAR) [Lienkaemper et al., 2014], permettent de révéler le comportement bloqué ou asismique d'une faille, et ce en comparant les vitesses de déformation du champ proche et du champ lointain [Vigny, 2005]. De plus, si l'on fait l'hypothèse d'une faille totalement bloquée, on peut déterminer en première approximation la

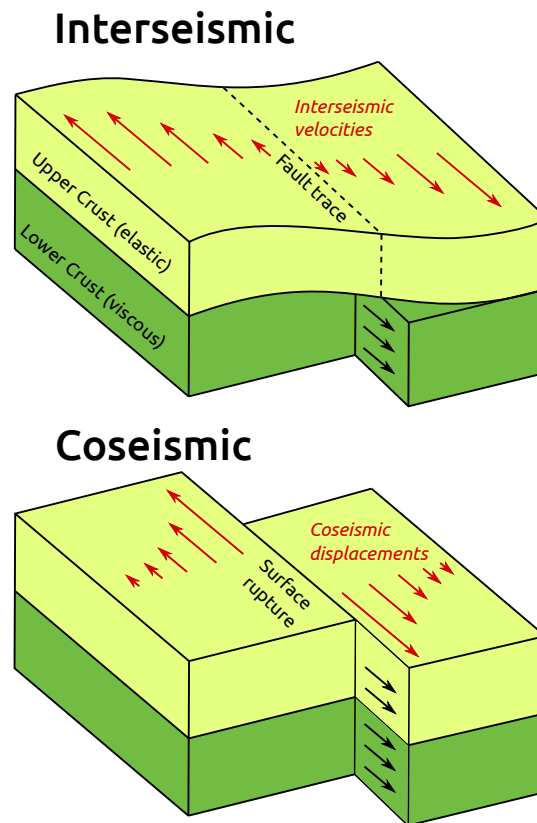


FIG. 1.23 – Théorie du rebond élastique : les contraintes de déformations sont accumulées dans les couches supérieures durant la phase intersismique, puis relâchées brutalement lors du séisme

profondeur de blocage à partir du gradient de vitesse de déformation suivant un profil perpendiculaire à la faille selon le modèle de Savage & Burford [1973] :

$$v(x) = \frac{b}{\pi} \arctan \frac{x}{D} \quad (1.2)$$

Où :

- D est la profondeur de blocage
- b est la vitesse en champ lointain
- x est la distance perpendiculairement à la faille

Le résultat pour plusieurs profondeurs de blocage est présenté figure 1.24. On constate que plus D est profond, plus la zone où une déformation est visible est grande.

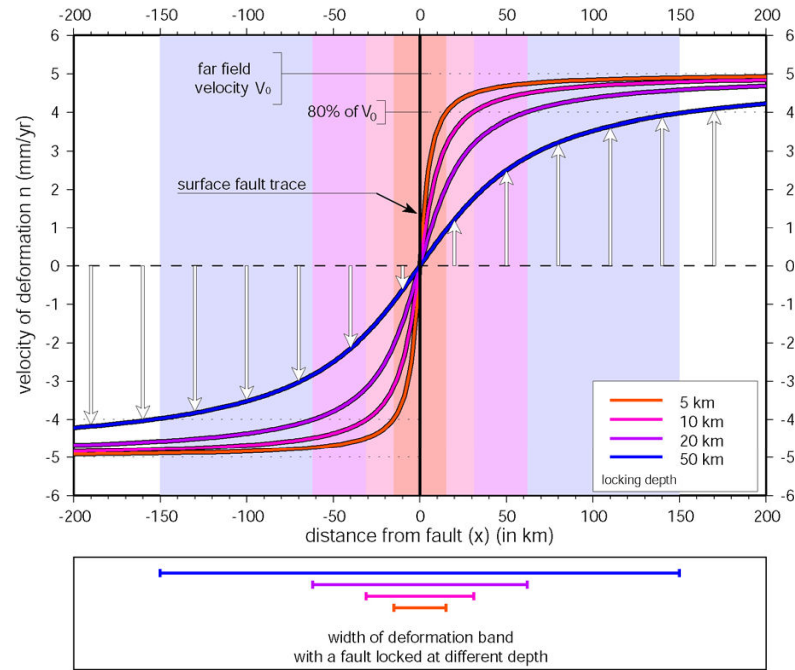


FIG. 1.24 – Différents gradients de déformation pour différentes profondeurs de blocage de faille suivant le modèle de Savage & Burford [1973] (tiré de Vigny [2005])

1.3.2 Cas de la faille nord-anatolienne

Les failles décrochantes les plus surveillées au monde, car présentant un risque sociétal considérable sont vraisemblablement la faille de San Andreas en Californie, et la faille nord-anatolienne en Turquie. Concernant cette dernière, il s'agit d'une importante faille décrochante d'environ 1200 km de long qui parcourt le Nord de la péninsule turque (figure 1.25). Elle constitue la frontière entre les plaques eurasiennne et anatolienne. La vitesse de déplacement relatif des deux plaques est estimée à 20-27 mm/an [Hergert & Heidbach, 2010]. Son comportement est remarquable dans la mesure où celle-ci a rompu régulièrement d'est en ouest au cours du siècle sur la quasi-totalité de son tracé (figure 1.26) provoquant des séismes souvent meurtriers [Armijo et al., 2000].

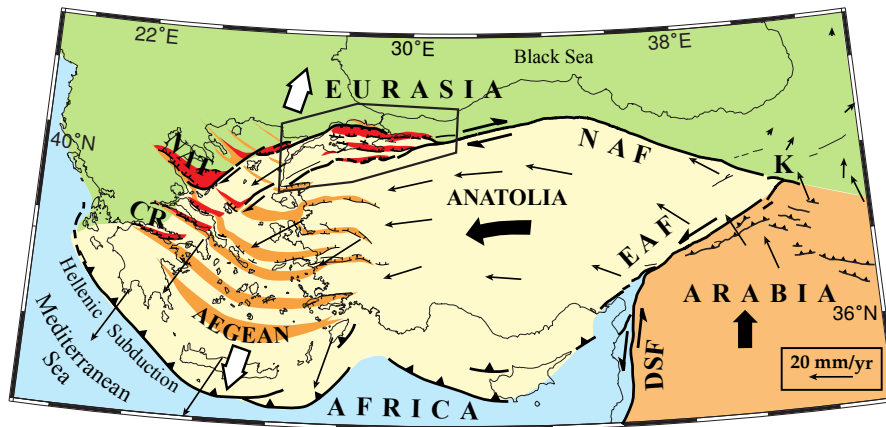


FIG. 1.25 – Mouvements relatifs des plaques arabique et anatolienne par rapport à l'Eurasie stable. la NAF représente la faille nord anatolienne (d'après Armijo et al. [2000])

On considère comme le premier séisme de ce cycle celui de Erzincan en 1939 en Turquie de l'Est [Stein et al., 1997], la rupture s'est propagée régulièrement vers l'Ouest, le dernier événement majeur étant le séisme d'İzmit en 1999 à environ 100 km d'İstanbul [Barka, 2002]. Le dernier segment n'ayant pas rompu est celui de la mer de Marmara, le segment İstanbul-Silivri (ISS) [Şengör et al., 2005]. À l'ouest de la mer de Marmara, le séisme référencé le plus récent est celui de Ganos en 1912 en Thrace occidentale (Turquie européenne). La portion de la faille nord anatolienne traversant la mer de Marmara n'a connu aucun événement sismique significatif depuis au moins 1766, voire 989 [Ambraseys, 2002].

La question de la rupture possible de ce segment est au centre des recherches actuelles, principalement en raison du risque considérable associé à la proximité immédiate de la mégapole d'İstanbul où résident près de 15 millions d'habitants. La probabilité d'un séisme est jugée significatif par Murru et al. [2016]; Aochi & Ulrich [2015]; Parsons [2004], et Schmittbuhl et al. [2016] interprètent la faible sismicité comme un comportement bloqué.

Bohnhoff et al. [2016] estiment qu'un séisme dans cette zone ne dépasserait pas la magnitude de 7.5, mais les modèles géomécaniques prédisent généralement une forte accumulation de contrainte le long de l'ISS, suffisante pour produire

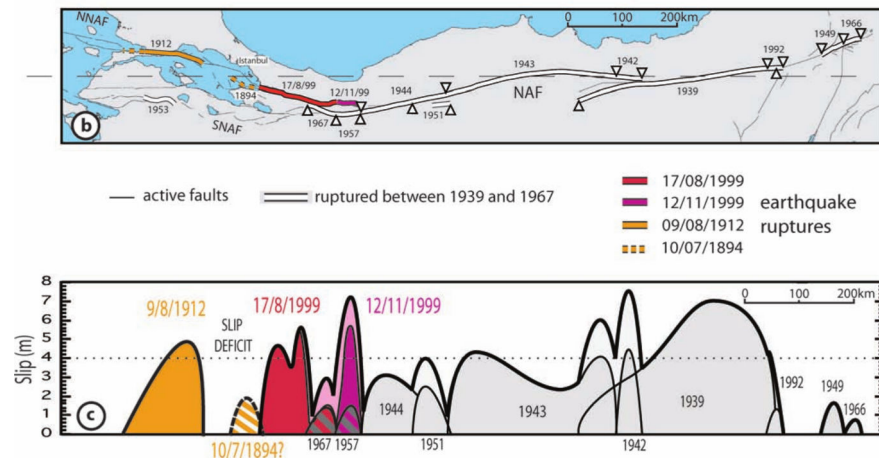


FIG. 1.26 – Historique de la sismicité le long de la Faille nord anatolienne, avec représentation du déplacement associé à chaque événement. Remarquez l’absence de séisme récent en mer de Marmara. (d’après Pondard et al. [2007])

un événement de magnitude supérieure à 7. Hergert & Heidbach [2010]; Pondard et al. [2007]; Armijo et al. [2005]; Le Pichon [2003]. En revanche, Ergintav et al. [2014] suggèrent au contraire à partir des données GNSS des stations permanentes distribuées de manière disparate à terre que l’ISS est en situation de creep asismique, et que l’accumulation de contrainte est inférieure à 2 mm/an. Mais à l’image du cas des Antilles, la répartition spatiale des données GNSS à terre ne permet pas de répondre à la question du blocage : il faut se rapprocher de la faille.

La question du comportement bloqué ou asismique de segment İstanbul-Silivri de la faille nord anatolienne ainsi que du risque sismique associé reste donc ouverte. Outre le fait que nous manquons de recul historique concernant ce segment, les données sismiques, relevant une faible activité, ne permettent pas de discriminer les deux possibilités. L’apport d’observations géodésiques se justifie donc totalement pour aider à la détermination de la déformation induite par la faille à cet endroit. Cependant, l’acquisition de mesures *in situ* est rendue difficile par le fait que la faille court sous la mer de Marmara. Les techniques classiques de surveillance topographique ne suffisent plus, et le développement de nouvelles méthodes de géodésie de fond de mer s’avère ainsi nécessaire.

Chapitre 2

Instrumentation géodésique en mer

À terre, il est désormais relativement facile et peu coûteux d'observer les déformations de la surface terrestre, que ce soit en utilisant les techniques de topographie classique (mesure d'angles et de distance) ou de géodésie spatiale (GNSS, InSAR...) (figure 2.1) et ce avec une exactitude millimétrique, voire submillimétrique.

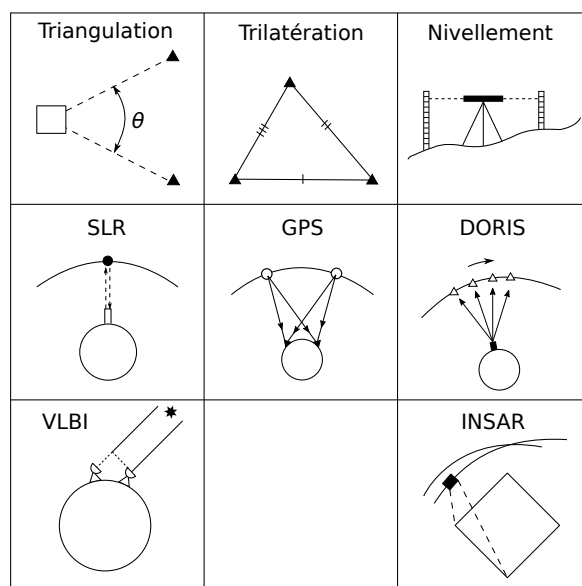


FIG. 2.1 – Éventail des techniques de géodésie utilisées à terre (d'après Feigl [2002])

En environnement sous-marin, ces techniques sont inexploitable. En effet, les ondes électromagnétiques, qu'elles soient émises depuis les satellites de navigation, ou depuis un instrument de mesure au sol (distancemètre, tachéomètre) s'atténuent extrêmement rapidement dans le milieu aquatique en raison de son caractère dissipatif, et de fait ne s'y propagent pas (et ont au contraire tendance à se réfléchir à la surface d'eau). Il est alors nécessaire de développer des technologies alternatives. À ceci s'ajoute l'hostilité de l'océan, les matériels devant être conçus spécifiquement pour résister aux conditions extrêmes de pression et de corrosion.

Une solution physique alternative existe pour propager une information dans l'océan. Il faut avoir recours à un autre type de signal : une onde acoustique, correspondant à une vibration mécanique dans le milieu. Un type d'onde qui, contrairement aux ondes électromagnétiques, se propage très efficacement dans l'eau, et permet donc de remplacer ces dernières.

On peut distinguer les techniques de géodésie marine suivant trois critères [Bürgmann & Chadwell, 2014] :

- la nature de l'observable qui se subsistara aux ondes électromagnétiques : principalement les ondes acoustiques, mais également la mesure de pression.
- la fréquence de répétition des mesures, de laquelle découle une philosophie de travail par campagne ou d'enregistrement des données continu automatisé
- le référentiel associé aux observations : relatif (interne au chantier) ou absolu (global).

Nous présentons dans un premier temps les techniques permettant de résoudre partiellement le problème d'observations de déformation sous l'eau, à savoir les mesures de distance et de hauteur, puis nous détaillons dans un second temps la méthodologie GNSS/A, qui s'avère être la plus complète en général et la plus appropriée pour le contexte antillais, en présentant les programmes menés par les différentes équipes travaillant sur cette technologie.

2.1 Approche simple : mesure de hauteur et de distance

Les mesures de variations suivant la composante verticale se font par capteurs de pression installés de manière pérenne sur le fond, enregistrant de manière continue la charge de la colonne d'eau [Fox, 1993]. Les données, une fois décorréélées des signaux tidaux et atmosphériques mesurés de manière indépendante (par marégraphe, bouée GNSS ou satellite altimétrique par exemple) et corrigées des signaux océaniques et de dérive, ne contiennent plus que le signal tectonique. Ces instruments permettent de mesurer les déformations intersismiques afin d'en déduire le taux de couplage [Ballu et al., 2013], ou alors les événements brusques (séismes ou *slow slip events*) [Wallace et al., 2016]. Les instruments doivent cependant être calibrés précisément préalablement à leur déploiement, et sont sujets à une dérive instrumentale, qui est un vrai handicap pour la quantification de déformations lentes.

Une autre approche pour mesurer la déformation est celle de l'*acoustic ranging*, que nous traduirons par *distancemétrie acoustique*. Elle consiste à observer l'évolution de la distance entre deux points ou plus, matérialisés par des balises, cette distance étant obtenue par conversion du temps de propagation d'une onde acoustique émise par un transpondeur, et réceptionnée par les autres. Cependant, cette technique ne peut être utilisée que si les points sont susceptibles de s'approcher ou s'éloigner les uns des autres et s'ils sont tous situés dans un périmètre relativement restreint (*i.e.* à portée des instruments). Ainsi, les mesures sont dites *relatives* : elles n'ont de valeur que dans le référentiel de la zone de travail. En pratique, les instruments sont donc déployés de part et d'autre d'une faille [Chadwick et al., 1999; Osada et al., 2008, 2012]. Il faut néanmoins remarquer qu'un réseau de ce type a récemment été installé au large du Chili en contexte de subduction [Kopp et al., 2016], mais qu'un grand nombre d'instruments est nécessaire pour mesurer efficacement l'accumulation de contrainte, les balises étant alors installées perpendiculairement à la fosse de subduction afin d'estimer la déformation de proche en proche le long du profil.

2.2 Approche absolue : le système GNSS/A

Le chapitre précédent pose une problématique simple : comment localiser avec une exactitude optimale un point sous l’océan ?

Ne pouvant utiliser les techniques classiques de positionnement par satellite, on voit alors se dessiner le concept de la technique dite GNSS/A (A pour Acoustique). De manière très simplifiée, à partir d’une plate-forme de surface localisée de manière absolue par GNSS (bateau, bouée ou autre), on communique avec une balise posée au fond de l’océan, et on lui propage la position de la plate-forme par onde acoustique.

Historiquement, le principe du GNSS/A a été théorisé au début des années 80 par Fred Spiess du *Scripps Institution of Oceanography* (SIO), et son équipe fût la pionnière dans le domaine. Les scientifiques japonais, conscients de la nécessité de cette technologie pour compléter les observations GNSS à terre du réseau GEONET, ont commencé à développer des systèmes de positionnement géodésiques sous-marins à la fin des années 90. Aujourd’hui 3 équipes coordonnent leurs efforts, mais exploitent des réseaux différents : il s’agit de l’Université de Nagoya, l’Université du Tōhoku, et de l’Université de Tokyo associée au Service hydrographique des Garde-côtes japonais (*Hydrographic and Oceanographic Department – Japan Coast Guards*, JHOD-JCG). Des équipes à Taïwan travaillent également à la mise en place d’équipements de type GNSS/A au large de l’île de Formose.

Basiquement, le protocole d’observation peut se scinder en deux segments :

- Le segment « surface » : Il s’agit de positionner la tête acoustique (ou hydrophone) dans un référentiel absolu, au moyen des récepteurs GNSS embarqués à bord de la plate-forme
- Le segment « aquatique » : Il s’agit de déterminer la distance entre la tête acoustique et les balises (ou transpondeurs), par mesure du temps d’aller-retour du signal entre les deux éléments.

Le schéma 2.2 ci-après résume le concept du GNSS/A.

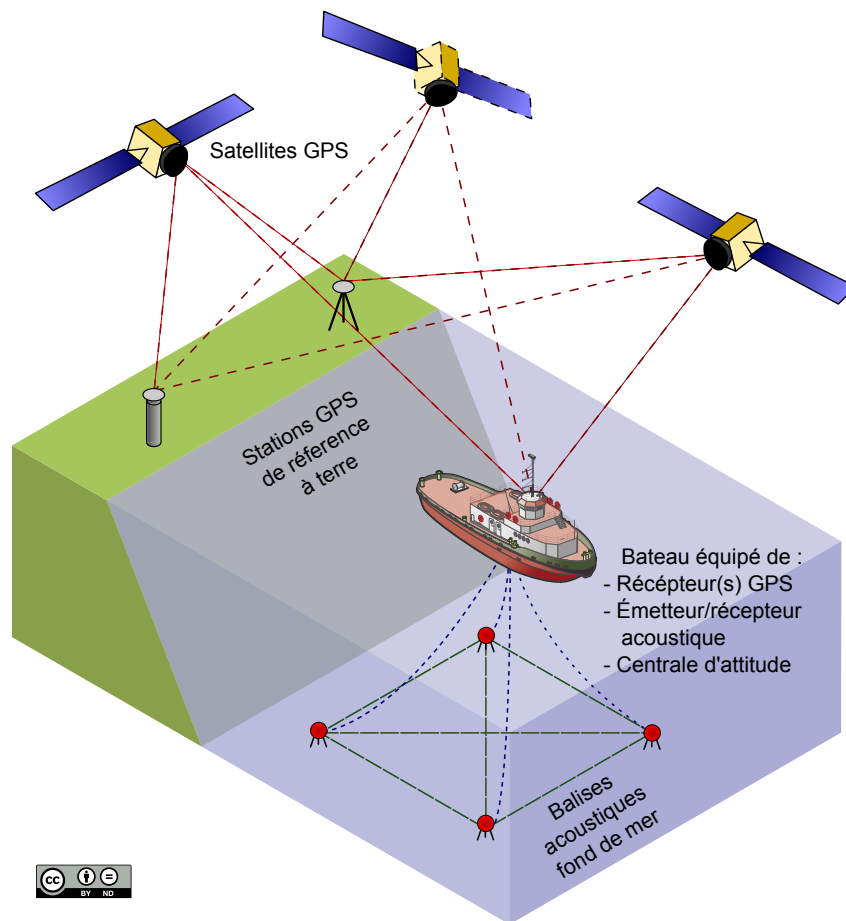


FIG. 2.2 – Illustration de la technique GNSS/A

Les enjeux du positionnement précis sous-marin à vocation géodésique, ainsi que les défis à relever ont été posés dès le début des années 80 par Spiess & Boegeman [1980] qui soulèvent également les trois problèmes majeurs à résoudre : le concept du système à déployer, les caractéristiques techniques des matériels, et la limitation physique due à la variabilité du milieu qu'il faut corriger. Nous détaillons ici comment ont été abordés ces différents aspects au fil des années et par les différentes équipes travaillant sur la question.

2.3 Segment aquatique

2.3.1 Principe général

La partie sous-marine du GNSS/A se fonde donc sur la substitution des ondes électromagnétiques du GNSS par des ondes acoustiques émises depuis la surface. Une autre différence est notable : tandis qu'un GNSS est passif, *i.e.* il n'a besoin que de réceptionner les signaux de la source émettrice, là où les balises fond de mer considérées ici doivent être actives : il est nécessaire de réémettre le signal reçu vers le bateau. Ceci s'explique facilement en faisant le parallèle avec le positionnement par satellite : tandis que le GNSS est basé sur une échelle de temps absolue qui permet de dater les instants d'émission t_e et de réception t_r des signaux indépendamment des appareils, il n'y a dans le cas du GNSS/A que l'horloge de la tête acoustique du navire qui fait foi (et la synchronisation entre cette dernière et les balises fond est pratiquement impossible). Celle-ci doit donc enregistrer le temps aller-retour d'un signal réémis dans la colonne d'eau.

À partir de cette information de temps, on peut en déduire la distance séparant la source du récepteur, à condition de connaître en parallèle le comportement de l'onde acoustique dans l'eau *i.e.* sa vitesse. En effet, la vitesse de propagation d'un son dans l'eau dépend fortement de la nature du milieu. Ce point fait l'objet d'une étude plus approfondie dans le chapitre 4. Quoi qu'il en soit, l'incertitude liée à la méconnaissance des caractéristiques du milieu et donc de la vitesse de propagation est le paramètre crucial du GNSS/A, et la principale difficulté de cette technologie réside dans la mesure et la modélisation des variations spatiales et temporelles de la célérité de l'onde acoustique dans l'eau.

2.3.2 Mesure de la célérité acoustique

Il existe quatre types d'instruments permettant de mesurer « sur le terrain » la vitesse du son dans l'océan, qui peuvent se diviser en deux catégories : les instruments mesurant les paramètres environnementaux dont dépend la célérité, et ceux mesurant directement celle-ci.

Mesure des paramètres environnementaux Les sondes les plus communes sont les celles dites *CTD* (pour *Conductivity Temperature Depth*) où l'instrument immergé collecte régulièrement le long de la colonne d'eau les données de conductivité (afin d'en déduire la salinité), de température, et de pression (et ainsi la profondeur).

En dépit de la qualité de cette technique, le principal inconvénient réside dans la nécessité de laisser le bateau stationnaire au-dessus du même point le temps de la mesure (de l'ordre d'une heure pour 5000m de fond). L'efficacité du navire pour d'autres tâches est ainsi considérablement réduite durant ce temps. Un autre inconvénient est le fait de ne pas avoir une mesure instantanée, la descente de la sonde pouvant durer plusieurs heures. Dans des cas plus simples, l'utilisation de *bathythermographes* (*BT*), sonde mesurant uniquement la température en fonction de la profondeur est beaucoup plus flexible ; les paramètres de pression et de température sont en effet les facteurs prépondérants qui contrôlent la célérité du son. La salinité est fournie à partir de modèles ou de précédentes observations. Les modèles à usage unique sont appelés *XBT* (*X* pour *eXpendable*).

Mesure directe Les vélocimètres ou *Sound Velocity Probe* (*SVP*) mesurent directement le temps de propagation aller-retour sur une distance calibrée précisément d'une onde haute fréquence (pour gagner en résolution) afin d'en déduire la vitesse de l'onde acoustique. Ils sont particulièrement employés dans les eaux côtières et/ou peu profondes, *i.e.* les zones où les variations de température, salinité ainsi que les perturbations diverses sont importantes.

Un autre type d'appareil, appelé *Pressure Inverted Echo Sounder* (*PIES*) permet de mesurer la célérité moyenne du son sur l'intégralité de la colonne d'eau. Déployé sur le fond et équipé d'un capteur de pression afin de déterminer sa profondeur, il émet à intervalle régulier une impulsion acoustique en direction de la surface, qui, en se réfléchissant sur celle-ci permet de mesurer le temps de propagation aller/retour de l'onde dans la colonne, on déduit ainsi facilement une vitesse moyenne. Cette vitesse qui n'a pas les mêmes qualités qu'un profil CTD, plus complet (et ce particulièrement pour les opérations de *ray tracing*, détaillées au chapitre 4), a néanmoins l'avantage d'être instantanée, information qui peut

être intéressant de combiner avec un profil sur toute la colonne.

Les instruments de la seconde catégorie sont pertinents pour avoir une idée de la vitesse moyenne et de ses variations temporelles, mais les premiers restent à privilégier pour une représentation réaliste de la trajectoire des rayons.

2.3.3 Balises fond de mer

Les balises fond de mer doivent donc remplir les fonctionnalités basiques d'être des transpondeurs capables de recevoir un signal acoustique, et de le réémettre en direction de la surface.

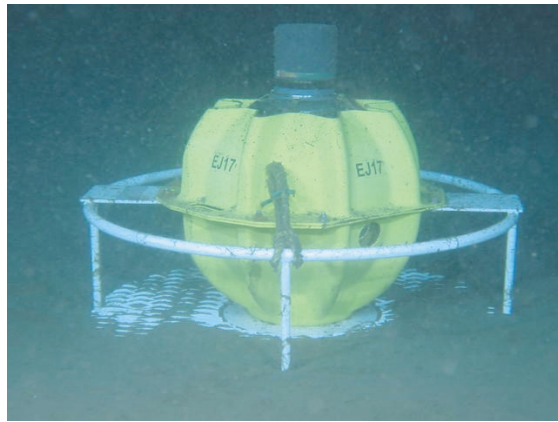
Le protocole de communication du *Scripps Institution of Oceanography* de San Diego, Californie (SIO) est le suivant [Spiess et al., 1998; Sweeney et al., 2005] : Pour chaque émission (« *ping* »), la source à la surface émet initialement un signal de « réveil » de la balise, puis le signal créneau proprement dit. La balise réémet le signal reçu, après l'avoir préalablement stocké dans un *buffer* dont la valeur est précisément mesurée avant le déploiement ($\pm 1 \mu\text{s}$) et ceci afin d'éviter des perturbations à la réception lorsque plusieurs balises sont visées¹ (chaque balise ayant ainsi son propre buffer, et donc des réémissions différées différentes). Le pic de corrélation est déterminé avec une incertitude de $5 \mu\text{s}$, correspondant à environ 4 mm en distance. Les Japonais utilisent un protocole similaire, et la qualité de la corrélation est du même ordre de grandeur [Fujimoto, 2014].

En parallèle de la fonction de transpondeur, les balises peuvent (et dans l'idéal doivent) être équipées d'instruments annexes de type thermomètre, manomètre ou encore vélocimètre [Obana et al., 2000]. La mesure de pression permet, à la manière de la méthode décrite en section 2.1, de pouvoir mesurer les mouvements verticaux, dont les observations sont mal contraintes par l'acoustique [Wu et al., 2012].

1. si les balises sont toutes à la même distance de la tête acoustique de surface



(a) Sur le pont avant largage



(b) Sur le fond

FIG. 2.3 – Balises déployées en mer par l'Université du Tōhoku [Fujimoto et al., 2011]



(a) Sur le pont avant largage



(b) Sur le fond

FIG. 2.4 – Balises déployées en mer par l'Université de Nagoya [Fujimoto et al., 2011]

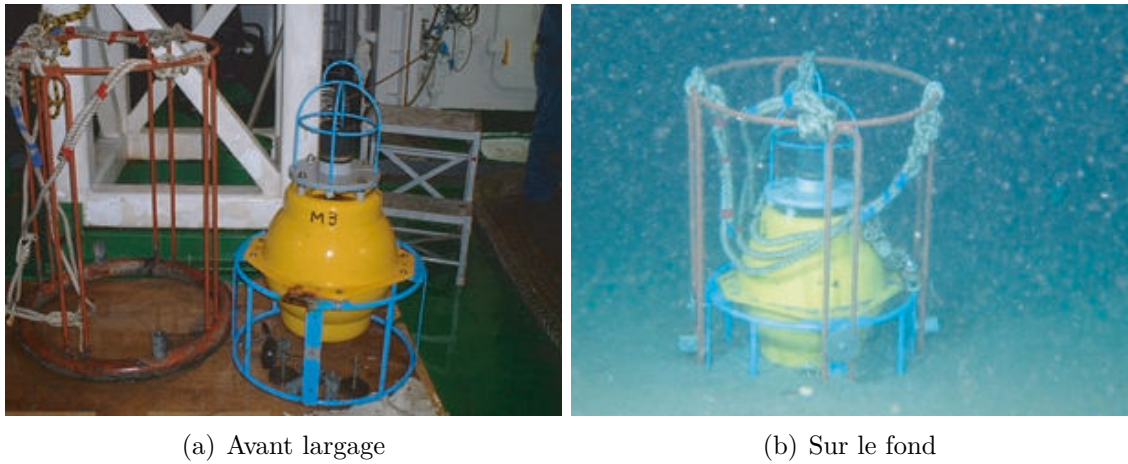


FIG. 2.5 – Balises déployées en mer par les Garde-côtes japonais [Fujimoto et al., 2011]

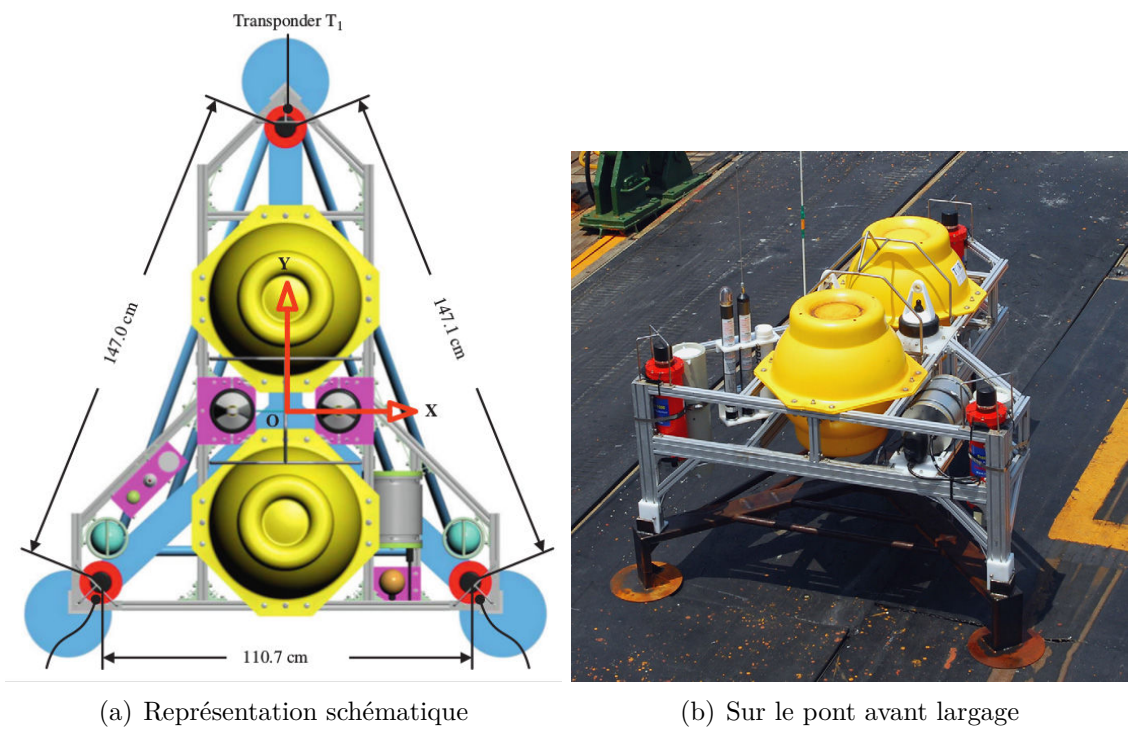


FIG. 2.6 – Balises multiples déployées en mer par l'Université nationale Sun Yat-sen, Taïwan [Chen & Wang, 2011]. Les modules rouges sont les transpondeurs

2.3.4 Géométrie des balises au fond

2.3.4.1 Approche multibalises

Au-delà du choix de l'emplacement optimal de déploiement des matériels, *i.e.* du site pertinent d'un point de vue géodynamique, la disposition interne d'un réseau de balises sur le plancher océanique est un paramètre d'une importance cruciale.

Comme dit en introduction, il faut pouvoir s'affranchir de l'effet indésirable de la variation permanente du profil de célérité (SSP pour *Sound Speed Profile*). Spiess [1985b] propose une solution (reprécisée dans Spiess et al. [1998]) pour s'affranchir en première approximation de l'incertitude sur le SSP, et part du constat suivant : en faisant l'hypothèse d'un océan où le profil de célérité est stratifié horizontalement (en d'autres termes, où le gradient de la vitesse du son est constant dans chaque couche) alors l'erreur $\varepsilon r(c)$ liée à la méconnaissance du SSP sera la même pour tout récepteur fond de mer situé à égale distance de la source, les différents rayons traversant ainsi les couches avec la même incidence. De ce fait, si l'on répartit les balises fond de mer selon un cercle fictif, alors le positionnement du centre du cercle sera inchangé quel que soit $\varepsilon r(c)$, si celui-ci est le même pour toutes les balises.

Dans les faits, il s'agit donc suivant cette méthode de déterminer la position du barycentre d'un réseau de trois ou quatre balises fond réparti suivant une forme de triangle équilatéral ou de carrée, en plaçant la plate-forme de surface à l'aplomb dudit barycentre. Il est à noter que cette technique permet uniquement de déterminer efficacement les composantes planimétriques du barycentre. En effet, la composante verticale est totalement corrélée avec l'erreur $\varepsilon r(c)$. Il est très important que la balise de surface reste au centre du polygone afin que l'erreur $\varepsilon r(c)$ soit la même pour toutes les balises. Ainsi, Chadwell & Spiess [2008] stationnent à l'aplomb du barycentre avec une incertitude de 10 m, pour un polygone de 2900 m de côté.

Les dimensions du polygone matérialisé par le réseau est un compromis entre 2 paramètres : la différence entre les $\varepsilon r(c)_i$ de chaque balise i sera la plus petite si le

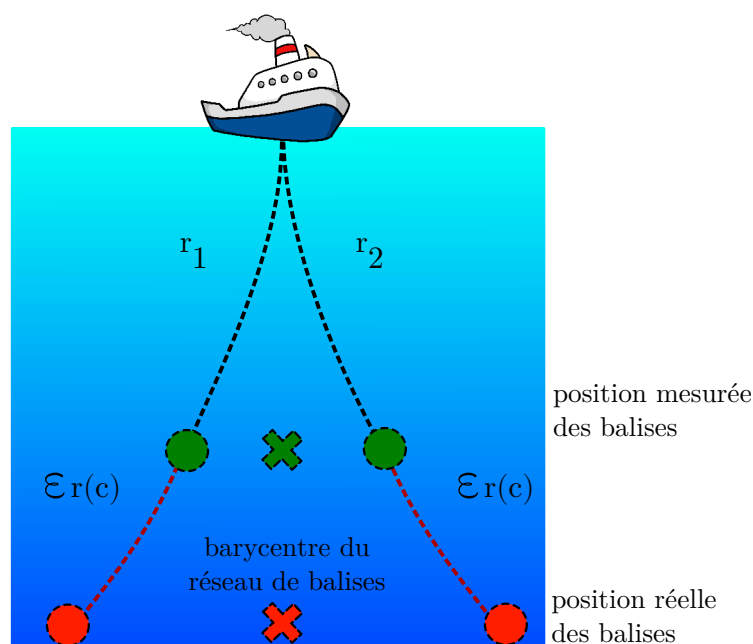


FIG. 2.7 – Illustration du principe d' « absorption » de l'erreur de SSP par l'utilisation d'un réseau : dans ce cas en 2D, la coordonnée en abscisse du barycentre reste inchangée

chemin acoustique est quasi le même pour toutes les balises, *i.e.* si la distance entre les balises est la plus petite possible. Mais pour des considérations géométriques, il est préférable d'utiliser un réseau ayant de grandes dimensions afin de limiter les systématismes. Il est donc recommandé de déployer les balises sur un cercle dont le rayon est approximativement égal à la profondeur [Spiess, 1985a].

Cette élimination de l'erreur due à l'incertitude sur le SSP n'est valable qu'en première approximation et l'influence du profil de célérité reste un paramètre prépondérant pour la qualité de l'expérience. Il est donc nécessaire de connaître ce dernier, et il est préférable de réaliser le plus souvent possible des CTD lors des opérations de mesures, comme nous le verrons aux sections 4.1.2 et 5.2.

Cette configuration est celle employée par le SIO pour toutes ses campagnes, et est également celle adoptée par les trois équipes japonaises [Osada et al., 2003;

Fujita et al., 2006; Kido et al., 2006; Ikuta et al., 2008; Sato et al., 2011a].

Avant de procéder à l’observation simultanée de l’ensemble des balises du réseau, il est nécessaire d’avoir préalablement une position approximative de chacune d’entre elles. Une localisation individuelle et indépendante est ainsi réalisée en début de campagne, en effectuant des rotations autour de chaque balise [Kido et al., 2006; Gagnon, 2007].

2.3.4.2 Approche monobalise

En parallèle de la technique utilisant un réseau multibalises, Xu et al. [2005] théorisent une approche visant la détermination des coordonnées tridimensionnelles d’une balise isolée, en adoptant une philosophie similaire au GNSS différentiel (section 2.4.2.1) : il s’agit d’éliminer les postes d’erreur communs à des observations faites à des instants différents (et donc à des positions du bateau différentes), et ce en faisant la différence des équations d’observations correspondantes aux différentes mesures.

Des simulations suggèrent que cette méthode de simple différence permet d’obtenir une incertitude de ± 1 cm sur les composantes horizontales et ± 2 cm sur la composante verticale, mais seulement en ne prenant compte que les erreurs systématiques sur le long terme. Yamada et al. [2002] constatent qu’un SSP erroné entraîne une erreur de 18 cm sur la position en planimétrie de la balise suivant leur protocole de simulation, et, par là, mettent en évidence la nécessité d’obtenir un profil de célérité le plus exact possible.

Même si cette approche présente l’énorme avantage d’être plus facile et moins chère à mettre en œuvre, car ne mobilisant qu’une balise, elle ne permet pas d’obtenir des niveaux de précisions obtenus atteints par la technique multibalises qui est en pratique privilégiée dans l’immense majorité des cas, puisqu’elle permet de minimiser fortement l’impact des variations de la célérité du son dans l’eau. En tout état de cause, cette approche ne semble pas être utilisée de manière opéra-

tionnelle par les équipes japonaises.

Les équipes taïwanaises ont mis en place un système hybride, baptisé *Seafloor Acoustic Transponder System* (SATS) [Wu et al., 2012] : il s'agit d'une structure sur laquelle sont installés trois transpondeurs et un capteur d'attitude. On réduit de la sorte le polygone de balises à sa plus petite dimension possible. Outre l'avantage pratique de pouvoir déployer trois instruments en un, on connaît préalablement de manière précise et stable dans le temps la distance entre chaque transpondeur. À l'issue des premiers tests, une incertitude de la position à 10 cm est obtenue, et les distances estimées entre les trois transpondeurs sont cohérentes avec les vraies distances au centimètre près. [Chen & Wang, 2011; Chen et al., 2011].

2.3.4.3 Gestion du gradient de vitesse du son

Les équipes japonaises ont identifié la variabilité latérale de la vitesse des ondes acoustiques comme le problème affectant le plus la précision du GNSS/A [Fujimoto, 2014]. La technique de Spiess et al. [1998] permet en effet de s'affranchir des effets du gradient vertical, mais reste sensible au gradient horizontal. Le *Kuroshio* (le *courant noir*), l'un des plus forts courants marins du monde, remonte l'océan Pacifique Nord du Sud-Ouest au Nord-Est parallèlement à l'archipel nippon [Book et al., 2002; Taniguchi et al., 2013], précisément là où les observations GNSS/A sont réalisées. Des stratégies doivent être mises en place pour corriger son influence.

Kido [2007] propose une approche basée sur une géométrie particulière d'un polygone de cinq balises, permettant d'estimer cinq paramètres : la position en planimétrie du centre du polygone, un retard de propagation commun à toutes les balises dû à la nature stratifiée du profil de célérité, et le gradient des retards suivant les deux composantes horizontales induites par un gradient de célérité. Une autre approche envisagée par Fujimoto [2014] est de réaliser des observations simultanées depuis deux plates-formes, la première stationnaire à l'aplomb du barycentre du polygone, la seconde se déplaçant autour du point central, les différences dans les observations permettant de déduire le gradient latéral.

2.3.5 Autonomie et maintenance des balises

Dans la mesure où les balises sont actives (elles réémettent un signal), elles ont besoin d'une source d'énergie pour fonctionner. Se pose alors le problème de l'alimentation électrique : est-il possible d'envisager une alimentation filaire ? Dans le cas des Antilles, en raison de la distance à la côte et aux conditions extrêmes de profondeur, cela paraît difficilement réalisable. Dans le cas contraire, la solution de batterie embarquée s'impose. L'autonomie doit être suffisamment importante sachant que la durée de la période d'observation s'inscrit sur le long terme, de l'ordre de la dizaine d'années. La question de la durée de vie d'une balise est d'autant plus importante que celle-ci doit dans l'idéal ne pas être déplacée durant l'intégralité de la période d'observation.

Il est parfois nécessaire de remplacer une balise hors-service, et il est préférable d'envisager ce type de manœuvre avant le déploiement des balises, pour, par exemple, installer préalablement un repère pérenne servant de support à l'instrument [Ballu et al., 2009]. Ce dernier peut alors être retiré ou remplacé sans pour autant perdre l'emplacement qu'il matérialisait. En l'absence de support à demeure, Gagnon & Chadwell [2007] décrit la technique de remplacement, ou plutôt de substitution, suivante : À proximité de la balise hors service, on installe la balise de remplacement, plus une troisième balise temporaire servant à fixer et l'échelle du réseau de balise fond. Le rattachement entre l'ancienne et la nouvelle balise se fait grâce à des mesures optiques, au moyen d'une sonde immergée depuis le bateau. Cette méthode a entraîné néanmoins une incertitude sur la position finale du réseau de balise de ± 16 mm à ± 29 mm.

2.3.6 Profondeurs de déploiement

Les matériels mis en place par le SIO au fond de l'océan l'ont été à des profondeurs de respectivement 2800 m pour les chantiers de la plaque Juan de Fuca [Spiess et al., 1998; Chadwell & Spiess, 2008], et de 2100 m et 3200 m pour celui de la plaque de Nazca [Gagnon, 2007]. Au large de l'archipel japonais, les équipes travaillant dans cette zone ont installé des stations GNSS/A à de multiples endroits (voir section 2.6.2), répartis à des profondeurs diverses, reportées dans le

tableau 2.1. Si la moyenne des profondeurs se situe autour de 2000 m, des mesures concluantes ont été menées à de grandes profondeurs au niveau de la plaine abyssale à environ 6000 m, avec une fidélité d'environ 5 cm [Fujimoto, 2014; Tomita et al., 2015].

2.4 Segment surface

2.4.1 Catégories de plates-formes

Le type de plate-forme de surface, de par sa taille, sa géométrie, sa propulsion et son autonomie, a une grande importance pour la réussite d'une expérience de GNSS/A. Elle doit, dans le cas idéal, être capable de stationner à l'aplomb des balises fond de mer, et de supporter le matériel de manière optimale ainsi que de fournir l'énergie nécessaire au bon fonctionnement de ceux-ci. La plate-forme doit embarquer les instruments permettant l'observation et l'enregistrement :

- de sa position absolue, qui peut désormais être obtenue de manière relativement aisée par GNSS
- de son attitude, enregistrée soit par une centrale d'attitude, soit par le couplage de différentes antennes GNSS orientées suivant les axes de tangage, roulis et lacet, [Obana et al., 2000]
- de communication avec les balises immergées, au moyen d'une tête acoustique, également appelée transducteur

Dans un cas idéal, la plate-forme doit également pouvoir mesurer le plus régulièrement possible les paramètres physiques de la colonne d'eau afin d'en déduire le profil de célérité.

On peut distinguer trois types de plates-formes possibles : le navire, la bouée, et le drone. Une quatrième catégorie peut être ajoutée, il s'agit de la sonde immergée.

Navire Le navire reste la plate-forme de mesure la plus évidente au premier abord. Cette solution était celle largement employée au cours des années 90 et

Chantier	profondeur des balises (m)
Osada et al. [2003]	2500 & 4500
Tadokoro et al. [2006, 2012]	2000
Fujita et al. [2006]	1700
Matsumoto et al. [2006]; Sato et al. [2011b]	1100
Ikuta et al. [2008]	700 & 2000
Kido et al. [2011]	2000
Sato et al. [2013]	1000 à 2400
Yasuda et al. [2014]	800
Fujimoto [2014]	6000
Tomita et al. [2015]	5490

TAB. 2.1 – Profondeur des différentes stations GNSS/A installées par les équipes japonaises

2000. On peut distinguer trois sous-catégories de bateaux : les navires océanographiques hauturiers (conçus pour la haute mer et des campagnes longues, et donc dimensionnés en conséquence), côtiers (plus petit que les précédents) et les navires d’opportunités (petits navires de pêche, de tourisme ... affrétés pour une mission scientifique).

Par exemple, l’équipe du SIO utilise un navire de recherche relativement imposant, le R/V *Roger Revelle*, 83m de long, [Gagnon, 2007]. Les différentes équipes japonaises utilisent quant à eux un panel relativement large de bateaux, de l’*Assama* (28.5 m de long) [Tadokoro et al., 2006]², au *Meiyo* et au *Kaiyo* (~ 60 m de long) [Sato et al., 2013]³.

L’emploi d’un navire océanographique est indispensable pour la phase de déploiement des instruments au fond de l’océan (nécessité d’un treuil, et des moyens de navigation adéquats), et le cas échéant, la visite de contrôle d’un ROV reste souhaitable. Les opérations suivantes d’interrogation peuvent être réalisées sur des navires plus polyvalents. Les antennes GNSS sont réparties sur le navire de manière à ce que les masques générés par la structure soient les plus petits possible. On privilégie l’installation de plusieurs antennes, à la fois pour permettre une mesure d’attitude par GNSS, et également afin d’assurer une redondance des mesures, en

2. Université de Nagoya

3. Service hydrographique des Garde-côtes japonais

cas de défaillance. La tête acoustique est quant à elle fixée au bout d'une perche solidaire du navire sur le flanc de celui-ci [Yamada et al., 2002; Fujita et al., 2006], ou à l'extrémité d'une ouverture (puits) dans la coque [Spiess et al., 1998; Sato et al., 2013].

L'utilisation d'un bateau reste cependant une opération relativement lourde, surtout si l'on souhaite accomplir des observations de la manière la plus fréquente possible. Au-delà du coût (environ 30 000 € par jour), et de la nécessité de mobiliser un équipage pour une campagne, il est également nécessaire de manœuvrer le navire dans une zone réduite (afin de respecter la condition de stationnarité à l'aplomb du barycentre), ce qui empêche la réalisation d'autres opérations/expériences durant la même période. Les moteurs du navire sont également un inconvénient puisqu'ils brulent les « écoutes » de la tête acoustique [Xu et al., 2005]⁴. Une solution est de désengager le moteur, et ainsi de laisser dériver le bateau [Obana et al., 2000; Yamada et al., 2002; Fujita et al., 2006], mais la trajectoire n'est plus contrôlée et conserver une position fixe devient impossible. Sato et al. [2013]⁵ concluent par ailleurs que la précision du positionnement final des balises est meilleure et nécessite moins d'acquisitions lorsque la trajectoire est contrôlée que lorsque le navire est dérivant, les Japonais devant composer avec un fort courant.

Deux autres problèmes se posent lorsque le bateau est d'une taille conséquente : celui de la mesure topométrique des vecteurs de rattachement entre les différents instruments à bord, associé à la déformation intrinsèque de la structure du fait des contraintes mécaniques et thermiques qui modifient ces mêmes vecteurs. Chadwell [2003] détaille cet aspect, et conclut que la stabilité du rattachement au cours d'une campagne est de l'ordre de 2-3 mm. De plus, cette étape de rattachement doit être réitérée à chaque campagne, et ce régulièrement.

Il faut également trouver l'emplacement idéal des instruments, ou à défaut composer avec ceux installés à demeure sur le navire, pour assurer cette stabilité ainsi que le bon déroulement des observations.

4. Université de Nagoya

5. Service hydrographique des Garde-côtes japonais

Bouée Il est également possible d'envisager une bouée ancrée sur le fond, équipée du matériel nécessaire (tête acoustique, GNSS, centrale inertielle, et alimentation électrique correspondante) et interrogeant les balises au fond de manière autonome. Cependant Sweeney et al. [2005] estiment que les coûts d'entretien seraient supérieurs à la simple venue d'un navire sur site pour réaliser les mesures de manière régulière. L'autre problème que soulève la bouée est sa trajectoire continue, soumise aux vents et aux courants. Si la profondeur d'ancrage de la bouée est importante alors son rayon d'évitement le sera tout autant. Cet aspect limite fortement la qualité de l'expérience, car il est nécessaire de rester au plus près de l'aplomb du barycentre du réseau de balises comme précisé ci-devant.

Une expérience de GNSS/A *proof of concept* exploitant une bouée a été menée par le SIO en face de la baie de San Diego, au niveau des Channel Islands, pendant 7 mois et en valide le fonctionnement avec une répétabilité quotidienne de 1-2 cm et une répétabilité de 10 cm sur l'ensemble de l'expérience, sans toutefois préciser la fréquence des pings [Chadwell, 2009]. En pratique, aucune bouée ancrée n'a été exploitée de manière opérationnelle pour du positionnement centimétrique.

Néanmoins, une catégorie hybride est utilisée par l'équipe japonaise de l'université du Tōhoku [Kido et al., 2006, 2008] : il s'agit de la bouée tractée par un navire. Ce type de plate-forme permet de visiter avec les mêmes instruments des sites différents, ce qui minimise les coûts d'exploitation du système. En outre, les rattachements internes sont bien connus, et ne varient pas d'un site ni d'une campagne à l'autre. Cependant, le principal inconvénient d'une bouée reste le même : n'étant pas asservie par un moteur, la bouée peut facilement dériver.

Drones de surface Une solution novatrice est désormais employée de manière opérationnelle : il s'agit de drones de surface, ou *Autonomous Surface Vehicle* (ASV) [Manley, 2008]. Là aussi plusieurs sous-catégories d'ASV peuvent être distinguées : peut-être la plus connue est elle celle du *Waveglider*, commercialisé par la société *Liquid Robotics*, plate-forme automatique et autonome en énergie, se déplaçant grâce à l'énergie des vagues [Liquid Robotics, 2013]. D'autres ASV existent, et les constructeurs ainsi que les technologies embarquées se développent

de manière croissante, et diffèrent entre eux par le mode de propulsion (thermique ou électrique) et le pilotage (télécommandé ou autonome).

Les ASV présentent de nombreux avantages : pour des aspects scientifiques, ils peuvent facilement conserver une position fixe, ce qui est recherché dans une expérience GNSS/A. Les coûts d'entretien et de mise en oeuvre sont relativement réduits en comparaison de ceux d'un navire ou d'une bouée. Le véhicule étant petit, sa déformation propre peut être négligée et le rattachement entre les différents instruments à bord peut-être effectué beaucoup plus simplement, et ceci à quai. Citons malgré tout l'inconvénient du risque de vandalisme et de piraterie (vol du véhicule, ou simplement du bloc énergie panneaux solaires/batteries) si l'ASV navigue en autonomie. Il reste donc plus prudent de le déployer en conservant un contact visuel avec celui-ci. Quoi qu'il en soit, un simple navire d'opportunité suffit théoriquement à la mise en oeuvre, et d'autres opérations sont possibles en parallèle.

À l'heure actuelle, l'ASV, et plus spécifiquement le *Waveglider*, est désormais la solution privilégiée par le SIO [Chadwell, 2013, 2015]. Les différentes équipes japonaises ont également commencé à travailler avec ce type de solution [Fujimoto, 2014].

Sonde immergée À titre informatif, le SIO a également utilisé un appareil original : la sonde immergée (*towed vehicle*) à quelques centaines de mètres du plancher océanique, afin de s'affranchir des variations de célérité de surface, la vitesse du son au fond étant beaucoup plus stable et principalement contrôlée par le paramètre pression. La sonde étant mobile dans l'eau, il est impossible d'obtenir un positionnement absolu, mais si le véhicule enregistre sa profondeur, et interroge simultanément toutes les balises (3 par exemple, comme décrit dans Sweeney et al. [2005]), on a chaque époque 4 observations et l'on doit déterminer 3 inconnues (les coordonnées de la sonde). En multipliant les observations, on surdétermine le système, et l'on peut également estimer la position relative des balises. Il ne s'agit pas à proprement parlé de mesures GNSS/A, car il n'y a pas de rattachement entre

le réseau de balises et le référentiel GNSS, mais ces observations complémentaires permettent d'obtenir la géométrie du réseau de balise.

2.4.2 Positionnement GNSS

Le positionnement précis de la plate-forme est un enjeu crucial pour le GNSS/A. Spiess et al. [1998] et Yamada et al. [2002] obtiennent un positionnement de la plate-forme d'une incertitude de l'ordre de la dizaine de centimètres. Aujourd'hui (2016), et compte tenu du nombre accru de satellites/fréquences observables, et de l'amélioration constante des matériels et des méthodes de traitement nous pouvons espérer aujourd'hui gagner un ordre de grandeur sur la qualité de la localisation par satellite.

2.4.2.1 Approche différentielle

L'approche de positionnement précis par satellite dite différentielle consiste à déterminer les coordonnées d'une station (le *mobile* ou « *rover* ») par rapport d'une station de référence fixe (la *base*). Cette dernière est elle-même définie en amont dans un système de référence régional ou mondial.

Il faut pour cela que les deux stations observent au même moment les mêmes satellites. L'immense avantage de cette technique réside dans l'élimination des biais d'observation systématiques communs aux stations (erreurs troposphérique et ionosphérique, erreurs d'horloge interne du satellite et des récepteurs).

Cependant, un inconvénient non négligeable limite les performances de cette méthode : si les deux stations doivent observer la même constellation, elles doivent aussi observer le « même ciel », *i.e.* une atmosphère aux propriétés quasi identiques et ceci afin d'éliminer les biais inhérents à cette dernière. Ceci impose une contrainte relativement lourde : le mobile et la base doivent être les plus proches possible. Les performances se dégradent rapidement : pour un mobile situé à une centaine de kilomètres de la base, l'incertitude absolue est de 50cm, même si la fidélité relative des points de la trajectoire est centimétrique [Bossert, 2013]. Dans le cas du GNSS/A, on ne peut donc envisager un positionnement différentiel qu'à proximité des côtes, là où le déploiement d'une station de référence est possible.

2.4.2.2 Approche PPP

L'alternative consiste à employer le paradigme dit PPP (pour *Positionnement Ponctuel Précis*) [Zumberge et al., 1997]. Historiquement, cette méthode de calcul a été conçue pour réduire le nombre de paramètres à estimer pour la détermination de gros réseaux géodésiques GNSS (> 100 stations), et ainsi à minimiser le temps de calcul.

Elle consiste à déterminer la position d'une station non pas à partir d'autres stations de référence, mais à partir d'orbites précises et de corrections d'horloges satellites, elle-mêmes déterminées en amont par des centres de calcul spécialisés. Pour l'utilisateur, l'avantage non négligeable est qu'il n'est plus nécessaire de mettre en œuvre une station de référence, et qu'il est alors possible d'obtenir une position de qualité même dans les lieux isolés (dans notre cas, au large des côtes).

Le PPP reste encore considéré comme moins exact qu'un traitement différentiel, car il est tributaire de la qualité de la modélisation des différents postes d'erreurs habituellement absorbés par la méthode différentielle ; cependant, les efforts en matière de perfectionnement des algorithmes de résolution réalisés depuis une quinzaine d'années, ainsi que les résultats obtenus aujourd'hui avec ce type de traitements permettent d'envisager le PPP comme une solution de qualité tout à fait équivalente à un traitement différentiel (voir chapitre 8).

2.4.2.3 Temps réel *vs* post-traitement

Indépendamment des deux approches différentielle et PPP, il est possible d'obtenir la trajectoire du mobile « en temps réel », c'est-à-dire une position absolue finale sitôt l'observation effectuée, à partir de corrections transmises en direct par voie hertzienne au récepteur (la technique la plus répandue étant le RTK, pour *Real Time Kinematic*) ; ou bien de traiter les données observées brutes en aval en incorporant les modèles optimaux, dite méthode post-traitement.

Même si le temps réel présente l'indéniable avantage d'être facile et rapide à mettre en œuvre, permettant d'obtenir instantanément un positionnement avec une fidélité allant de 50 à 5cm dans le meilleur des cas [Bossler, 2013], le GNSS/A

nécessite une précision maximale qui justifie le traitement des données « au bureau », d'autant que les solutions existantes développées par différents laboratoires offrent chacune des possibilités différentes et de bon résultats, citons notamment : GIPSY et IT (pour *Interferometric Translocation*) utilisés par les équipes d'ores et déjà impliquées dans le GNSS/A [Chadwell & Spiess, 2008; Tomita et al., 2015], mais aussi GAMIT/TRACK du MIT, ou GINS développé par le CNES.

2.4.2.4 Déploiement des instruments GNSS sur le bateau

Une expérience GNSS/A utilise plusieurs antennes GNSS pour les raisons suivantes :

- Attitude : Plusieurs antennes judicieusement réparties sur le navire peuvent donner une information concernant l'orientation du navire dans l'espace, en analysant la disposition des instruments les uns par rapport aux autres.
- Redondance : Chaque antenne apporte une information différente, mais équivalente et décorrélée des autres (en première approximation). Un rattachement topométrique adéquat des différents instruments sur le bateau (voir 2.4.4) permet de relier les observations apportées par chacun des GNSS et ainsi d'affiner la position finale de la plate-forme.
- Fiabilité : Pour des raisons pratiques, il est préférable de disposer de plus d'un GNSS pour pallier une éventuelle défaillance technique.

De fait, la disposition des antennes sur le navire est à prendre en considération. Chadwell [2003] utilise ainsi trois GNSS : le premier sur le toit de la passerelle de pilotage, et les deux autres à l'arrière du navire sur les côtés bâbord et tribord, aux extrémités de mats-treillis de 12 m de haut. Il valide la stabilité d'une telle installation avec des déformations de la structure de l'ordre de 3 mm. Obana et al. [2000] utilisent une disposition plus originale où quatre antennes sont réparties en croix autour d'une antenne centrale afin de déterminer de manière simultanée la position et l'attitude du bateau. Kido et al. [2006]⁶, utilisant une bouée tractée, répartissent quatre GNSS sur celle-ci.

6. Université du Tōhoku

2.4.3 Centrale d'attitude

En parallèle des matériels de positionnement absolu, la plate-forme est équipée d'une centrale d'attitude permettant l'enregistrement des paramètres de gîte, tangage et cap durant la période de mesure.

La centrale d'attitude permet l'acquisition de données à une fréquence supérieure au GNSS. Elle est cependant sujette à une dérive, et doit être fréquemment recalée sur une référence absolue, pour que celle-ci puisse conserver son exactitude.

2.4.4 Rattachements topométriques

Les divers instruments susdécrits, de nature différente (GNSS, centrale d'attitude, tête acoustique) sont répartis à des endroits différents du bateau. Il faut donc prendre soin de définir un référentiel fixe solidaire de la plate-forme, afin de rattacher les instruments entre eux, et ainsi pouvoir se ramener à un point de référence unique (idéalement le centre de phase de la tête acoustique). Chadwell [2003] et Gagnon [2007] utilisent un tachéomètre visant des réflecteurs coin de cubes installés sous les antennes GNSS et au-dessus du puits de la tête acoustique et ceci afin de déterminer les lignes de base séparant les différents instruments avec une incertitude de $\pm 2-3$ mm. Ikuta et al. [2008] soulignent la difficulté de référencer les différents instruments par topométrie, et particulièrement la tête acoustique qui est immergée. C'est pour cela qu'une correction de ces vecteurs est parfois estimée en aval dans le traitement.

2.5 Stratégies de traitement

2.5.1 Méthode de ray tracing

Il est essentiel de pouvoir décrire la trajectoire de l'onde acoustique dans l'océan, celle-ci étant dépendante de la vitesse de l'onde. Cette étape s'appelle le *lancer de rayon*, ou *ray tracing* et fait l'objet d'une étude détaillée au chapitre 4. Cependant, de manière élémentaire, pour un rayon émis depuis la surface en direction du fond, lorsque la célérité de l'onde est constante, le rayon se propage

en ligne droite. Lorsque la célérité diminue, le rayon prend une trajectoire concave (il va « vers le bas »). Lorsque la célérité augmente, le rayon prend une trajectoire convexe (il va « vers le haut »).

De manière générale, il y a deux possibilités pour modéliser la trajectoire du rayon acoustique : la première consiste à passer par une approche réaliste. Ainsi, Chadwell & Sweeney [2010] présentent différents jeux d'équations qui décrivent précisément la direction prise par le rayon à chaque instant. À l'inverse, on peut passer par une approche simplificatrice, qui cherche à définir un profil de célérité dit *équivalent*. Yang et al. [2011] et Chen [2014] décrivent ainsi des méthodes qui permettent des simplifications, notamment linéaire ou bilinéaire comme illustré figure 2.8, d'un profil de célérité effectivement mesuré, tout en conservant les caractéristiques dudit profil nécessaire pour les applications de positionnement, à savoir que le SSP réaliste ou son SSP équivalent permettent tout deux d'obtenir des temps de propagation identiques. Ces méthodes permettent de simplifier les équations, d'accélérer les calculs, et de plus facilement ajuster les variations du profil de célérité lors de la restitution des coordonnées. Mais elles entraînent une perte d'exactitude et ne sont valables que dans des conditions de profondeur et de distance entre la source et le récepteur précises (voir chapitre 4).

2.5.2 Inversion par moindres carrés

La restitution des coordonnées des balises fond de mer à partir des observations acoustiques passe par une inversion par moindres carrés [Spiess, 1985b]. La méthode des moindres carrés consiste basiquement à faire coïncider au mieux des observations avec un modèle théorique, et est décrite en détail chapitre 6. Cependant, au-delà de cette méthode générique, il est possible de définir une multitude de modèles opérationnels, la technique étant dépendante de ce que l'on appelle la *fonction d'observation* qui lie et conditionne quels sont les observables (et quelle est leur nature) en entrée de l'estimation et quels sont les paramètres estimés en sortie. On entend ici le terme « observable » au sens des moindres carrés, c'est-à-dire toute observation entachée d'une erreur qui est réajustée lors de l'inversion.

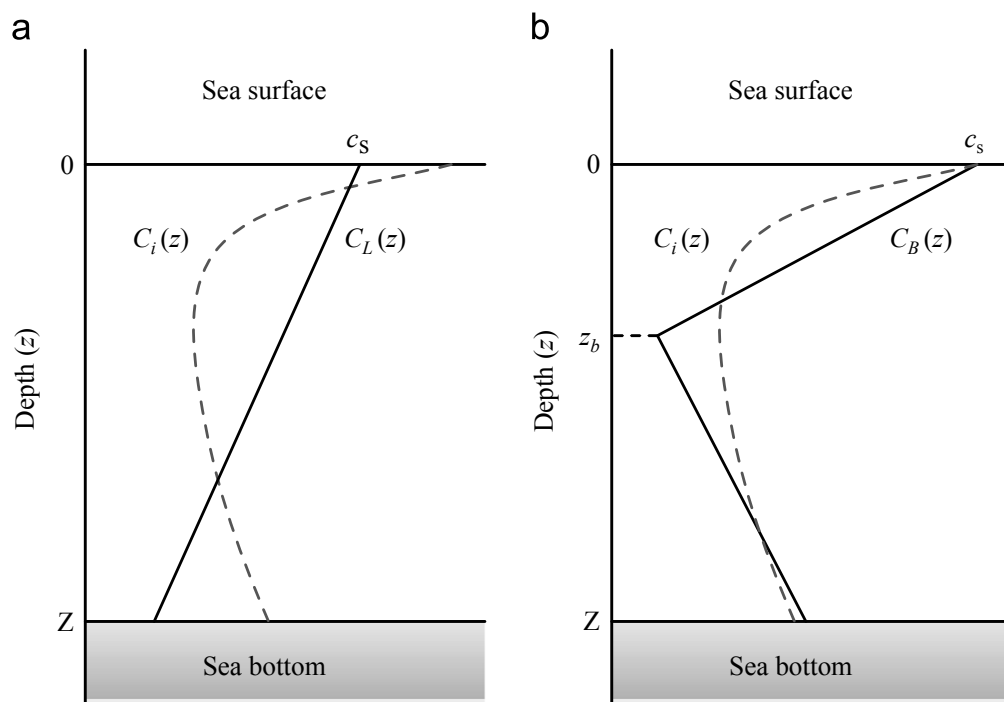


FIG. 2.8 – Principe de simplification d'un profil de célérité réaliste (en pointillé) par un profil équivalent a) linéaire ou b) bilinéaire [Chen, 2014]

Les observables et les paramètres restitués élémentaires sont les positions de la tête acoustique, les données d'acoustiques entre la surface et le fond, et les positions des balises. Cependant, on peut également déterminer une correction du profil de célérité. Ainsi Chadwell et al. [1999] restituent en plus des coordonnées des balises, un profil de célérité moyen. Fujita et al. [2006]⁷ proposent une approche en divisant la restitution en deux étapes : on détermine d'abord les positions des balises, puis on ajuste le profil de vitesse, modélisé par un polynôme de degré 2, et ce de manière itérative jusqu'à convergence du système. Ikuta et al. [2008]⁸ perfectionnent la méthode en ajoutant comme paramètre estimé une correction du vecteur de rattachement entre la position effective de la tête acoustique et celle du GNSS. La modélisation du profil de célérité se fait dans ce cas par une B-spline avec prise en compte d'une variation spatiale, et l'inversion se fait par une méthode de *moindres carrés pénalisés*, tout ceci afin de corriger l'influence des courants, qui peuvent être

7. Service hydrographique des Garde-côtes japonais

8. Université de Nagoya

de l'ordre de 1 à 2 m/s dans le contexte de leurs travaux (bassin de Kumano et baie de Suruga). Cette approche permet de réaliser des campagnes d'observation rapides sans mesure effective de profil de célérité [Sato et al., 2011b; Tadokoro et al., 2012]^{9 10}. Le traitement permet en effet d'ajuster un profil *a priori* à partir des résidus de mesure, qui portent l'information de la variation de la célérité [Kido et al., 2008]¹¹.

Spiess et al. [1998] et Fujita et al. [2006]⁹ travaillent en restituant individuellement les coordonnées de chacune des stations, et en fenêtrant les données acquises en plages plus petites (4 h pour le premier, de l'ordre de 20 à 60 minutes pour le second), ce qui permet une estimation plus juste de la correction du profil de célérité : une par période. À l'inverse, Ikuta et al. [2008] restituent les coordonnées de toutes les stations dans une même inversion et privilégient une estimation de la correction du profil de célérité par époque. Le problème étant alors sous-déterminé, les paramètres de la spline associée doivent être contraints.

Kido et al. [2006]¹² proposent une méthode de mesure dans le cas où la plate-forme est soumise à un fort courant et peut difficilement tenir la station au centre du polygone de balises. Si l'on suppose que l'anomalie de célérité δc (et son inverse $\delta s = \delta c^{-1}$) est cantonnée dans une zone proche de la surface d'épaisseur ΔZ , le résidu de l'observation acoustique δT induite par cette anomalie vaut :

$$\delta T = \frac{\delta s \Delta Z}{\cos \xi} \quad (2.1)$$

Où ξ est l'angle entre la verticale et la droite liant la tête acoustique et la balise, comme illustré figure 2.9. La quantité $\delta T \cos \xi$ étant la même pour toutes les balises, on minimise alors au sens des moindres carrés ces résidus normalisés entre les balises, au lieu de minimiser directement les résidus entre les observations acoustiques et le modèle correspondant, et ce afin d'éliminer l'influence du déplacement de la plate-forme, mais aussi celle induite par un gradient horizontal [Kido, 2007].

9. Service hydrographique des Garde-côtes japonais

10. Université de Nagoya

11. Université du Tōhoku

12. Université du Tōhoku

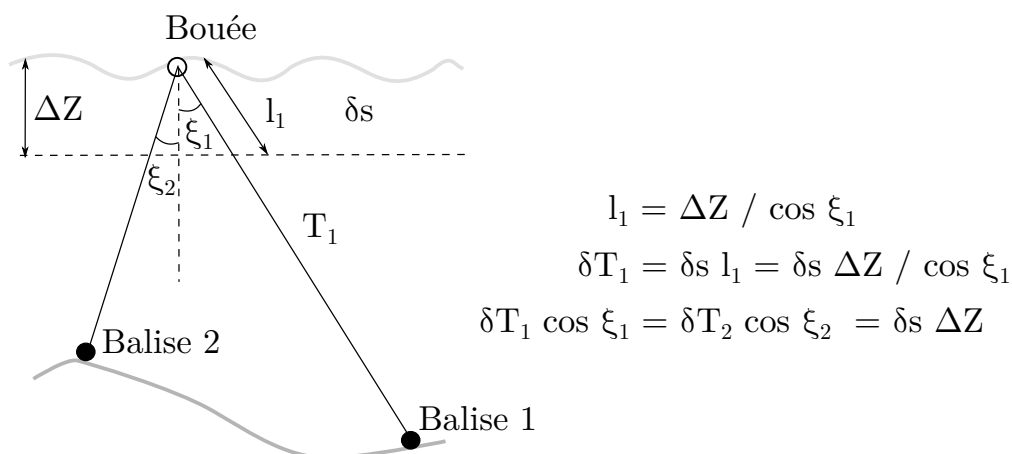


FIG. 2.9 – Méthode pour estimer l'effet d'une anomalie de célérité δs dans une couche de surface d'épaisseur ΔZ . T est le temps de propagation de l'onde acoustique, ξ est l'angle entre la verticale et la droite liant la tête acoustique en surface et la balise au fond, et l la longueur du rayon acoustique dans la couche de surface (d'après Fujimoto [2014])

2.6 Campagnes menées et résultats obtenus

2.6.1 Travaux du SIO : plaque Juan de Fuca et subduction péruvienne

Les premiers résultats concluants d'expériences GNSS/A du point de vue géodynamique ont été obtenus par l'équipe du *Scripps Institution of Oceanography* au niveau de la plaque tectonique Juan de Fuca, au large de la province canadienne de la Colombie-Britannique et des états américains de Washington et de l'Oregon. Cette plaque a une double particularité : premièrement, de par sa petite taille, elle présente une subduction à l'est (fosse des Cascades) et une dorsale à l'ouest (ride Juan de Fuca) très proches l'une de l'autre. Deuxièmement, elle ne possède aucune terre émergée, rendant impossible l'observation de son déplacement par des techniques de géodésie terrestres ou spatiales classiques. Le GNSS/A devient ainsi nécessaire pour observer la vitesse et la direction de la plaque. Spiess et al. [1998] et Chadwell et al. [1999], en se basant sur trois campagnes réalisées en 1994, 1995 et 1996 à 180 km du détroit de Juan de Fuca, montrent que l'orientation du mouvement est cohérente avec les modèles géologiques, mais que la vitesse à la cet

endroit est moindre que la vitesse de la plaque, observation dénotant un couplage. De l'autre côté, au niveau de la ride, quatre campagnes annuelles opérées au début des années 2000 sur un autre chantier ont mis en évidence le comportement irrégulier de l'ouverture de la dorsale [Chadwell & Spiess, 2008].

Le SIO a également mené des observations au large du Pérou, au niveau de subduction de la plaque de Nazca sous la plaque sud-américaine. Gagnon et al. [2005] positionnent avec une fidélité centimétrique deux polygones de balises GNSS/A disposées le long du profil perpendiculaire à la subduction au niveau du prisme d'accrétion lors de deux campagnes de mesures réparties sur deux années. Ces observations montrent que la vitesse de déplacement de ces points est cinq fois plus petite que le taux de convergence nominal, et est compatible avec un fort couplage à faible profondeur, configuration pouvant provoquer un séisme accompagné d'un tsunami dévastateur [Bourgeois et al., 1999].

2.6.2 Travaux des équipes japonaises au large de l'archipel nippon

Les résultats les plus spectaculaires du GNSS/A concernent les travaux menés au niveau de la subduction au large des îles japonaises. Avant le mégaséisme du Tōhoku de 2011 qui a marqué les esprits, certaines observations s'étaient déjà montrées concluantes. Un séisme de $M = 7.5$ en septembre 2004 a permis de mesurer pour la première fois un déplacement cosismique par GNSS/A d'une vingtaine de centimètres en planimétrie avec une répétabilité de 3 cm pour Tadokoro et al. [2006]¹³, et d'environ 30 cm pour Kido et al. [2006]¹⁴. Un séisme au large de la préfecture de Miyagi en août 2005 a entraîné un déplacement cosismique observé par GNSS/A d'environ 10 cm Matsumoto et al. [2006]¹⁵, à la suite duquel un cycle sismique avec relaxation post-sismique et rebloquage a été mis en évidence par Sato et al. [2011b]¹⁵, tandis que les observations poursuivies sur une station 150 km au sud suggéraient un couplage faible à cet endroit [Matsumoto et al., 2008]¹⁵. Plus

13. Université de Nagoya

14. Université du Tōhoku

15. Service hydrographique des Garde-côtes japonais

au Sud, au niveau de la baie de Suruga qui constitue l'extrémité de la fosse de Nankai, des campagnes menées entre 2005 et 2011 ont permis de déduire les vitesses de deux sites GNSS/A à respectivement $42 \pm 8 \text{ mm/yr}$ et $39 \pm 11 \text{ mm/yr}$ qui, combinées aux observations GNSS à terre, mettent en évidence un fort couplage dans la région [Yasuda et al., 2014].

Mais c'est sans doute l'événement du 11 mars 2011 ($M_w = 9.0$) qui a donné au GNSS/A une certaine notoriété : les stations en mer ont enregistré des déplacements cosismiques remarquables de l'ordre de la dizaine de mètres à une centaine de kilomètres de l'épicentre, et allant jusqu'à 31 m pour la station à proximité immédiate de celui-ci [Sato et al., 2011a; Kido et al., 2011]^{16 17}. Ces mesures ont grandement aidé au perfectionnement des modèles de déformation : les premières inversions issues des observations GNSS à terre seules déduisaient un déplacement maximum de 35 m [Iinuma et al., 2011], corrigé après ajout des observations en mer à un glissement de plus de 50 m [Ito et al., 2011; Iinuma et al., 2012]. Les campagnes de mesures dans les mois qui ont suivi ont permis de suivre le déplacement post-sismique, jusqu'à deux fois plus rapide que le taux de convergence standard [Tomita et al., 2015]¹⁷, et de mettre en évidence la nature viscoélastique de la relaxation [Watanabe et al., 2014; Sun et al., 2014]^{16 18}. Du point de vue instrumental, il y avait en 2011 une trentaine de sites GNSS/A déployés au large du Japon. À la suite du mégaséisme, conscientes de l'apport majeur de la technologie, les trois équipes japonaises ont installé 30 nouvelles stations [Bürgmann & Chadwell, 2014]. Les équipements ont par ailleurs été normalisés pour permettre l'interopatibilité et la comparaison mutuelle des résultats [Fujimoto, 2014]. Ce réseau dense par rapport aux autres régions du globe, permet de découvrir de nouvelles zones où le déficit du taux de convergence est important [Yokota et al., 2016]¹⁶.

16. Service hydrographique des Garde-côtes japonais

17. Université du Tōhoku

18. Avec la collaboration de l'Université du Tōhoku

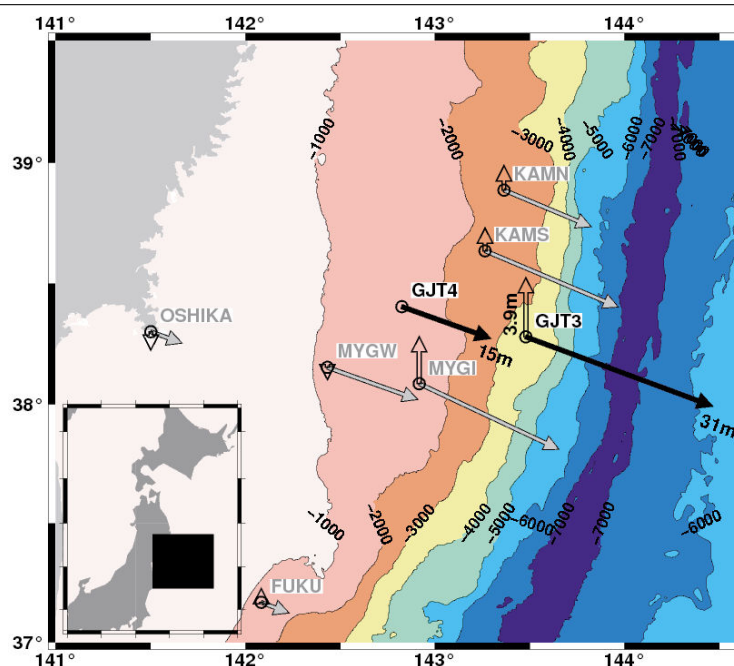


FIG. 2.10 – Déplacement cosismique des stations GNSS/A à proximité de l'épi-centre du séisme du Tōhoku [Fujimoto, 2014]

2.6.3 Comparaison de la précision des campagnes

Le tableau 2.2 résume les temps d'observation des campagnes de GNSS/A documentées ainsi que les incertitudes du positionnement obtenues à l'issue du traitement.

2.7 Note sur les systèmes de positionnement acoustiques sous-marins « industriels »

Au-delà des applications scientifiques du positionnement sous-marin, il convient de rappeler les deux grandes catégories usuelles employées dans le positionnement acoustique opérationnel, dont l'objectif principal est la localisation des différentes composantes d'un chantier en milieu sous-marin (pipeline, plate-forme pétrolière, ROV...) [Milne, 1983; Alcocer et al., 2006; Christ & Wernli, 2013] (figure 2.11) :

<i>Publication</i>	<i>Equipe</i>	<i>Date des Campagnes</i>	<i>Précision Composante Est (mm)</i>	<i>Précision Composante Nord (mm)</i>	<i>Nombre de Pings</i>	<i>Temps d'observations</i>	<i>Nombre de Campagnes Décrites</i>
[Speiss et al., 1998]	SIO	1994-1996	~40	~15	1760 - 17913 - 11893	N/C	3
[Obana et al., 2000]	Kyoto Univ.	1998	~200	~150	~150	N/C	1
[Osada et al., 2003]	Tokyo Univ., Tohoku Univ. & SIO	2000	300	310		18h	1
[Kido et al., 2006]	Tohoku Univ.	2004	50 ~ 60	50 ~ 60	11012 (5000 exploitables)		1
[Fujita et al., 2006]	JHOD	2002-2005	entre 37 & 117	entre 48 & 114	entre 1306 & 7925	entre 48h & 192h	7
[Matsumoto et al., 2006]	JHOD	2005 (1/mois)	40 – 70 of RMS mean for ping residual		~ 5000	~ 5 jours	4 + 6
[Gagnon et al., 2007]	SIO	2001 & 2003	entre ~ 05 & ~ 10	entre ~ 05 & ~ 10	1 ping / 20sec	~ 60h	2
[Ikuta et al., 2008]	Nagoya Univ.	2002-2004	entre 62 & 128	Entre 25 & 160	entre 593 & 1993	entre 9h & 18h	5
[Chadwell et al., 2008]	SIO	2012-2014	entre 4 & 22	entre 3,7 & 19	N/C	entre 14h & 98h	4
[Sato et al., 2013]	JHOD	2002-2011	~ 20	~ 20	~ 5000	N/C	Nombreuses
[Tomita et al., 2015]	Tohoku Univ.	2012-2014	~ 100	~ 100	entre 183 & 586	entre 4.4h & 9.2h	5

TAB. 2.2 – Temps de mesure et incertitudes finales obtenues pour différentes campagnes documentées

Les systèmes LBL (pour *Long-baseline*), s'appuient sur un réseau de balises fixes au fond de la mer, servant de référence, et permettant la localisation des engins et structures mobiles par trilatération. Cette approche est à mettre en parallèle avec la philosophie du GNSS, où le rôle des balises est comparable à celui des satellites et le point mobile comparable au récepteur GNSS. L'incertitude de ce système varie entre 1 m et 1 cm dans le meilleur des cas. Il est à noter que les balises servant de références dans le cas d'un positionnement LBL sont préalablement positionnées depuis la surface par une approche USBL, décrite ci-dessous.

Pour les systèmes USBL (*Ultra-short-baseline*), le positionnement est cette fois-ci réalisé depuis le navire en surface. Le positionnement du point sous l'eau ne repose plus sur une trilatération depuis de multiples points fixes, mais s'effectue grâce à une double mesure de distance et de direction (provenance du rayon acoustique) depuis le transpondeur embarqué sur la plate-forme de surface. Cette dernière doit en parallèle être localisée par GNSS et centrale inertielle, car c'est elle qui sert de référence.

On peut également ajouter à la liste les systèmes dits SBL (*Short-baseline*) : où plusieurs transpondeurs sont embarqués sur le navire, et permettent un positionnement par trilatération comparable au LBL, mais depuis la plate-forme de surface (mobile).

Le GNSS/A est à rapprocher d'une philosophie USBL, même s'il en diffère sur plusieurs points :

- Les points à localiser sont fixes dans le cas du GNSS/A, tandis que l'USBL est conçu pour des cibles mobiles,
- La localisation de plusieurs balises au fond est la clé du GNSS/A, et a lieu obligatoirement à la même époque. L'USBL est avant tout pensé pour une localisation d'un point unique,
- Le paramètre de direction n'est pas pris en compte dans le cas du GNSS/A, tandis qu'il est indispensable en USBL,

- Le GNSS/A est pensé pour être post-traité, afin d’avoir la meilleure précision possible. L’USBL se base avant tout sur une philosophie temps réel : la position des appareils au fond doit être disponible instantanément.

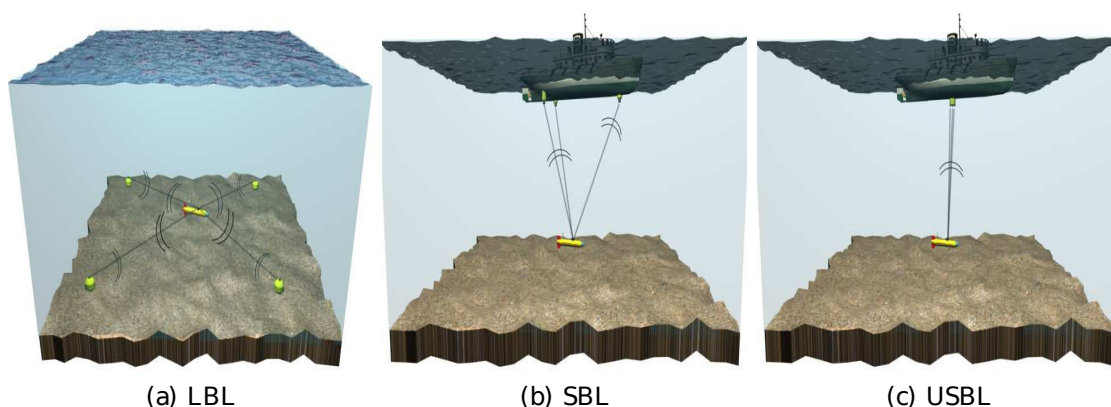


FIG. 2.11 – Illustration des systèmes de positionnement a) *Long-baseline*, b) *Short-baseline*, c) *Ultra-short-baseline* ([Alcocer et al., 2006])

2.8 Note historique sur les réflexions engagées dans les années 80

Le rapport Kasser [1980] passe en revue toutes les méthodes de mesures de déplacements de qualité géodésique, pour des besoins opérationnels (exploitation pétrolière, pose de câbles sous-marins ...) ou scientifiques, le cas de figure considéré étant l’extension de zones de rifts. Il explicite les méthodes acoustiques active (ayant une philosophie proche du GNSS/A) et passive. Dans le second cas, il est envisagé de déployer au fond des réflecteurs acoustiques de grande dimension chargés de réfléchir les émissions du transducteur à la surface. Sont également imaginées des méthodes optiques sur de courtes distances (200 - 300m) dans des eaux claires, les ondes électromagnétiques s’amortissant très vite dans l’eau de mer. Des observations photogrammétriques sont imaginées, avec flashes lumineux au fond servant de points de référence et une chambre métrique marinisée circulant au-dessus du réseau enregistrant les clichés avec un fort taux de recouvrement (85-90%). Des

mesures mécaniques d'inclinométrie, d'extensométrie et de nivellement sont examinées. De manière générale, le problème de la marinisation des instruments est évoqué, mais sans que cela soit un paramètre rédhibitoire.

L'approche la plus originale et la plus intéressante consiste à propager la position du navire à la surface au point au fond matérialisé par une gueuse au moyen d'un câble tendu entre les deux extrémités (figure 2.12). Le câble est équipé d'inclinomètres ainsi que de compas magnétiques régulièrement espacés sur toute sa longueur et est laissé de manière pérenne sur site. Le positionnement est relatif entre deux navires espacés d'environ une dizaine de kilomètres réalisant les observations de manière simultanée, et est déjà envisagé par « GPS-Navstar ».

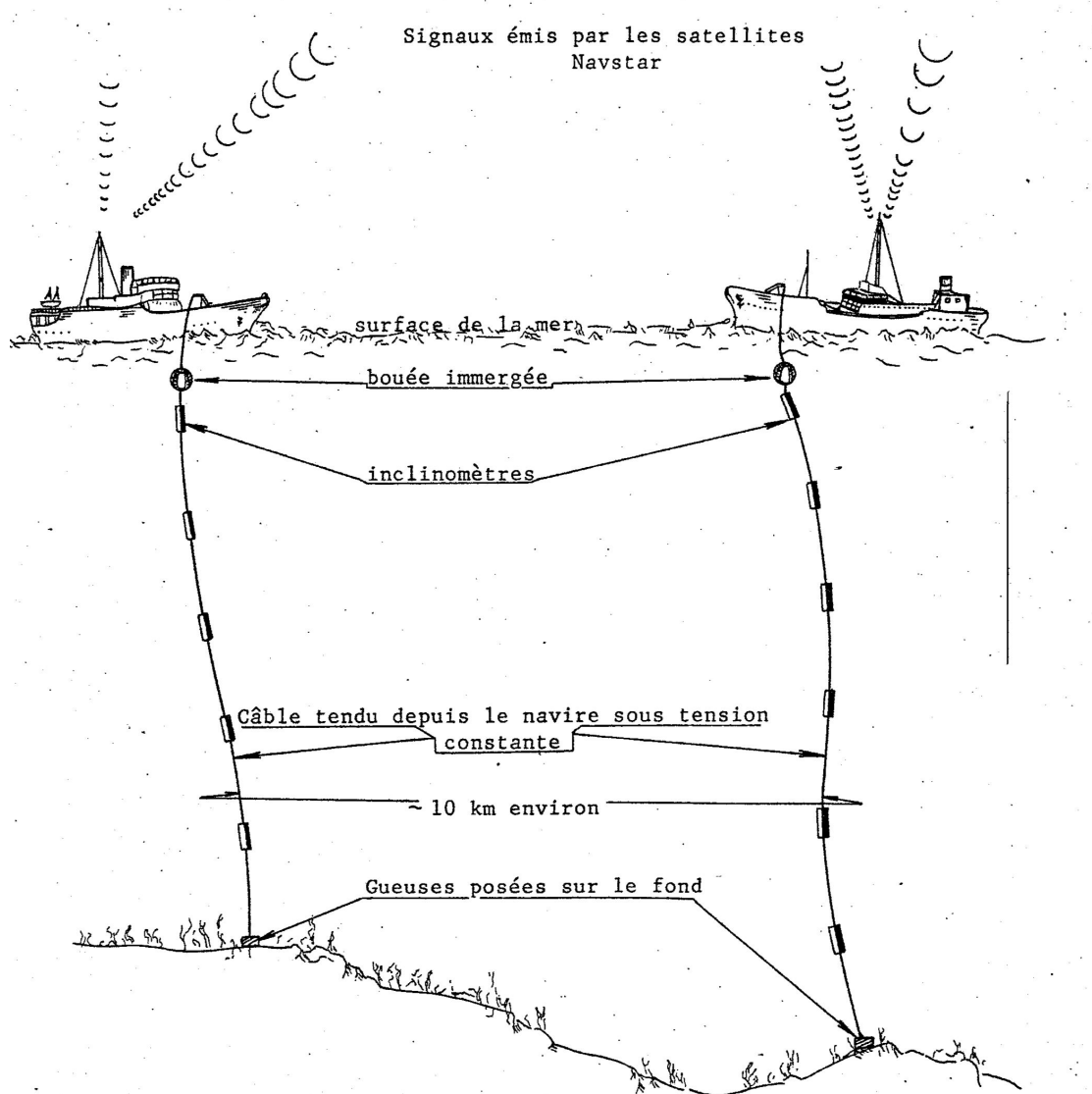


FIG. 2.12 – Principe d'un positionnement géodésique sous-marin par câble imaginé par Kasser [1980]

Deuxième partie

Approche relative : une expérience de distancemétrie acoustique



Balises acoustiques, avant leur déploiement en mer de Marmara

Chapitre 3

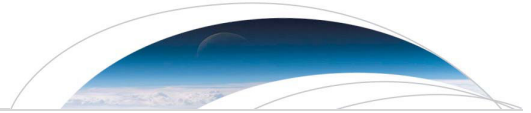
Distancemétrie acoustique en mer de Marmara

3.1 Introduction

La distancemétrie relative s'applique bien aux chantiers de petite taille, où la zone de déformation potentielle est identifiée. À ce titre, le segment de la faille nord-anatolienne en mer de Marmara est une très bonne candidate à l'installation de balises acoustiques. Nous détaillons dans cette partie les travaux de déploiement d'un réseau de ce type dans le cadre du projet international d'observatoire sous-marin *MARSITE*, et d'exploitation des données acquises à travers une méthode novatrice.

Ces travaux ont été menés en collaboration étroite avec Anne Deschamps, Jean-Yves Royer et Helen Piété du *Laboratoire Domaines Océaniques* - CNRS UMR 6538 - IUEM Brest. Ils ont fait l'objet d'une publication dans les *Geophysical Research Letters*, reproduite ici en fac-similé.

3.2 Article paru dans *Geophysical Research Letters* et *Supporting Information* associé



Geophysical Research Letters

RESEARCH LETTER

10.1002/2016GL069600

Anne Deschamps passed away on 26 December 2014; as PI she played a major role in designing and conducting the experiment.

Key Points:

- A seafloor monitoring experiment was initiated to quantify deformation across the Istanbul-Silivri segment of the North Anatolian Fault
- The first 6 months of data indicate no significant seafloor deformation across the fault
- Forward modeling suggests that the fault segment was partially or completely locked during the measurement period

Supporting Information:

- Supporting Information S1

Correspondence to:

V. Ballu,
valerie.ballu@univ-lr.fr

Citation:

Sakic, P., et al. (2016), No significant steady state surface creep along the North Anatolian Fault offshore Istanbul: Results of 6 months of seafloor acoustic ranging, *Geophys. Res. Lett.*, 43, 6817–6825, doi:10.1002/2016GL069600.

Received 15 MAY 2016

Accepted 20 JUN 2016

Accepted article online 21 JUN 2016

Published online 2 JUL 2016

No significant steady state surface creep along the North Anatolian Fault offshore Istanbul: Results of 6 months of seafloor acoustic ranging

P. Sakic¹, H. Piété², V. Ballu¹, J.-Y. Royer², H. Kopp³, D. Lange³, F. Petersen³, M. S. Özeren⁴, S. Ergintav⁵, L. Geli⁶, P. Henry⁷, and A. Deschamps²

¹Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés, Université de La Rochelle and CNRS, La Rochelle, France, ²Laboratoire Géosciences Océan, Université de Brest and CNRS, Plouzané, France, ³FB4 Dynamik des Ozeanbodens, GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung, Kiel, Germany, ⁴Eurasian Institute of Earth Sciences, Istanbul Teknik Üniversitesi, Istanbul, Turkey, ⁵Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Department of Geodesy, Bogazici University, Istanbul, Turkey, ⁶Laboratoire Aléas géologiques et Dynamique sédimentaire, UR Géosciences Marines, IFREMER, Institut Carnot EDROME, Plouzané, France, ⁷CEREGE, Aix Marseille Université CNRS IRD and Collège de France, Aix en Provence, France

Abstract The submarine Istanbul-Silivri fault segment, within 15 km of Istanbul, is the only portion of the North Anatolian Fault that has not ruptured in the last 250 years. We report first results of a seafloor acoustic ranging experiment to quantify current horizontal deformation along this segment and assess whether the segment is creeping aseismically or accumulating stress to be released in a future event. Ten transponders were installed to monitor length variations along 15 baselines. A joint least squares inversion for across-fault baseline changes, accounting for sound speed drift at each transponder, precludes fault displacement rates larger than a few millimeters per year during the 6 month observation period. Forward modeling shows that the data better fit a locked state or a very moderate surface creep—less than 6 mm/yr compared to a far-field slip rate of over 20 mm/yr—suggesting that the fault segment is currently accumulating stress.

1. Introduction

The North Anatolian Fault (NAF) is a major right-lateral strike-slip fault accommodating 20–27 mm/yr relative motion between the Anatolia and Eurasia Plates [e.g., *Hergert and Heidbach*, 2010]. Over the past century, the NAF has produced major damaging earthquakes along most of its extent, except in the Marmara Sea [e.g., *Sengor et al.*, 2005] (Figure 1). To the east, ruptures have propagated toward Istanbul since 1939, with a last event of magnitude 7.4 in Izmit in 1999 [e.g., *Barka et al.*, 2002]. To the west, the NAF failed in 1912 in Ganos (M7.4 event) [e.g., *Aksoy et al.*, 2010]. In the central Marmara Sea, the 70 km long Istanbul-Silivri segment (ISS) of the NAF has had no significant seismic events since at least 1766 and perhaps as far back as 989 [*Ambraseys*, 2002]. The probability of rupture of NAF segments in the central part of the Marmara Sea is considered to be significant [*Murru et al.*, 2016; *Aochi and Ulrich*, 2015; *Parsons*, 2004], and *Schmittbuhl et al.* [2015] recently interpreted the low level of present-day seismicity along the ISS as the signature of a locked behavior. Although *Bohnhoff et al.* [2016] suggest that the maximum expected earthquake in the Istanbul area would probably not exceed a magnitude 7.5, geomechanical models generally predict high strain accumulation along the ISS, sufficient to produce a magnitude 7+ event [*Hergert and Heidbach*, 2010; *Pondard et al.*, 2007; *Armijo et al.*, 2005; *Le Pichon*, 2003]. Conversely, *Ergintav et al.* [2014] proposed that the ISS is aseismically creeping with strain accumulation less than 2 mm/yr, based on GPS data from distant and sparsely distributed land stations. Assessing whether the ISS is locked or aseismically creeping is crucial for estimating its seismic hazard potential and a major challenge using conventional methods.

Acoustic ranging has been successfully used to measure local deformation on the seafloor for more than a decade, in different geodynamic contexts and with resolutions ranging from centimeters to millimeters, mostly in seafloor spreading environments [e.g., *Burgmann and Chadwell*, 2014; *Osada et al.*, 2012; *Chadwick and Stapp*, 2002; *Chadwell et al.*, 1999; *Chadwick et al.*, 1999].

In October 2014, during the Marsite cruise (R/V *Pourquoi Pas?*), we installed a ranging network of 10 acoustic transponders across the Istanbul-Silivri fault segment (Figure 1) at a depth of about 800 m, for up to 5 years. The targeted fault segment was identified using high-resolution mapping from autonomous Underwater

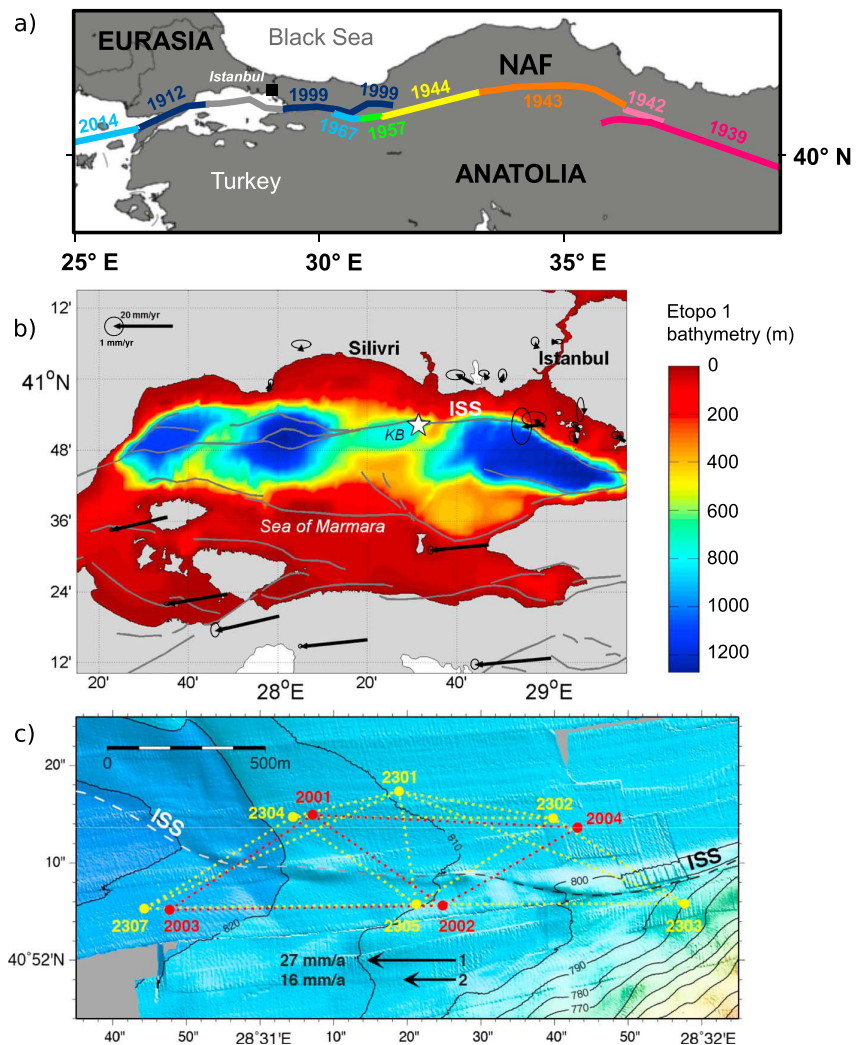


Figure 1. (a) Rupture zones associated with twentieth century major earthquakes along the NAF [after Yamamoto *et al.*, 2015; Sengor *et al.*, 2005]. (b) Position of the offshore geodetic network (white star) on the Istanbul-Silivri segment (ISS) in the Kumburgaz Basin (KB). The North Anatolian Fault traces (black lines) are after Armijo *et al.* [2002]. Arrows with 95% confidence ellipses represent the velocity field derived from permanent GPS stations, relative to stable Eurasia [Ergintav *et al.*, 2014]. (c) Layout of the offshore geodetic network, overlain on a high-resolution AUV bathymetry map [Geli and Henry, 2009]. Dotted lines show the monitored baselines between F (red) and G (yellow) transponder networks. The trace of the ISS (long dashed line) is outlined by an alignment of small sedimentary mounds. Vectors show the predicted strike-slip motion of Anatolia relative to Eurasia along the ISS by (1) Reilinger *et al.* [2006] and (2) Hergert and Heidbach [2010].

Vehicle (AUV), which revealed the existence of aligned, <3 m high, sedimentary mounds within the northeastern extremity of the Kumburgaz Basin (Figure 1c). It is assumed that these sedimentary beads outline the active trace of the fault [Sengor *et al.*, 2014; Grall, 2013].

In this paper we present the first results of this long-term experiment, based on the first ~6 months of data retrieved in April 2015 during cruise POS484 (R/V *Poseidon*). To take full advantage of the many baselines this subsea geodetic network provides, we developed a new methodology to constrain deformation based on a least squares inversion of the measured traveltimes. We first describe the data and their processing. We then present the inversion method and its results. Finally, we use forward modeling to provide bounds on the seafloor deformation during the measurement period.

2. Data Collection and Processing

The geodetic array consists of two independently operating subnetworks (Figure 1): four transponders from the University of Brest, France (Network F, stations ID 2001 to 2004), and six transponders from the GEOMAR Institute, Germany (Network G, stations ID 2301 to 2307). The layout results in 15 monitored baselines, of which five are measured by colocated F and G units for redundancy and to compare the equipment behavior in a long-term deployment. The transponders (Sonardyne Autonomous Monitoring Transponders, AMT) are mounted on top of 3.6 m high tripods to keep acoustic paths well above the seafloor despite near-bottom refraction. The tripods were deployed on the seafloor with a cable from the ship. Transponders use 8 ms phase-coded pulses, with an 8 kHz bandwidth centered at 22.5 kHz (F units) or 17.0 kHz (G units). Ranges are calculated by cross correlating the expected and received signals with a 0.5 ms resolution (submillimeter equivalent). In addition to hourly (F network) or bihourly (G network) baseline measurements, the instruments record water sound speed, pressure, temperature, and tilt along two orthogonal axes. Each transponder unit wakes up successively in a master mode (interrogating) and in a slave mode (responding), which results in multiple sets of baseline measurements collected in similar environmental conditions (see details on array configuration in Table S1 in the supporting information). The experiment is designed to last for the duration of the batteries, expected to be 3 years for G stations and 5 for the F stations. The sampling strategy was adjusted to minimize the power consumption. Data, stored in each station, can be downloaded from the surface with an acoustic modem, as well as the battery status; if needed, any station can be reconfigured from the surface.

In April 2015, the first 160 days of baseline ranging were acoustically downloaded from the transponders. The data processing starts by converting time of flight between transponder pairs into baseline distances, which requires sound speed information along the acoustic path. The sound speed sensors mounted on each AMT proved to be unusable due to repeated instrumental offsets and continuous drift induced by frequent cold water pulses in the Marmara Sea [e.g., Book *et al.*, 2014; Jarosz *et al.*, 2011]. We therefore recalculated sound speeds using Del Grosso's [1974] formula based on temperatures and pressures recorded at each transponder and assuming an average salinity of 38.65 practical salinity unit derived from available historical data [Boyer *et al.*, 2013]. Sound speed along the complete raypath is approximated by the harmonic mean of the sound speed at the two endpoints.

As shown by the temperature records (supporting information Figure S6), the deep waters of the Kumburgaz Basin show little variability over time, except for 0.5 to 2 day long abrupt cold events occurring every 6 to 21 days and corresponding to a $\sim 0.02^\circ\text{C}$ temperature decrease, significant for a deep and otherwise isothermal environment [Besiktepe *et al.*, 1994]. These events create distinct spikes in the acoustic traveltimes which translate to centimeter size spikes in the converted ranges. After discarding these cold event periods (which represent between 4% and 20% of the measurements) and removing outliers using a median absolute deviation method [Rousseeuw and Croux, 1993], rangings on individual baselines have an average 1 sigma standard deviation of 2.1 mm for all baselines over the 6 months.

Inclinometer data show that the tripods are quasi-vertical, and remained relatively stable, within the sensor resolution ($10^{-3}\text{ rad} = 0.057^\circ$), throughout the observation period (supporting information Figure S7). Only the F beacons could be oriented during a remotely operated vehicle inspection of the array and thus corrected for inclination variations. Such correction is not possible for the G transponders, randomly oriented relative to the tripods (supporting information Figure S1). The largest variation in the F network is recorded by unit F-2004 with a gradual 0.11° tilt over the 6 month period, probably due to the settling of the structure into the soft seabed. The resulting range error on the two affected baselines (2001–2004 and 2002–2004) does not exceed 2 mm in 6 months, due to the favorable tilt orientation. For the other F baselines, however, the tilt effect reached up to 4 mm in 6 months but is accounted for in the processing.

Changes in baseline length may result from a combination of true length variations and drift in the computed sound speeds used in the time-to-distance conversion. Although the relationship between temperature, pressure, and sound speed is not linear [Del Grosso, 1974], if temperature and pressure measurements drift linearly within the manufacturer's specifications (respectively 6.5–8.5 ppm/yr and 7 ppm/yr), the derived sound speed drifts linearly to first order, at a rate of less than $2.6 \times 10^{-5}\text{ m/s/yr}$. In the next section, we propose a least squares inversion, which accounts for this potential observation bias, with the objective of providing bounds on the fault motion over the 160 days of measurements.

3. Data Modeling

Baseline lengths were first computed using sound speeds derived from in situ temperature and pressure sensors, assuming that these sensors did not drift. The results show significant variations in baseline trends, with a 1 sigma standard deviation of 15.4 mm/yr around an average value of -0.61 mm/yr. However, the deformation pattern is inconsistent, i.e., with inconsistent changes in parallel baselines or in crossed baselines, and discrepancies between redundant F and G baseline trends (although traveltime records at colocated F and G units display similar long-term trends). These inconsistencies are interpreted as evidence of unknown instrumental drifts in the temperature sensors, which must then be treated as variables and jointly estimated with the baseline changes. To address and simplify this problem, further modeling will be based on two main hypotheses: a simple behavior of the in situ temperature and pressure sensors (i.e., linear drift of the sound speed derived from these sensors) and a simple strain model based on the geological setting (deformation is assumed to localize along the fault trace with no strain on either side of the fault). For this first-order modeling, any apparent trend in a baseline that does not cross the fault is interpreted to result only from sound speed drift at the bounding transponders.

3.1. Least Squares Inversion

3.1.1. Inversion Procedure

We designed a nonlinear least squares inversion to simultaneously determine the two sets of independent variables: sound speed drift at each site and baseline length variation between sites. Input observations are sound speeds (derived from measured pressure and temperature) at each site and acoustic traveltimes between site pairs. Based on the elementary relation $\tau = \frac{d}{c}$ where τ is the one-way traveltime, c the sound speed, and d the baseline length between a transponder pair, the observation equation for each pair of transponders A and B is

$$\tau_{\text{theo},i,A \rightarrow B} = \frac{1}{2} (d_{0,A \rightarrow B} + \varphi_{A \leftrightarrow B} t_i) \cdot \left(\frac{1}{c'_{A,i} + k_A \cdot t_i} + \frac{1}{c'_{B,i} + k_B \cdot t_i} \right)$$

with

$\tau_{\text{theo},i,A \rightarrow B}$	the theoretical one-way traveltime (s) from transponder A to transponder B at epoch i ,
$d_{0,A \rightarrow B}$	the initial baseline length (m) between transponders A and B at the reference epoch,
$\varphi_{A \leftrightarrow B}$	the (constant) deformation rate (m/yr) of the baseline length between transponders A and B ,
t_i	the epoch (year) of the ping relative to the reference,
k_A, k_B	the coefficients of the sound speed linear drift (m/s/yr) for transponders A and B , respectively, and
$c'_{A,i}, c'_{B,i}$	the computed sound speed (m/s) at transponders A and B at epoch i .

The objective is to minimize the difference between the observed traveltimes and the predicted ones in a least squares sense. Changes in baselines are treated in three different ways: they are either unconstrained ("free mode"); set to a given value, for instance, zero, ("fixed mode"); or constrained to tend toward a given value with a chosen uncertainty or weight ("constrained mode"). These conditions are differently applied to baselines crossing the fault or not crossing the fault, since we assume that all strain occurs across the fault.

To avoid excessive and unrealistic sensor drift parameters, we force the drift coefficients, k , to tend toward zero with a σ_k standard deviation, where σ_k is set to 2.6×10^{-5} m/s/yr based on the manufacturer's temperature and pressure sensor drift uncertainties (9 ppm/yr and 7 ppm/yr, respectively). A single sound speed is computed for colocated transponders, generally based on the G station sensors for consistency.

Details of the inversion procedures are provided in the supporting information.

3.1.2. Inversion Results

We present results for inversions with different configurations. Sensor drift parameters, k , were either let free or constrained toward zero, with a standard deviation as defined above. Similarly, the deformation parameters, φ , were either fixed at zero or constrained to tend toward zero for the baselines on either side of the fault and let free or constrained to tend toward the slope of the linear regression fitting the raw time series (in order not to depart excessively from initial trends), for the fault-crossing baselines.

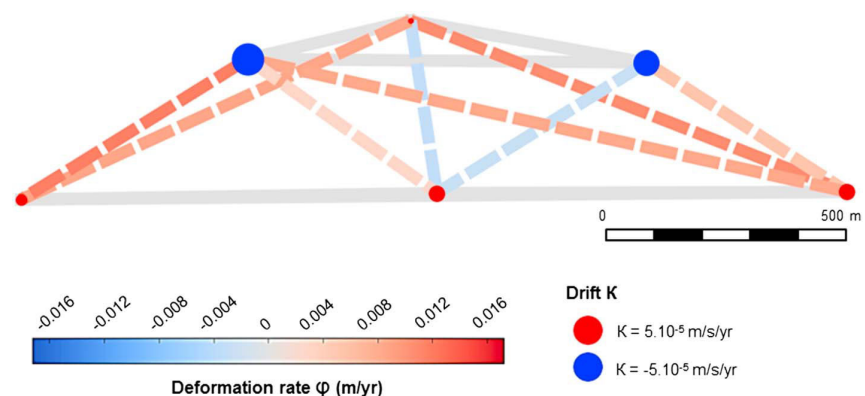


Figure 2. Rates of baseline changes obtained from a least squares inversion of baseline and sound speed data, with both constrained sensor drift (k) and baseline deformation rate (ϕ), i.e., assuming no strain on either sides of the fault (paths represented by grey lines). Deforming baselines are shown by dashed lines; colors indicate the magnitude and sign of baseline length variation. Drift in the sound speeds is represented by circles of size proportional to the drift magnitude.

Figure 2 illustrates the result for a joint inversion of sound speeds and ranging data when both k and ϕ are constrained. Illustrations for other cases are given in the supporting information (Figure S8), together with Table S2 of resulting ϕ and k values. The determined k and ϕ coefficients are within reasonable ranges: 10^{-5} to 10^{-6} m/s/yr and 1.5 to 9.7 mm/yr, respectively. However, baselines across the fault either lengthen or shorten inconsistently and show no significant trend, such as a consistent lateral strike-slip motion along the NAF. The results show that the horizontal surface motion across the fault is either zero or too small during the observation period to be detected. Without further constraints, a consistent and meaningful deformation pattern across the NAF cannot yet be extracted.

This 6 month limited data set may, however, provide an upper bound on the strike-slip motion along the ISS segment of the NAF. In the following, we propose an alternative approach based on the comparison of the observed baseline changes with those predicted for a range of slip rates.

3.2. Optimal Slip Rate Estimate Using Forward Modeling

Our forward modeling approach searches for the fault slip rate that best fits the data, assuming a simple, east-west oriented, surface-creeping strike-slip fault passing through the geodetic array. For slip rates v ranging from -20 mm/yr to 20 mm/yr, one can predict a theoretical change $\phi_{i,v}$ on each baseline i , based on the geometry of the transponders (Figure 1). In the following, positive slip rates mean right-lateral strike-slip motion along the NAF.

The predicted $\phi_{i,v}$ are then used as a priori values in the least squares inversion, using the constraining approach described in the supporting information. The weight p_ϕ on the baseline length variations is set high (corresponding to a standard deviation $\sigma_\phi = 10^{-6}$ m/yr), so that the inversion is forced toward the forward model, and the k drift parameters are constrained toward 0 to keep drift estimates within reasonable bounds.

The fit between the forward model and the observations is quantitatively assessed using three criteria. The first criterion is the normalized residual sum of squares. The second criterion is based on the comparison of the $\phi_{i,v}$ from the forward model with the slope $f_{i,v}$ of the range time series output of the inversion (range corrected for sound speed drift), for the n baselines. For a slip rate v in the forward model, we defined $\Delta\Phi_v$ as the root-mean-square (RMS) of the differences between $\phi_{i,v}$ and $f_{i,v}$ which can be written as $\Delta\Phi_v = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_{i=1}^n (\phi_{i,v} - f_{i,v})^2}$. The third criterion is the RMS of the k parameters, which is expected to be sufficiently small to ensure that drift values stay within reasonable ranges. The latter two criteria are averaged over all baselines. To make sure that no baseline is outside of reasonable range, we also provide the maximum values obtained for both criteria.

Figure 3 shows how these criteria vary with imposed slip rates. Observations are best modeled for slip rates close to 0 mm/yr and poorly modeled for strike-slip rates exceeding 10 mm/yr, for which all criteria

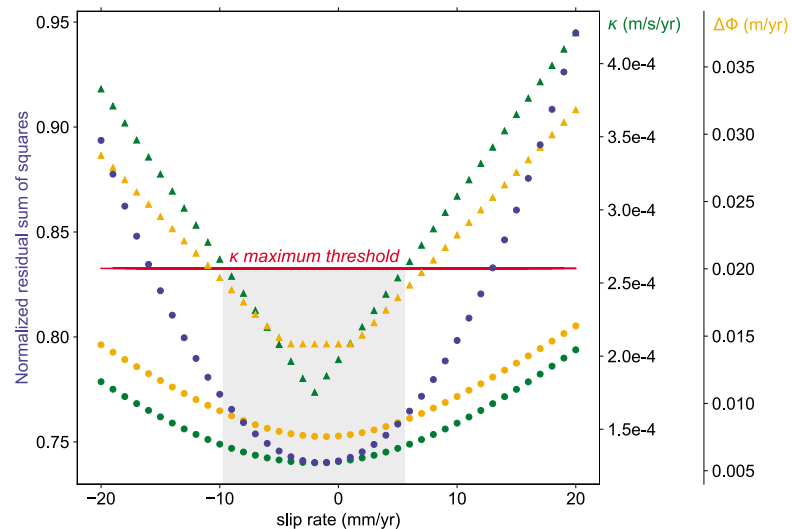


Figure 3. Criteria (y axis) illustrating the quality of fit between observations and predicted deformation on a pure strike-slip fault creeping with various slip rates (x axis). These criteria are the normalized residual sum of squares (blue circles), the baseline slope misfit $\Delta\Phi_v$ (orange circles/triangles), and the RMS of k parameters (green circles/triangles). Circles indicate the RMS value of the considered parameter averaged for all baselines, and triangles indicate its maximum value. The highlighted (grey area) range of possible slip rates is defined by the maximum sound speed drift (red line) satisfying the manufacturers' specifications (above this line, k estimates become unrealistic).

significantly depart from the minimum flat zone and reach a maximum for the highest tested slip rates of 20 mm/yr. It is worth noting that although they are not directly linked, the three criteria give similar results. Slip rates higher than 6 mm/yr yield drifts (k) that would exceed the manufacturers' specifications for the temperature and pressure sensors.

The best fitting negative slip rate of about -2 mm/yr (i.e., left lateral) is unexpected but probably not significant. We performed a Monte Carlo test to evaluate the uncertainty in this best fitting slip rate, randomly subsampling 1% of the traveltimes between each beacon pairs and using these subsets as input in the forward modeling. The operation was repeated 20 times to obtain a range of optimal slip rates. The corresponding 1 sigma standard deviation for the optimal slip rate is 1.57 mm/yr, using the $\Delta\Phi_v$ criterion (second criterion above) and 0.69 mm/yr using the normalized residual sum of squares (first criterion above).

4. Discussion

Based on a first-order modeling of the ISS motion, our inversion shows that during the observation period (160 days) the surface motion along the fault segment was too small to be detected, given the measurement uncertainties. Forward modeling, however, appears to preclude any displacement of the fault in excess of a few mm/yr.

It is likely that the first weeks of the experiment constitute a transitional period, during which sensors and onboard electronics adapt to the underwater environment and during which tripods settle on the seafloor. Instability of the geodetic structures can pose a significant problem for ranging methods [e.g., McGuire and Collins, 2013]. In this study, we were able to correct for the inclination of the F units, but not for the G stations, since their inclinometers have unknown orientations; in addition, the attitude data have a limited resolution (0.057°). The most significant tilt variations are observed on G-2303; this station, installed on the bounding slope of the basin, had an initial 9° tilt from vertical. Oscillations in the orthogonal tilt components would translate into a range error of several centimeters (i.e., several milliseconds) for the 3.60 m high tripod. But since baselines bounded by this unit do not display such variations, it probably means that only the transponder is oscillating.

Another limitation in monitoring this fault motion could be inherent to the network layout. Due to topographic constraints and limitations in the maximum acoustic range, units south of the ISS are located very

close to the fault (Figure 1c). Previous on-land studies of NAF segments demonstrated that significant deformation caused by aseismic creeping can be detected at short distances (~ 0.1 km) from the fault, when deformation is localized [Ozener *et al.*, 2013]. In the survey area, the main fault trace is visible on subbottom profiles, and in the high-resolution bathymetry, where it is marked by an alignment of < 3 m high sedimentary beads [e.g., Sengor *et al.*, 2014] (Figure 1c), suggesting a narrow deformation zone. However, part of the deformation could be distributed, in a swath about 1 km wide south of the main fault trace, where deformation is observed in the sediments at shallow depths, and along other, less active, fault traces observed north of the survey area. However, based on geomorphologic expression, slip rates on these secondary faults are expected to be much smaller than on the main fault [e.g., Sengor *et al.*, 2014; Sorlien *et al.*, 2012; Le Pichon *et al.*, 2001].

In our first-order modeling, the motion on the fault is approximated by a pure strike-slip motion, with a constant creep rate, which provides a reasonable description without any a priori knowledge on the expected deformation, in view of the limited data available. However, subsurface sediment deformation suggests a more complex deformation pattern with a small shortening component, perpendicular to the fault [Demirbag *et al.*, 2003]. A N160-oriented normal fault scarp is observed 150 m west of unit G-2304, which indicates that extension occurs nearly parallel to the strike-slip fault crossing the Kumburgaz Basin [Grall, 2013]. Southwest of the network, deformation of sediments is likely associated with downslope creep that would potentially cause a shortening of the southern baselines parallel to the fault [Zitter *et al.*, 2012; Shillington *et al.*, 2012]. Nevertheless, no obvious evidence of such processes is found in the data.

Results from the forward modeling indicate that the Istanbul-Silivri segment did not creep, at least at the seafloor, more than a few millimeters during the observation period. This is significantly less than long-term slip rates predicted for the NAF in this area [Flerit *et al.*, 2003; Reilinger *et al.*, 2006; Hergert and Heidbach, 2010] or from distant on-land GPS data [Ergintav *et al.*, 2014]. If this slip deficit corresponds to a steady state behavior of the fault, it implies that the NAF is currently accumulating stress at the surface. Over the width of the network, this information could help constraining the locking depth (see supporting information Figure S9); however, the current resolution is still insufficient to discriminate between shallow or deep estimates based on GPS or seismicity data [e.g., Ergintav *et al.*, 2014; Schmittbuhl *et al.*, 2015].

The 6 months of observations are best modeled by surface slip rates close to 0 mm/yr on the ISS of the NAF with an upper bound of 6 mm/yr to stay within reasonable limits for the sound speed drift. This maximum value is, however, compatible with the rates previously observed along the extensively monitored Ismetpasa section of the NAF on land, which aseismically creeps at rates of 7–8 mm/yr; however, the surface creep there likely results from postseismic afterslip [Ozener *et al.*, 2013].

Compared to the steady state slip rate of 16 mm/yr estimated by Hergert and Heidbach [2010] for the NAF in this area, this result implies more than 10 mm/yr of strain accumulation. If the current slip rate is near steady state, this would correspond to slip deficits of over 2.5 m since the 1766 earthquake. Along a fault several tens of kilometers long, such slip deficits could generate an earthquake of magnitude > 7 , in agreement with other estimates of the earthquake hazard near Istanbul [Bohnhoff *et al.*, 2016; Murru *et al.*, 2016; Armijo *et al.*, 2005; Le Pichon *et al.*, 2001].

5. Conclusion

Data acquired during 6 months by a network of 10 acoustic transponders deployed along the submerged ISS segment of the NAF provide first insights into the fault segment behavior. Data inversion indicates that the deformation signal is smaller than the baseline resolution, which ranges between 1.5 and 2.5 mm for the measurement of horizontal distances up to several hundred meters. This suggests little or no surface deformation across the fault during the period of observation. Comparison of observed and predicted baseline changes obtained from a simple strike-slip model indicates that the surface slip rate across the Istanbul-Silivri segment is close to zero, with an upper bound of 6 mm/yr. If this behavior is steady state, the > 10 mm/yr slip deficit implies that the Istanbul-Silivri segment of the NAF is currently accumulating stress that could be released in a major earthquake. Longer time series will either confirm this observation or show that the fault has a more complex behavior such as a stepwise creep.



Acknowledgments

The authors wish to thank the Captains and crews of R/V *Pourquoi Pas?* and R/V *Poseidon* for the successful deployment of the instruments [Geli et al., 2001] and recovery of the first set of data (POS484 2015), respectively. The deployment cruise was organized in the framework of the European FP7 Marsite project. This experiment received support from Labex Mer in Brest (ANR 10-LABX-19) and from the French component (INSU-CNRS) of the EMSO European research infrastructure. Contributions during the deployment cruise from R. Apprioual, H. Ondréas, and L. Ruffine (Ifremer) and from C. Hammersley and T. Bennetts (Sonardyne Cie Limited) are greatly acknowledged. We also thank W. Crawford and O. de Viron for their discussions on the manuscript, as well as the Associate Editor A. Newman, W. Chadwick, and an anonymous reviewer for their constructive comments. P. Sakic was supported by a PhD grant from the French Ministry of Research/University of La Rochelle. H. Piété was funded under the Région Bretagne CANOPUS FUI project. Data are available upon request to the authors. This paper is dedicated to the memory of the Principal Investigator of this subsea geodetic project, Anne Deschamps, who passed away shortly after leading the successful deployment of the acoustic transponders.

References

- Aksoy, M. E., M. Meghraoui, M. Vallee, and Z. Cakir (2010), Rupture characteristics of the AD 1912 Murefte (Ganos) earthquake segment of the North Anatolian Fault (western Turkey), *Geology*, 38(11), 991–994, doi:10.1130/G31447.1.
- Ambraseys, N. (2002), The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(1), 1–18, doi:10.1785/0120000843.
- Aochi, H., and T. Ulrich (2015), A probable earthquake scenario near Istanbul determined from dynamic simulations, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 105(3), 1468–1475, doi:10.1785/0120140283.
- Armijo, R., B. Meyer, S. Navarro, G. King, and A. Barka (2002), Asymmetric slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart: A clue to propagation processes of the North Anatolian Fault?, *Terra Nova*, 14(2), 80–86.
- Armijo, R., et al. (2005), Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 6, Q06009, doi:10.1029/2004GC000896.
- Barka, A., et al. (2002), The surface rupture and slip distribution of the 17 August 1999 Izmit earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 92(1), 43–60, doi:10.1785/0120000841.
- Besiktepe, S. T., H. I. Sur, E. Ozsoy, M. A. Latif, T. Oguz, and U. Unluata (1994), The circulation and hydrography of the Marmara Sea, *Prog. Oceanogr.*, 34(4), 285–334.
- Bohnhoff, M., P. Martinez-Garzon, F. Bulut, and Y. Ben-Zion (2016), Maximum earthquake magnitudes along different sections of the North Anatolian fault zone, *Tectonophysics*, 674, 147–165.
- Book, J. W., E. Jarosz, J. Chiggiato, and S. Besiktepe (2014), The oceanic response of the Turkish Straits System to an extreme drop in atmospheric pressure, *J. Geophys. Res. Oceans*, 119, 3629–3644, doi:10.1002/2013JC009480.
- Boyer, T. P., et al. (2013), World Ocean Database 2013, NOAA Atlas NESDIS 72, Silver Spring, MD: S. Levitus, A. Mishonov.
- Burgmann, R., and D. Chadwell (2014), Seafloor geodesy, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 42, 509–534.
- Chadwell, C. D., J. A. Hildebrand, F. N. Spiess, J. L. Morton, W. R. Normak, and C. A. Reiss (1999), No spreading across the Juan de Fuca Ridge axial cleft during 1994–1996, *Geophys. Res. Lett.*, 26(16), 2525–2528, doi:10.1029/1999GL900570.
- Chadwick, W. W., and M. Stapp (2002), A deep-sea observatory experiment using acoustic extensometers: Precise horizontal distance measurements across a mid-ocean ridge, *IEEE J. Oceanic Eng.*, 27(2), 193–201.
- Chadwick, W. W., R. W. Embley, H. B. Millburn, C. Meinig, and M. Stapp (1999), Evidence for deformation associated with the 1998 eruption of Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, from acoustic extensometer measurements, *Geophys. Res. Lett.*, 26(23), 3441–3444, doi:10.1029/1999GL900498.
- Del Grosso, V. A. (1974), New equation for the speed of sound in natural waters (with comparisons to other equations), *J. Acoust. Soc. Am.*, 56, 1084–1091.
- Demirbag, E., C. Rangin, X. Le Pichon, and A. M. C. Sengor (2003), Investigation of the tectonics of the Main Marmara Fault by means of deep-towed seismic data, *Tectonophysics*, 361(1–2), 1–19, doi:10.1016/S0040-1951(02)00535-8.
- Ergintav, S., R. E. Reilinger, R. Cakmak, M. Floyd, Z. Cakir, U. Dogan, R. W. King, S. McClusky, and H. Ozener (2014), Istanbul's earthquake hot spots: Geodetic constraints on strain accumulation along faults in the Marmara seismic gap, *Geophys. Res. Lett.*, 41, 5783–5788, doi:10.1002/2014GL060985.
- Flerit, F., R. Armijo, G. C. P. King, B. Myer, and A. Barka (2003), Slip partitioning in the Sea of Marmara pull-apart determined from GPS velocity vectors, *Geophys. J. Int.*, 154, 1–7.
- Geli, L., and P. Henry (2009), Marmesonet cruise, RV Le Suroit, doi:10.17600/9020040.
- Geli, L., L. Ruffine, and P. Henry (2014), Marsitecruise cruise, RV Pourquoi pas?, doi:10.17600/14000500.
- Grall, C. (2013), La faille Nord-Anatolienne dans sa portion immergée en Mer de Marmara: Evolution du réseau de failles et migration de fluides, PhD dissertation, Université Aix-Marseille.
- Hergert, T., and O. Heidbach (2010), Slip-rate variability and distributed deformation in the Marmara Sea fault system, *Nat. Geosci.*, 3(2), 132–135, doi:10.1038/NGEO739.
- Jarosz, E., W. J. Teague, J. W. Book, and S. Besiktepe (2011), On flow variability in the Bosphorus Strait, *J. Geophys. Res.*, 116, C08038, doi:10.1029/2010JC006861.
- Le Pichon, X. (2003), The North Anatolian Fault in the Sea of Marmara, *J. Geophys. Res.*, 108(B4), 2179, doi:10.1029/2002JB001862.
- Le Pichon, X., et al. (2001), The active Main Marmara Fault, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 192(4), 595–616, doi:10.1016/S0012-821X(01)00449-6.
- McGuire, J. J., and J. A. Collins (2013), Millimeter-level precision in a seafloor geodesy experiment at the Discovery transform fault, East Pacific Rise, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 14, 4392–4402, doi:10.1002/ggge.20225.
- Murru, M., A. Akinci, G. Falcone, S. Pucci, R. Console, and T. Parsons (2016), $M \geq 7$ earthquake rupture forecast and time-dependent probability for the Sea of Marmara region, Turkey, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 121, 2679–2707, doi:10.1002/2015JB012595.
- Osada, Y., M. Kido, and H. Fujimoto (2012), A long-term seafloor experiment using an acoustic ranging system: Precise horizontal distance measurements toward detection of seafloor crustal deformation, *Ocean Eng.*, 51, 28–33.
- Ozener, H., A. Dogru, and B. Turgut (2013), Quantifying aseismic creep on the Ismetpasa segment of the North Anatolian Fault Zone (Turkey) by 6 years of GPS observations, *J. Geodyn.*, 67, 72–77.
- Parsons, T. (2004), Recalculated probability of $M \geq 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey, *J. Geophys. Res.*, 109, B05304, doi:10.1029/2003JB002667.
- Pondard, N., R. Armijo, G. C. P. King, B. Meyer, and F. Flerit (2007), Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Earthquake clustering and propagating earthquake sequences, *Geophys. J. Int.*, 171(3), 1185–1197, doi:10.1111/j.1365-246X.2007.03580.x.
- Reilinger, R., et al. (2006), GPS constraints on continental deformation in the Africa-Arabia-Eurasia continental collision zone and implications for the dynamics of plate interactions, *J. Geophys. Res.*, 111, B05411, doi:10.1029/2005JB004051.
- Rousseeuw, P. J., and C. Croux (1993), Alternatives to the median absolute deviation, *J. Am. Stat. Assoc.*, 88(424), 1273–1283, doi:10.1080/01621459.1993.10476408.
- Schmittbuhl, J., H. Karabulut, O. Lengliné, and M. Bouchon (2015), Seismicity distribution and locking depth along the Main Marmara Fault, Turkey, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 17, 1525–2027, doi:10.1002/2015GC006120.
- Sengor, A. M. C., O. Tuysuz, C. Imren, M. Sakinc, H. Eyidogan, G. Gorur, X. Le Pichon, and C. Rangin (2005), The North Anatolian Fault: A new look, *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, 33, 37–112, doi:10.1146/annurev.earth.32.101802.120415.
- Sengor, A. M. C., C. Grall, C. Imren, X. Le Pichon, N. Ambraseys, P. Henry, H. Karabulut, and M. Siyako (2014), The geometry of the North Anatolian transform fault in the Sea of Marmara and its temporal evolution: Implications for the development of intracontinental transform faults, *Can. J. Earth Sci.*, 51(3), 222–242, doi:10.1139/cjes-2013-0160.

- Shillington, D. J., et al. (2012), Evidence for widespread creep on the flanks of the Sea of Marmara transform basin from marine geophysical data, *Geology*, 40(5), 439–442, doi:10.1130/G32652.1.
- Sorlien, C. C., et al. (2012), Uniform basin growth over the last 500 Ka, North Anatolian Fault, Marmara Sea, Turkey, *Tectonophysics*, 518(January), 1–16, doi:10.1016/j.tecto.2011.10.006.
- Yamamoto, Y., N. Takahashi, S. Citak, D. Kalafat, A. Pinar, C. Gurbuz, and Y. Kaneda (2015), Offshore seismicity in the western Marmara Sea, Turkey, revealed by ocean bottom observation, *Earth Planets Space*, 67(September), doi:10.1186/s40623-015-0325-9.
- Zitter, T. A. C., C. Grall, P. Henry, M. S. Ozeren, M. N. Cagatay, A. M. C. Sengor, L. Gasperini, B. M. de Lepinay, and L. Geli (2012), Distribution, morphology and triggers of submarine mass wasting in the Sea of Marmara, *Mar. Geol.*, 329(November), 58–74, doi:10.1016/j.margeo.2012.09.002.



Geophysical Research Letters

Supporting Information for

No significant steady-state surface creep along the North Anatolian fault offshore Istanbul: results of 6 months of seafloor acoustic ranging

P. Sakic¹, H. Piété², V. Ballu¹, J.-Y. Royer², H. Kopp³, D. Lange³, F. Petersen³, S. Özeren⁴, S. Ergintav⁵, L. Geli⁶, P. Henry⁷ and A. Deschamps^{2†}

¹ Laboratoire Littoral Environnement et Sociétés, CNRS and Université de La Rochelle, La Rochelle, France.

² University of Brest and CNRS, Laboratoire Géosciences Brest, IUEM, Plouzané, France.

³ FB4 Dynamik des Ozeanbodens, GEOMAR Helmholtz-Zentrum für Ozeanforschung, Kiel, Germany.

⁴ Eurasian Institute of Earth Sciences, Istanbul Teknik Üniversitesi, Istanbul, Turkey.

⁵ Bogazici University, Kandilli Observatory and Earthquake Research Institute, Department of Geodesy, Cengelkoy-Istanbul, Turkey.

⁶ Laboratoire Aléas géologiques et Dynamique sédimentaire, Ifremer, Plouzané, France.

⁷ Systèmes & Réservoirs sédimentaires, Collège de France, Aix en Provence, France.

† Anne Deschamps passed away on December 26th 2014, as PI she played a major role in designing and conducting the experiment.

Corresponding author: Valérie Ballu (valerie.ballu@univ-lr.fr)

Contents of this file

Text S1
Tables T1 to T2
Figures F1 to F9

Introduction

The supporting information presents the inversion methodology and equations, the instruments configuration and design, the collected data and the results for the 6 first months of the seafloor geodesy experiment carried in the Marmara Sea, Turkey, across the Istanbul-Silivri segment :

- Presentation of the non-linear least-square inversion methodology and equations (Text S1)
- Characteristics of the deployed seafloor transponders (Table T1 and Figure F1)
- Time series of the different data collected by the transponders (Figures F2 to F7)
 - Baselines length evolution (Figure F2 to F5)
 - Water temperature recorded by each device (Figure F6)
- Tilt (pitch and roll) of each device (Figures F7)
- Results of the least-square processing, using different inversion parameters (Table T2 and Figure F8)
 - Baselines deformation rate φ
 - Sound-speed drift estimation κ
- Theoretical displacements expected for a simple fault model with various locking depths (F9).

Text S1

We present here the non-linear least-square inversion methodology and equations that we developed to process together data from the 10 transponders and associated temperature and pressure sensors. We designed our inversion to simultaneously determine the two sets of independent variables: sound-speed drift at each site and baseline-length variation between sites. Input observations are sound-speeds (derived from observed pressure and temperature) at each site, and acoustic travel-times between pairs of sites. The unknowns are solved with different hypotheses on the behavior of the baselines located on either side of the fault (fixed or constrained, presented in section S1.2.1 and S1.2.2, respectively) and on the sound-speed drift (section S1.2.3).

S1.1 Approach and formulation

Based on the elementary relation $\tau = \frac{d}{c}$ where τ is the one-way travel-time, c the sound-speed, and d the baseline-length between a transponder pair, the observation equation for each pair of transponders A and B can be written as follows:

$$\tau_{theo,i,A \rightarrow B} = \frac{1}{2} (d_{0,A \rightarrow B} + \varphi_{A \leftrightarrow B} t_i) \cdot \left(\frac{1}{c'_{A,i} + \kappa_A \cdot t_i} + \frac{1}{c'_{B,i} + \kappa_B \cdot t_i} \right)$$

with :

$\tau_{theo,i,A \rightarrow B}$	the theoretical one-way travel-time from transponder A to transponder B at epoch i ,
$d_{0,A \rightarrow B}$	the baseline-length [m] between transponders A and B at the reference epoch,
$\varphi_{A \leftrightarrow B}$	the (constant) deformation rate of the baseline-length between transponders A and B [m/yr],
t_i	the epoch [yr] of the ping relative to the reference,
κ_A, κ_B	the coefficients of the sound-speed linear drift for transponder A and B respectively [m/s/yr],
$c'_{A,i}, c'_{B,i}$	the computed sound-speed [m/s] at transponders A and B at epoch i .

In our modeling, the observables are $\tau_{obs,i,A \rightarrow B}$, $c'_{A,i}$ and $c'_{B,i}$. For each logging session at epoch i , $\tau_{obs,i,A \rightarrow B}$ is the averaged time travel between transponders A and B and $c'_{A,i}$ and $c'_{B,i}$ the

averaged sound-speed derived from observed temperature and pressure respectively at sites A and B.

The estimated parameters are the n_{d_0} values of $d_{0,A \rightarrow B}$ (for n_{pair} transponder pairs, $n_{d_0} = 2n_{pair}$, because there might be a slight offset between $d_{0,A \rightarrow B}$ and the reciprocal $d_{0,B \rightarrow A}$), the n_φ values of $\varphi_{A \leftrightarrow B}$ ($n_\varphi = n_{pair}$), the n_κ values of κ_A and κ_B ($n_\kappa = n_{transponders}$).

We define the unknown vector X as

$$X = [d_{0,i_{d_0}}, \varphi_{i_\varphi}, \kappa_{i_\kappa}]$$

with $i_{d_0} \in \llbracket 1, 2n_{pair} \rrbracket$, $i_\varphi \in \llbracket 1, n_{pair} \rrbracket$, $i_\kappa \in \llbracket 1, n_{transponders} \rrbracket$,

and the vector of theoretical travel-times as:

$$T_{theo} = [\tau_{theo,i_\tau}]$$

with $i_\tau \in \llbracket 1, n_{pings} \rrbracket$.

We define the function f such as:

$$f: X \rightarrow T_{theo}(X)$$

To linearize the problem, we define the design matrix A , i.e. the matrix of partial derivatives of each theoretical observation with respect to the unknowns.

$$A = \frac{df}{dX} = \begin{bmatrix} \frac{d\tau_{theo,1}}{dd_{0,i_{d_0}}} & \dots & \frac{d\tau_{theo,1}}{d\varphi_{i_\varphi}} & \dots & \frac{d\tau_{theo,1}}{d\kappa_{i_\kappa}} \\ \vdots & & \ddots & & \vdots \\ \frac{d\tau_{theo,n_{pings}}}{dd_{0,i_{d_0}}} & \dots & \frac{d\tau_{theo,n_{pings}}}{d\varphi_{i_\varphi}} & \dots & \frac{d\tau_{theo,n_{pings}}}{d\kappa_{i_\kappa}} \end{bmatrix}$$

If B is the vector of the difference between the observed travel-times and the predicted values, ($B = T_{obs} - T_{theo} = [\tau_{obs,i} - \tau_{theo,i_\tau}]$), the problem is a standard least-square problem which can be written as follows:

$$B = A\delta X + V$$

with δX the correction values to X so that the unknown X respect the least-square condition and V , the vector of residuals.

The objective is to minimize the difference between the observed travel-times and the predicted ones in a least-square sense (i.e. to minimize the sum of the squared residuals $\sum V^T V$). The least-square model (e.g. *Strang and Borre, 1997*) allows the definition of the so-called “normal equation” :

$$A^T A \delta \hat{X} = A^T B$$

$$\delta \hat{X} = (A^T A)^{-1} A^T B$$

The new estimated values are $X_{new} = X + \delta \hat{X}$, and the problem is solved iteratively; the solution is usually obtained after 3 iterations, using $\sum \delta \hat{X} < \omega$ as a stop criteria, where ω is a quasi-null arbitrary value of 10^{-10} .

S1.2 Application of constraints

In the inversion, changes in baselines are treated in three different ways: they are either let entirely unconstrained (“free mode”) or set to a given value, for instance zero, (“fixed mode”) or constrained to tend towards a given value, with a chosen uncertainty or weight (“constrained mode”). These conditions are differently applied whether the baseline crosses or does not cross the fault, since we assume that all the strain occurs along the fault.

S1.2.1 Fixing baselines on either side of the fault

To impose null values on the φ parameter for baselines that do not cross the fault, we use the Helmert's method described by *Ghilani (2011)*. If we have n_{Fix} fixed baselines, the normal equation is augmented by the constraint equations as follows:

$$\begin{bmatrix} A^T A & F^T \\ F & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta X \\ \Lambda \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A^T B \\ B_{Fix} \end{bmatrix}$$

B_{Fix} is the vector of the constrained values, which can be written:

$$B_{Fix} = [\varphi_{Fix, i_{Fix}}]_{n_{Fix}}$$

So, in our case:

$$B_{Fix} = [0]_{n_{Fix}}$$

F is the binary matrix of the constraint equations, where $F_{i,j} = 1$ when $\delta X_j = B_{Fix,i}$ is required, and 0 elsewhere,

Λ is the vector of Lagrangian multipliers.

S1.2.2 Constraining baselines towards specific values

Another way to control the baseline behavior is to constrain the φ parameter to a given value with an uncertainty set by weights on the parameter (*Strang and Borre, 1997*). The approach is to treat the φ parameters as observables, alongside with the travel-times and thus to set an additional observation equation for each baseline we wish to constrain:

$$g: \varphi_{A \leftrightarrow B} \rightarrow \phi_{Constr, A \leftrightarrow B}$$

The observation vector T_{Theo} has a new component $\phi_{Constr, A \leftrightarrow B}$, and the matrix A an additional partial derivative $\frac{dg}{dX}$.

For this approach, a weight matrix P must be introduced, to normalize the two observables τ and ϕ of different nature, respectively with weights p_τ and p_ϕ . The weight p_i of an observable i is defined as $\frac{1}{\sigma_i^2}$ where σ_i is the standard deviation of the observable i .

$$P = diag \left(\underbrace{p_\tau, \dots, p_\tau}_{n_\tau}, \underbrace{p_\phi, \dots, p_\phi}_{n_\phi} \right)$$

To account for the weighting, the normal equation becomes:

$$\delta \hat{X} = (A^T P A)^{-1} A^T P B$$

Based on travel-time short-term repeatability, the weights for the travel-time observations are taken as $\sigma_\tau = 2\mu s$. The weights on the φ parameters depend on how strongly we want to constrain them to the targeted value (which, in our case, is 0 on either side of the fault). We tested $\sigma_\phi = 10^{-2}$, 10^{-4} and 10^{-6} mm/yr; the latter value yields similar results to the fixed baseline case described above. A single φ parameter is estimated for common baselines in the F and G networks.

S1.2.3 Constraining sound-speed drift

To avoid excessive and, thus, unrealistic values in sensor drift parameters, we imposed κ coefficients to tend towards zero with a σ_κ standard deviation, using a method similar to the one described above. σ_κ is determined from the manufacturer's sensor drift uncertainties, 9 ppm/yr and 7 ppm/yr, respectively for the temperature and pressure sensors, which gives $\sigma_\kappa = 2.6 \times 10^{-5}$ m/s/yr on the resulting sound-speed drift.

	Network F	Network G
	University of Brest	Geomar Institute
Acoustic stations		
Number of stations	4	6
Acoustic transponder	Sonardyne AMT (22.5 kHz)	Sonardyne AMT (17.0 kHz)
Temperature sensor	Valeport	Sonardyne
Pressure sensor	Paroscientific Digiquartz	Paroscientific Digiquartz
Sound-speed sensor	Valeport	Valeport
Inclinometer sensors	Jewell	Jewell
Session parameters		
Session interval	1h	2h
Wake-up interval as Master	5 min	20 min
Number of samples / session		
Ranges	3 at 5s interval	1
Sound-speed	10 (1 as Master + 3*3 as Slave)	2 (1 as Master + 1 as Slave)
Temperature	10 (1 as Master + 3*3 as Slave)	2 (1 as Master + 1 as Slave)
Pressure	1	1
Attitude (on orthogonal axes)	1 every 24h (24 sessions)	1 every 20h (10 sessions)
Number of ranging per baseline		
Per session	6	2
Per day	144	24
Expected autonomy	5 years	3 years

Table T1. Configuration and logging sessions of the acoustic transponders in Geomar (G) and University of Brest (F) subsea geodetic networks deployed in the Kumburgaz Basin.

Station number	κ [m/s/yr]						
	Fig. 2	Fig. H.a)	Fig. H.b)	Fig. H.c)	Fig. H.d)	Fig. H.e)	Fig. H.f)
Sound-speed drift	Constrained	Free	Constrained	Free	Constrained	Free	Constrained
2304 & 2001	6.75E-05	3.71E-02	3.75E-05	-3.55E-04	3.25E-05	-2.84E-04	2.20E-07
2305 & 2002	-1.77E-05	-1.77E-02	-2.72E-05	-1.66E-02	-2.46E-05	-1.66E-02	-4.00E-08
2302 & 2004	4.38E-05	1.87E-02	3.91E-05	5.41E-02	3.40E-05	5.41E-02	9.00E-08
2307 & 2003	-8.91E-06	2.37E-03	-3.07E-05	-5.85E-03	-2.83E-05	-5.86E-03	-1.50E-07
2303	-1.74E-05	-2.16E-02	-2.30E-05	-2.17E-02	-2.23E-05	-2.17E-02	-8.00E-08
2301	-2.17E-06	1.98E-03	-4.36E-06	-6.97E-02	-4.16E-06	-6.97E-02	-1.00E-08

Table T2A. Estimated sound-speed drift κ corresponding to the least-square inversions presented in figures 2 and F8. Constrained models use $\sigma_\kappa = 2.6 \times 10^{-5}$ m/s/yr . SV = Sound-Velocity.

	ϕ [mm/yr]						
	Fig. 2	Fig. H.a)	Fig. H.b)	Fig. H.c)	Fig. H.d)	Fig. H.e)	Fig. H.f)
Baselines on either side of the fault	Fixed	Fixed	Fixed	Fixed	Constrained $\sigma = 10^{-4}$ m/yr	Constrained $\sigma = 10^{-4}$ m/yr	Constrained $\sigma = 10^{-4}$ m/yr
2301-2302	0	0	0	0	1.1E-01	-6.2E-03	2.4
2301-2304	0	0	0	0	3.8E-01	8.9E-03	8.1
2302-2304 & 2001-2004	0	0	0	0	-1.9	7.1E-03	-14.8
2303-2305	0	0	0	0	4.9E-01	1.8E-03	10.8
2303-2307	0	0	0	0	3.4E-01	-8.7E-04	15.5
2305-2307 & 2002-2003	0	0	0	0	7.9E-01	-2.1E-03	6.4
Fault-crossing baselines	Constrained $\sigma = 10^{-4}$ m/yr	Constrained $\sigma = 10^{-4}$ m/yr	Constrained $\sigma = 10^{-4}$ m/yr	Constrained $\sigma = 10^{-4}$ m/yr	Free	Free	Free
2301-2303	11.9	11.6	10.2	-19.2	10.2	-19.2	10.2
2301-2305	-3.4	-3.5	-1.7	-12.0	-1.7	-12.0	-1.7
2301-2307	9.5	9.5	8.3	-13.7	8.3	-13.7	8.3
2302-2303	5.9	5.9	7.1	12.3	7.1	12.3	7.1
2302-2305 & 2002-2004	-3.0	-2.9	-6.1	0.1	-6.1	0.1	-6.1
2303-2304	9.2	9.5	5.8	-3.4	5.8	-3.4	5.8
2304-2305 & 2001-2002	3.1	3.6	0.3	-2.5	0.3	-2.5	0.3
2304-2307 & 2001-2003	12.9	13.8	1.3	0.2	1.3	0.2	1.3

Table T2B. Estimated lengthening/shortening rate ϕ corresponding to the least-square inversions presented in figures 2 and F8.

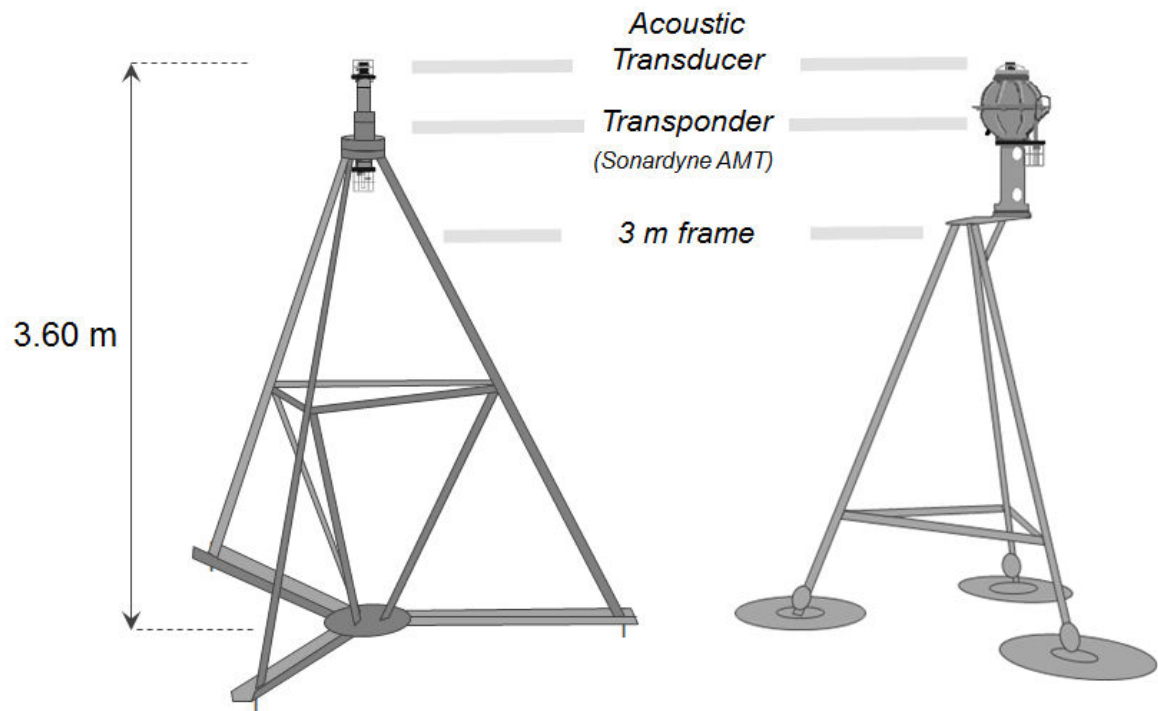


Figure F1. Seafloor acoustic ranging systems deployed in the Kumburgaz Basin in the Marmara Sea. Left, Geomar units (G network), right, University of Brest units (F network).

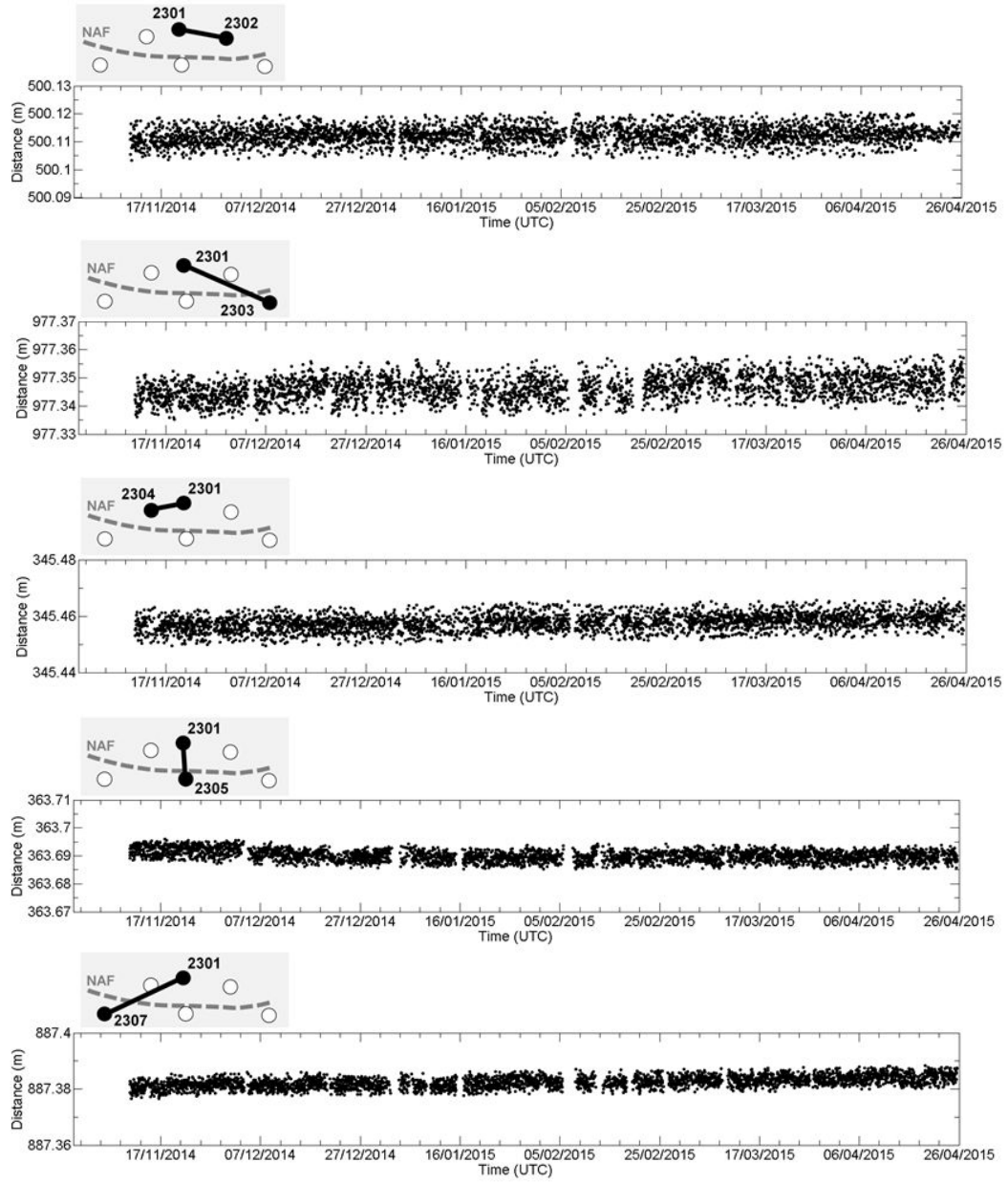


Figure F2. Distance time series derived from measurements along baselines of the G network. Circles in insets denote the position of the transponders.

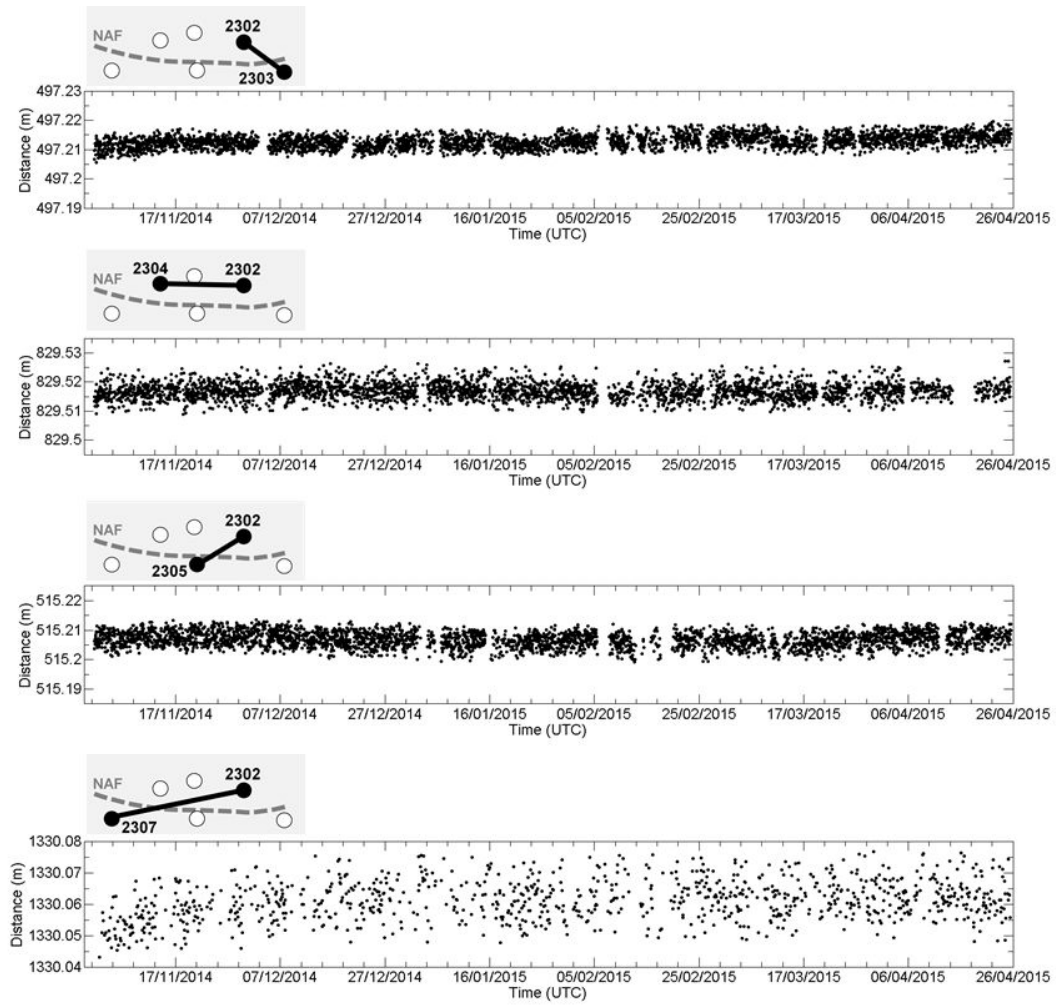


Figure F3. Distance time series derived from measurements along baselines of the G network. Circles denote the position of the transponders.

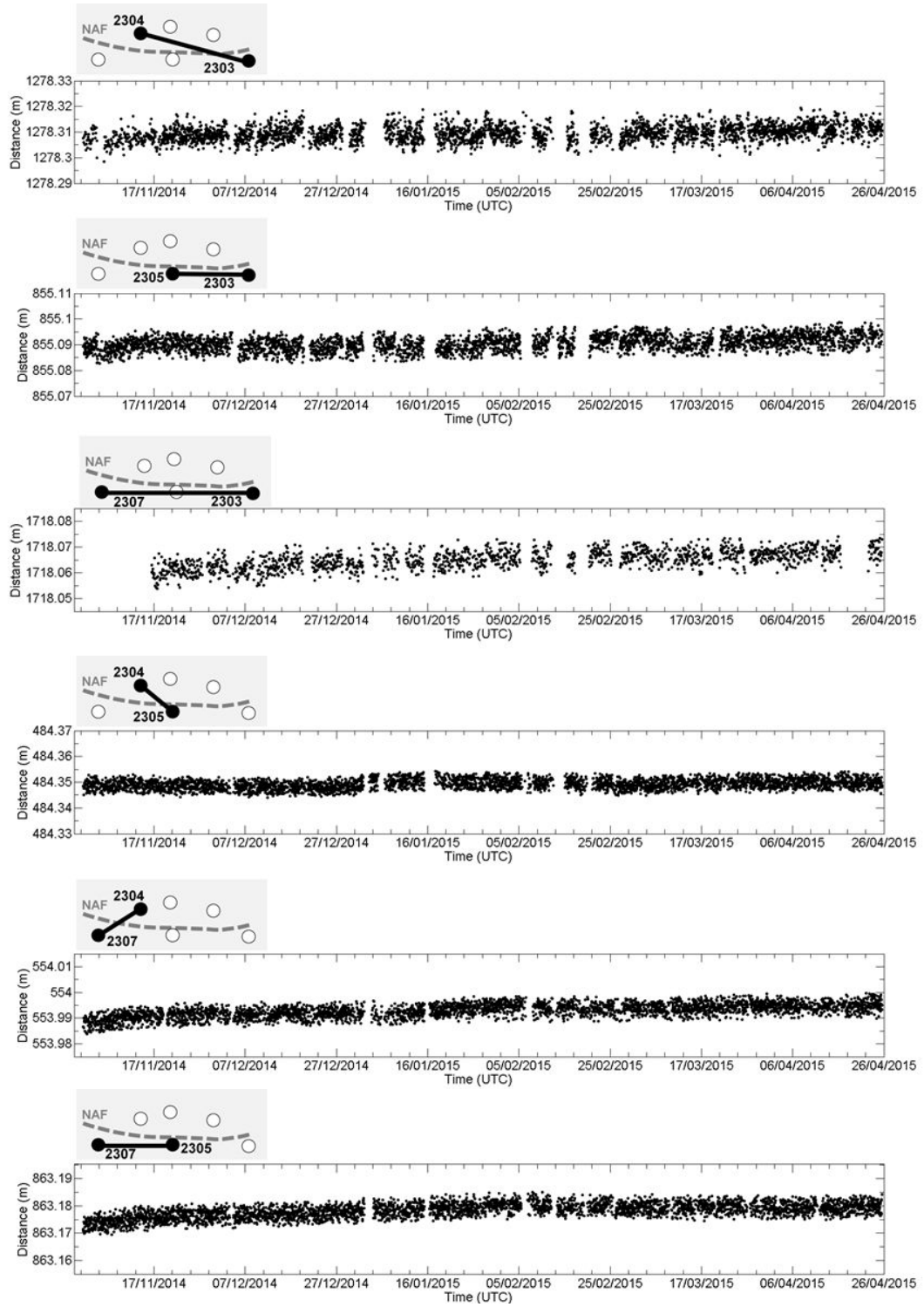


Figure F4. Distance time series derived from measurements along baselines of the G network. Circles denote the position of the transponders.

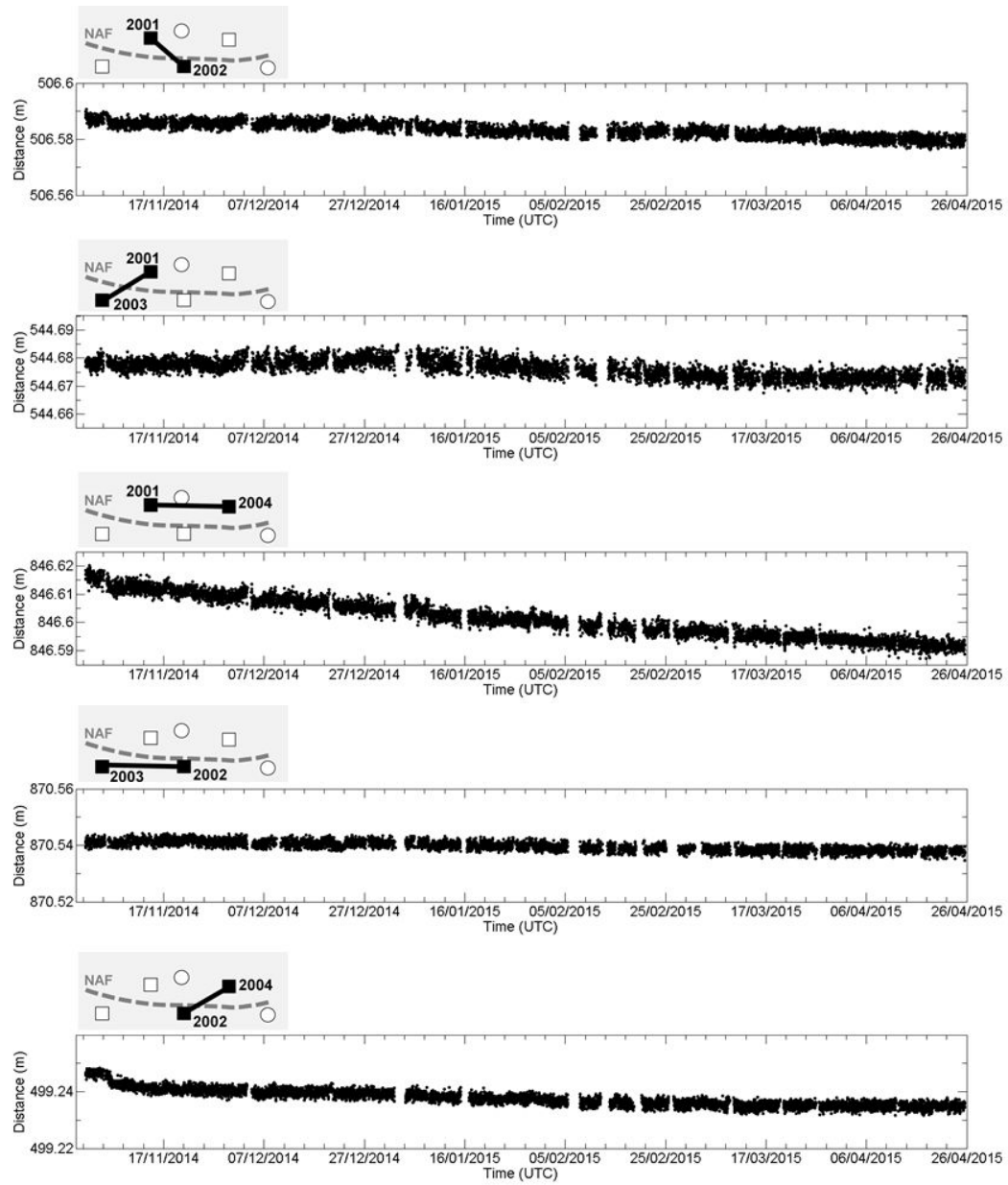


Figure F5. Edited distance time-series derived from measurements along baselines of the F network. Squares denote the position of the F transponders. Circles indicate the location of G transponders that are not collocated with the F units.

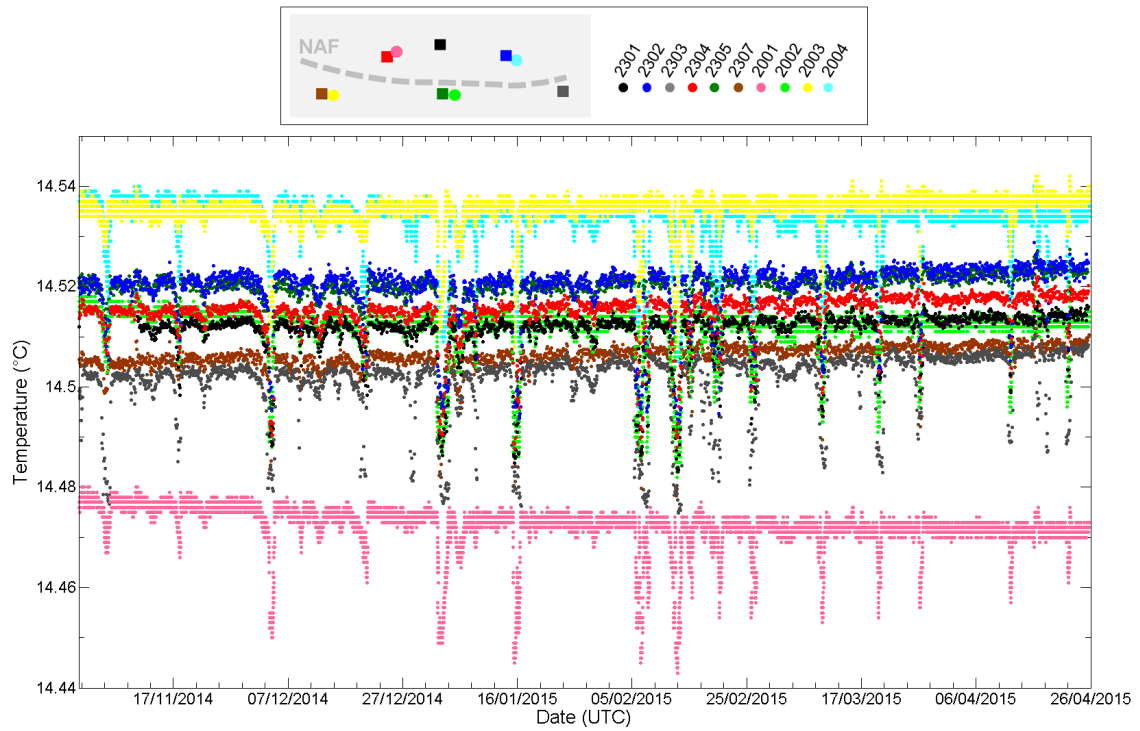


Figure F6. Temperature recorded by the transponders deployed in the Kumburgaz Basin. Logs evidence recurrent cold water pulses across the Kumburgaz Basin and linear trends in opposite direction for nearby sensors that we interpret as instrumental drifts.

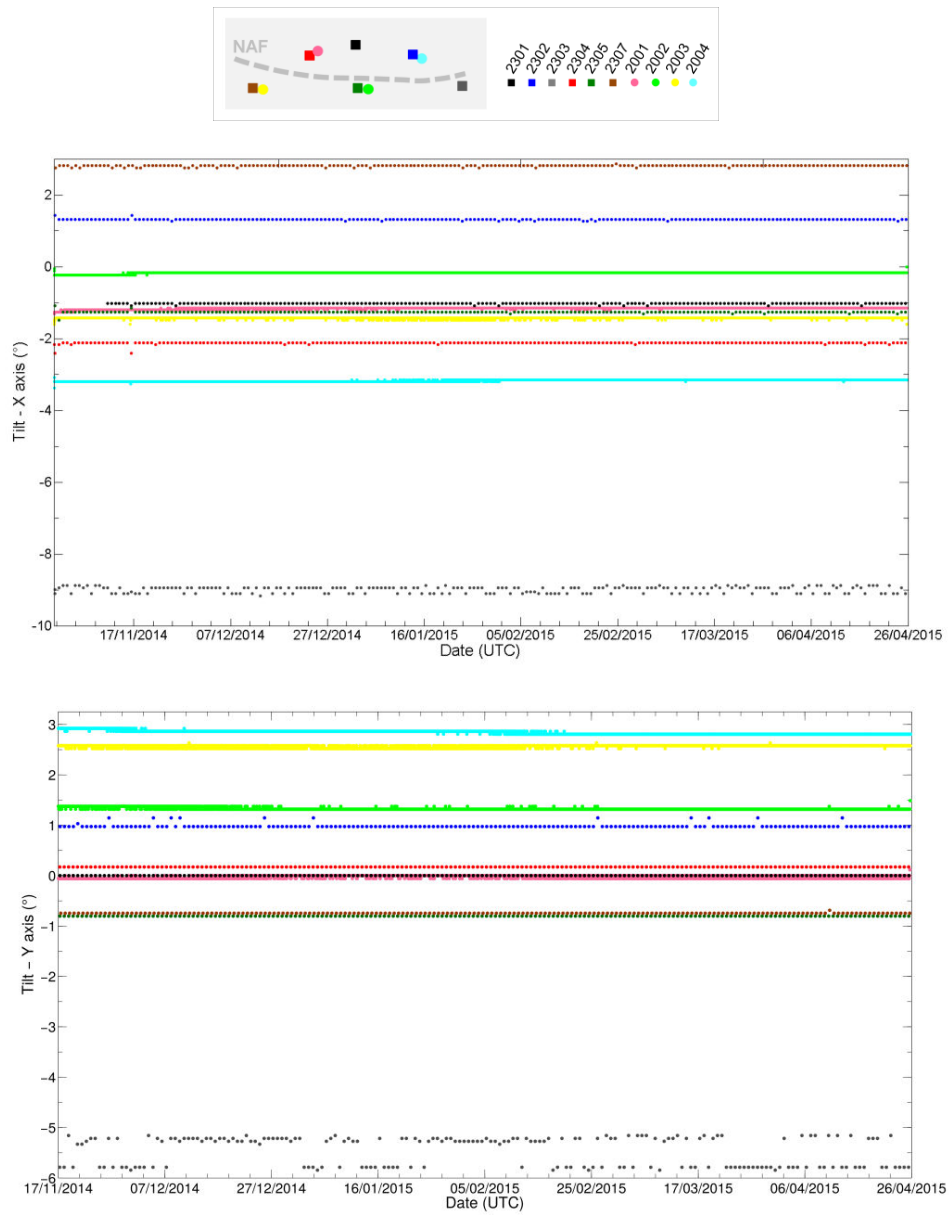


Figure F7. Tilt data recorded by orthogonal inclinometers of the transponders deployed in the Kumburgaz Basin. Only units F-2004 (cyan) and G-2303 (grey) display changes or oscillations in their attitude.

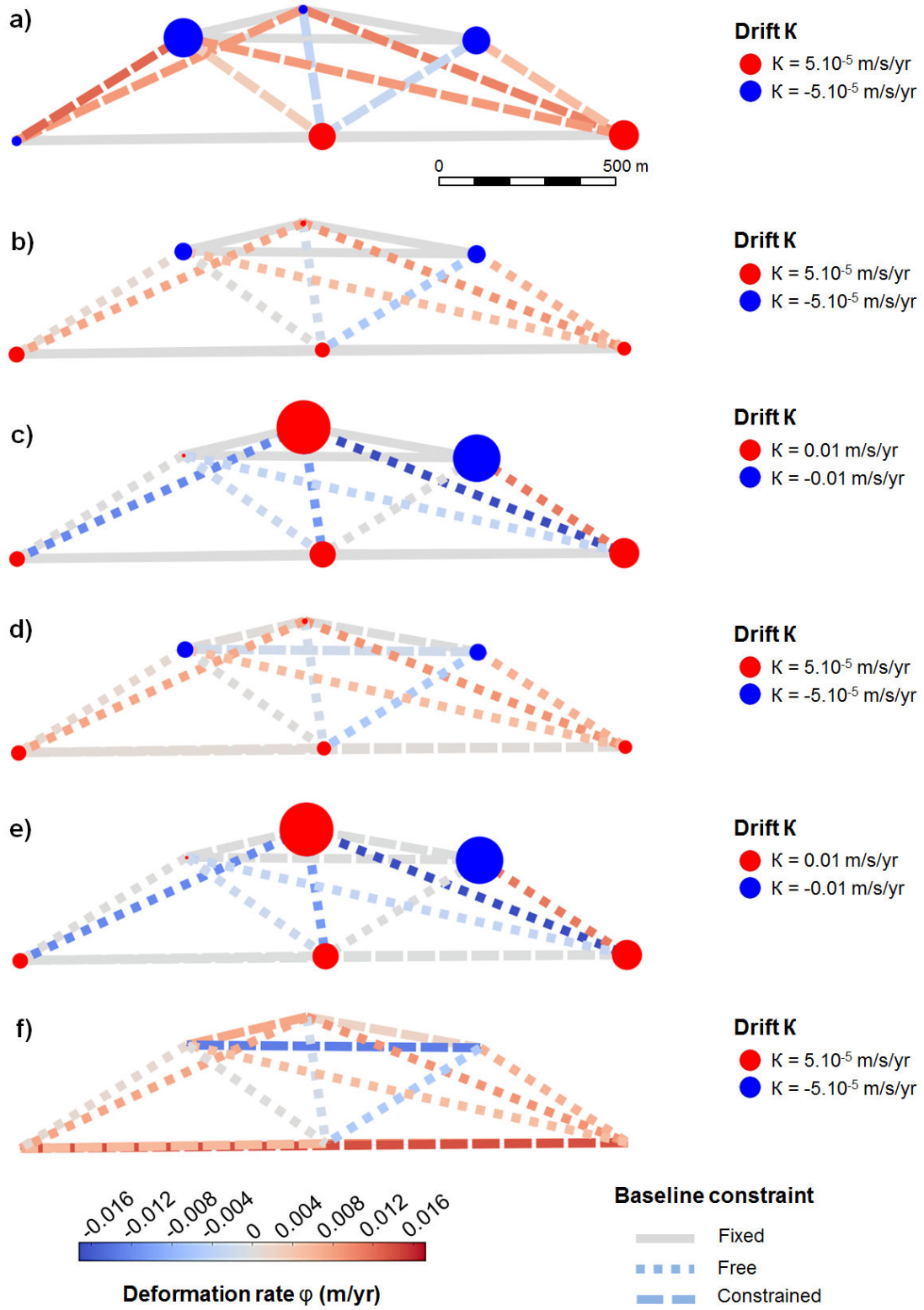


Figure F8. Results from least-square inversions of baseline data and sound-speed drifts,

assuming fixed (experiments a) b) c)) or constrained (experiments e) f) g)) baselines on either side of the fault, and for different conditions imposed on sound-speed drift (κ) and deformation rate (ϕ): a) free κ and constrained ϕ for fault-crossing baselines; b) constrained κ and free ϕ for fault-crossing baselines; c) free κ and ϕ for fault-crossing baselines; d) free ϕ for fault-crossing baselines, constrained ϕ for baselines on either side of the fault at 10^{-4} m/yr, free κ ; e) free ϕ for fault-crossing baselines, constrained ϕ for baselines on either side of the fault at 10^{-4} m/yr, constrained κ f) free ϕ for fault-crossing baselines, constrained ϕ for baselines on either side of the fault at 10^{-2} m/yr, constrained κ . Deforming baselines are denoted by dashed lines, with color indicating the magnitude and sign of baseline-length variation. Estimated sound-speed drift is represented by circles of size proportional to its magnitude.

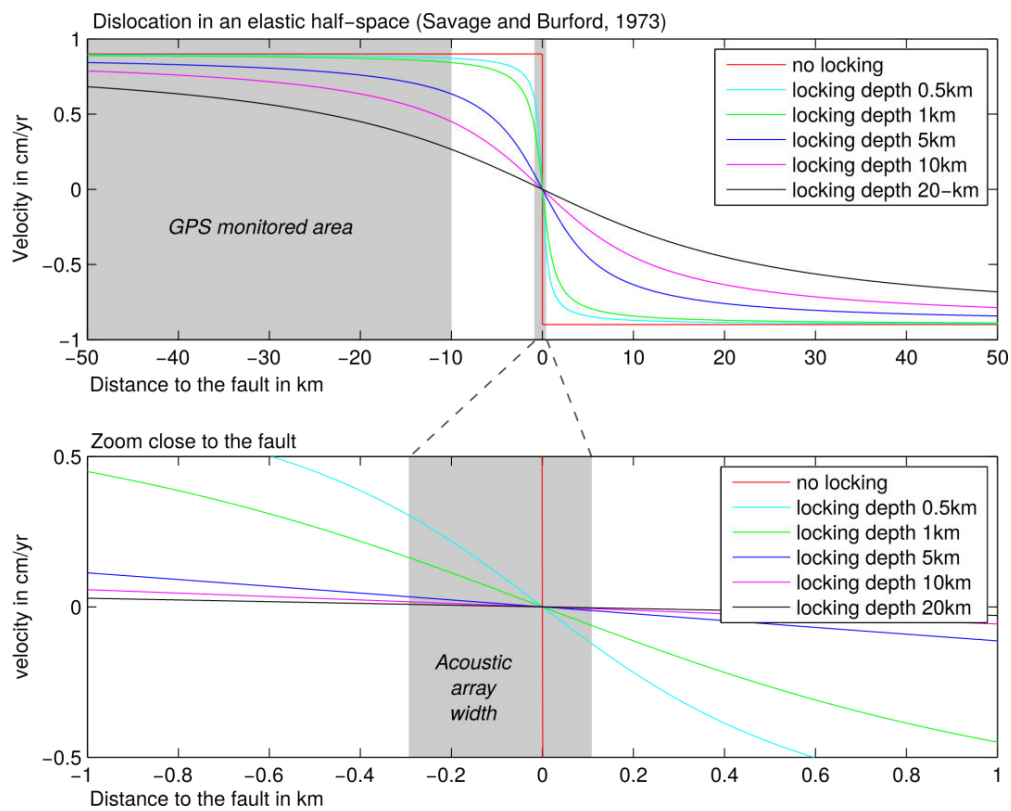


Figure F9: Theoretical displacements expected for a simple fault model with various locking depths. The displacements are computed using Savage and Burford (1973) formulation on a profile perpendicular to a vertical fault passing through our sub-marine geodetic network, assuming a 18 mm/yr far-field strike-slip motion. The grey shading shows areas monitored by on-land GPS stations and sub-marine acoustic ranging (this study). Although on-land GPS data could theoretically be sufficient to discriminate between various locking depths, available stations (Ergintav *et al.* 2014) are not well aligned relative to this profile and do not fully constrain any solution.

References

- Savage, J.C. & Burford, R.O., 1973. Geodetic determination of relative plate motion in central California, *J. Geophys. Res.*, 78, 832-845.
- Ergintav, S., Reilinger, R. E., Cakmak, R., Floyd, M., Cakir, Z., Dogan, U., King, R. W., McClusky, S., and H. Ozener (2014). "Istanbul's Earthquake Hot Spots: Geodetic Constraints on Strain Accumulation along Faults in the Marmara Seismic Gap." *Geophys. Res. Lett.* 41 (16): 5783–88.
doi:10.1002/2014GL060985.

L'approche de distancemétrie acoustique se montre efficace, mais n'est pertinente que pour de petites zones où la déformation potentielle est bien identifiée. Elle présente un autre inconvénient : on ne peut pas comparer directement les observations de distancemétrie (variations de longueurs relatives) avec celles des stations GNSS à terre (vitesses dans un référentiel absolu).

Pour le cas des Antilles, où le taux de déformation est inconnu et potentiellement réparti sur une vaste zone, il faut adopter une autre stratégie : le GNSS/A.

Troisième partie

Approche absolue : simulation d'expérience GNSS/A dans le contexte antillais



Topométrie lors de l'appareillage du N/O *Pourquoi Pas ?* d'Istanbul

Chapitre 4

Propagation d'une onde acoustique en milieu sous-marin

4.1 Vitesse d'une onde acoustique dans l'eau

Dans le cas de la technique de distancemétrie relative décrite au chapitre précédent, où les instruments communiquent entre eux au fond de l'océan, la célérité du son est considérée comme constante et on peut faire l'approximation que le signal se propage en ligne droite. Pour une expérience GNSS/A, la communication se passe entre le fond et la surface. La célérité est donc très variable avec un fort gradient, auquel s'ajoutent des perturbations temporelles, en particulier à proximité de la surface. La trajectoire de l'onde dans la colonne d'eau, perturbée par l'environnement, doit alors être prise en compte, ce que nous allons voir dans ce chapitre.

4.1.1 Caractère variable de la vitesse du son

La vitesse de propagation d'une onde acoustique en milieu sous-marin dépend principalement de trois facteurs [Etter, 2013] : 1. la pression, dépendant essentiellement de la profondeur. 2. la conductivité, fonction de la salinité. 3. la température. Ces paramètres varient continuellement avec la profondeur, mais également latéralement et dans le temps, en fonction de la saison, des courants, des marées, des

ondes internes... comme nous le verrons au chapitre 5.

À partir des mesures *in situ* de conductivité, température et pression (voir sections 5.2 et 5.3), de nombreuses formules empiriques existent dans la littérature pour obtenir la vitesse d'une onde acoustique en fonction des trois paramètres présentés ci-dessus.

Parmi les modèles employés le plus fréquemment, car à la fois précis et polyvalents, on retrouve les formules dites :

- de *Mackenzie* [Mackenzie, 1981]
- de *Chen & Millero* [Chen, 1977] (*alias* « formule UNESCO »)
- de *Del Grosso* [Del Grosso, 1974]

Il est admis aujourd'hui que la formule de *Del Grosso* est plus fiable que celle de *Chen & Millero* [Millero & Li, 1994; Meinen, 1997], et est donc à privilégier. Les autres formules, plus simples à mettre en œuvre et/ou répondant à des contextes particuliers ne sont pas décrites ici.

La température dans la couche superficielle et la pression dans les eaux profondes sont les facteurs prépondérants influençant la célérité. On peut en première approximation considérer la salinité comme constante dans les cas les plus simples (zones au large) [Etter, 2013].

Formule de Del Grosso

$$\begin{aligned}
 c(S, T, P) &= C_{000} + \Delta C_T + \Delta C_S + \Delta C_P + \Delta C_{STP} \\
 C_T(T) &= C_{T1}T + C_{T2}T^2 + C_{T3}T^3 \\
 \Delta C_S(S) &= C_{S1}S + C_{S2}S^2 \\
 \Delta C_P(P) &= C_{P1}P + C_{P2}P^2 + C_{P3}P^3 \\
 \Delta C_{STP}(S, T, P) &= C_{ST}ST + C_{TP}TP + C_{TP2}TP^2 + C_{T3P}T^3P + \\
 &\quad C_{T2P2}T^2P^2 + C_{TP3}TP^3 + C_{ST2}ST^2 + \\
 &\quad C_{STP}STP + C_{S2TP}S^2TP + C_{S2P2}S^2P^2
 \end{aligned}$$

Avec :

C_{000}	1402.392
C_{T1}	$0.5012285 \cdot 10^1$
C_{T2}	$-0.5511841 \cdot 10^{-1}$
C_{T3}	$0.221649 \cdot 10^{-3}$
C_{S1}	$0.1329530 \cdot 10^1$
C_{S2}	$0.1288598 \cdot 10^{-3}$
C_{P1}	0.1560592
C_{P2}	$0.2449993 \cdot 10^{-4}$
C_{P3}	$-0.8833959 \cdot 10^{-8}$
C_{ST}	$-0.1275936 \cdot 10^{-1}$
C_{TP}	$0.6353509 \cdot 10^{-2}$
C_{T2P2}	$0.2656174 \cdot 10^{-7}$
C_{TP2}	$-0.1593895 \cdot 10^{-5}$
C_{TP3}	$0.5222483 \cdot 10^{-9}$
C_{T3P}	$-0.4383615 \cdot 10^{-6}$
C_{S2P2}	$-0.1616745 \cdot 10^{-8}$
C_{ST2}	$0.9688441 \cdot 10^{-4}$
C_{S2TP}	$0.4857614 \cdot 10^{-5}$
C_{STP}	$-0.3406824 \cdot 10^{-3}$

4.1.2 Profil et champ de vitesse

En fonction des dimensions spatiales, il existe deux possibilités pour décrire la vitesse du son en milieu aquatique : Si la vitesse ne dépend que de la profondeur, on parle de *profil de vitesse* ou *profil de célérité* (en anglais *sound speed profile*, abrégé en *SSP*). Sinon, il s'agit d'un *champ de vitesse* ou *champ de célérité* (en anglais *sound speed field*, abrégé en *SSF*). Plus formellement, on a $c(z)$ dans le cas d'un SSP, et $c(x, y, z)$ dans le cas d'un SSF.

La vitesse variant non seulement en fonction de la position, mais également en fonction du temps, le paramètre temporel peut également être pris en compte. On parlera donc ici de *profil de célérité temporel* (*SSPT*) ou de *champ de célérité temporel* (*SSFT*).

De façon pratique, obtenir un SSF est particulièrement difficile, et ceci d'autant plus à l'échelle fine de l'ordre du kilomètre comme c'est le cas pour nos travaux.

En effet, les mesures de vitesse du son durant des campagnes océanographiques sont réalisées par immersion d’une sonde, et celles effectuées par bouée ancrée le sont le long du mouillage. Il n’y a ainsi aucun moyen facile de mesurer les gradients horizontaux. Lorsque l’on utilise une sonde immergée depuis la surface, la mesure de la variabilité dans le temps est également lacunaire, un profil pouvant durer plusieurs heures. Pour pallier ce défaut, une solution couramment utilisée est de faire l’hypothèse que l’océan est horizontalement stratifié, les variations de la vitesse du son sont alors uniquement fonction de la profondeur [Spiess, 1985b; Katsnelson et al., 2012].

$$c(x_1, y_1, z) = c(x_2, y_2, z), \quad \forall x_1, x_2, y_1, y_2 \quad (4.1)$$

4.1.3 Résolution spatiale et temporelle d’un profil/champ de vitesse

Profil de vitesse Aujourd’hui, les capteurs CTD permettent d’enregistrer les paramètres environnementaux le long de la colonne d’eau avec une résolution métrique, voire submétrique. Pour nos applications, où le profil s’étend sur plus de 5000 m, cette résolution complexifie les opérations de calcul. Dans certains cas, il est préférable d’alléger le SSP en respectant les conventions de profondeurs standards établies par l’*International Association of Physical Oceanography* en 1936, *i.e.* :

- une résolution de 5 m entre 0 et 100 m de profondeur
- une résolution de 25 m entre 100 et 500 m de profondeur
- une résolution de 50 m entre 500 et 2000 m de profondeur
- une résolution de 100 m après 2000 m de profondeur

Concernant la résolution temporelle, la plus fine est la meilleure, et n’influe pas sur le temps de calcul. Cependant un SSPT à résolution fine (de l’ordre de l’heure) ne peut pas être obtenu via une mesure CTD « classique » depuis un navire, la mesure étant limitée par la vitesse d’immersion de la sonde, et donc le temps d’aller/retour de la surface au fond de l’instrument, période pendant laquelle la célérité

du son aura varié le long de la colonne. Le seul moyen l'enregistrer l'intégralité d'un profil à un instant donné reste donc la bouée ancrée avec plusieurs capteurs répartis le long du mouillage. En pratique, les données disponibles compatibles avec notre étude ont un échantillonnage de 20 min (section 5.3).

Champ de vitesse Comme vu précédemment, il est pratiquement impossible de mesurer au même instant la célérité du son ou les paramètres qui la caractérisent à différents endroits d'une petite zone de travail, le champ de vitesse est un objet essentiellement théorique constitué à partir d'un SSP. Un SSF est implémenté comme un maillage à trois dimensions où à chaque point du maillage $[x_m, y_m, z_m]$ on associe une vitesse $c(x_m, y_m, z_m)$, et ce à partir des données d'un SSP tel que $z_m \mapsto c(z_m)$. La résolution verticale Δz_m est celle du SSP d'origine. La valeur de la vitesse en un point quelconque $[x, y, z]$ est obtenue par interpolation linéaire. Ainsi, les résolutions horizontales Δx_m et Δy_m peuvent être arbitraires. On les définira en pratique à 1000 m. Concernant la résolution temporelle, un SSFT aura de manière analogue le même échantillonnage que le SSPT sous-jacent.

4.1.4 Profil synthétique de Munk

Outre l'utilisation de mesures *in situ*, il existe le *profil de Munk* [Munk, 1974], un profil de vitesse idéalisé permettant de représenter facilement la célérité du son en pleine mer.

En fonction de la profondeur z , nous avons :

$$c(z) = 1500.0 \left[1.0 + \epsilon (\tilde{z} - 1 + e^{-\tilde{z}}) \right] \quad (4.2)$$

Avec :

$$\epsilon = 0.00737 \quad (4.3)$$

$$\tilde{z} = \frac{2(z - 1300)}{1300} \quad (4.4)$$

Un tel profil est représenté figure 4.1, sous forme de SSP (4.1(a)) et sous forme de SSF (4.1(b)).

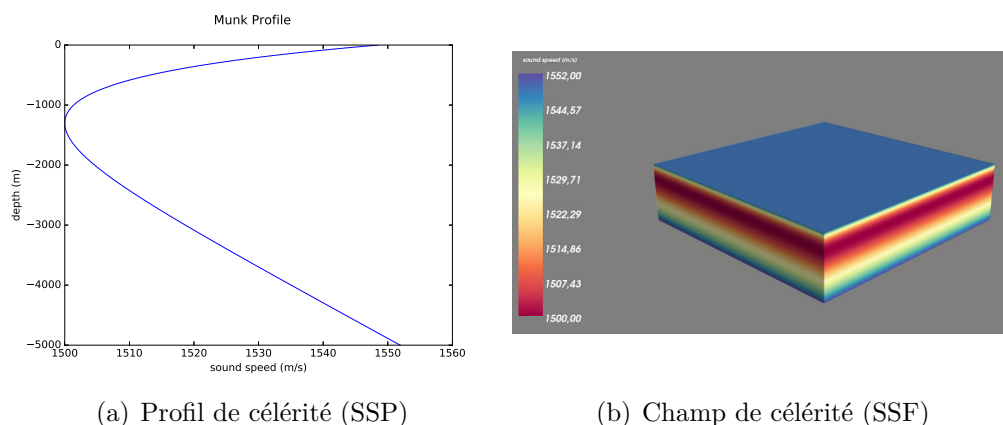


FIG. 4.1 – représentation du profil synthétique de Munk

4.2 Conventions d'orientation

4.2.1 Repérage du problème

On définit un repère orthonormé direct, avec les axes X et Y dans le plan de la surface, X étant usuellement orienté dans la direction du nord et Y dans la direction de l'est, et l'axe Z est orienté en direction du fond, comme montré sur la figure 4.2. On considère une source émettrice S d'un faisceau de rayons acoustiques à la position $\mathbf{X}_S = [x_S, y_S, z_S]$ et un récepteur R à la position $\mathbf{X}_R = [x_R, y_R, z_R]$. Chaque rayon du faisceau est émis avec un angle de tir $\boldsymbol{\vartheta}_0 = [\theta_0, \phi_0]$, où θ_0 est l'angle par rapport au plan horizontal (angle de site), et ϕ_0 est l'angle azimutal par rapport à la direction de l'axe X . La trajectoire du rayon peut être à tout moment de la propagation τ décrite par la longueur du chemin parcouru $s(\tau)$. On appelle $\mathbf{C}$ le vecteur (dans le cas d'un SSP) ou le 3-tenseur (dans cas d'un SSF) qui décrit l'environnement et donne la célérité du son en fonction de la position $[x, y, z]$.

4.2.2 Repérage topocentrique

Du choix du type de coordonnées On rappelle qu'en géodésie il existe deux moyens de repérer un point dans l'espace, et ce indépendamment du système géodésique considéré : au moyen de coordonnées géographiques (latitude, longitude,

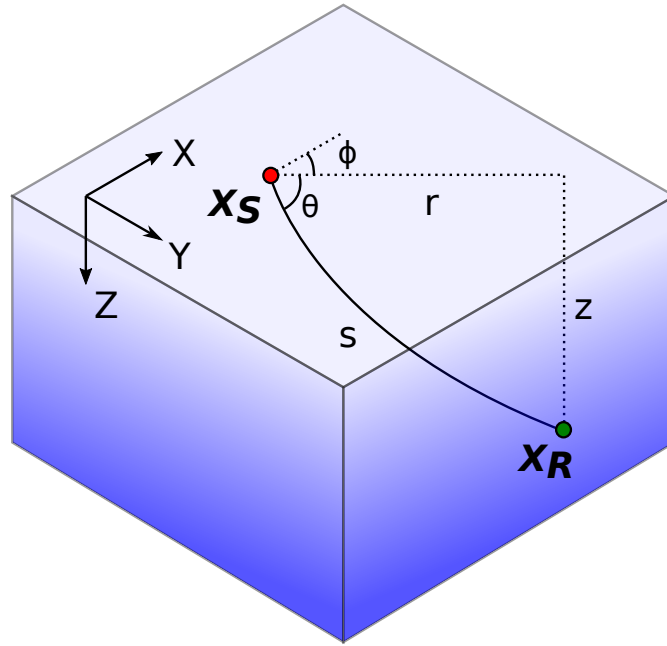


FIG. 4.2 – Conventions d'orientation pour la propagation des rayons acoustiques. Les axes X et Y définissent le plan de la surface de l'océan. X est en direction du nord, Y en direction de l'est, et Z est orienté en direction du fond. ϕ définit l'angle azimutal et θ l'angle vertical (site) de la direction d'un rayon acoustique. s est le chemin du rayon, z correspond à la profondeur du récepteur, et r la composante radiale telle que $r = \sqrt{(x_R - x_S)^2 + (y_R - y_S)^2}$

hauteur) usuellement notées $[\varphi, \lambda, h]$; ou au moyen de coordonnées cartésiennes $[x, y, z]$.

Sweeney et al. [2005] décrivent une méthode de *ray tracing* afin de restituer directement la position des transpondeurs fond de mer en coordonnées géographiques. Nous préférons cependant travailler ici en coordonnées cartésiennes, car elles rendent beaucoup plus aisées les opérations élémentaires de géométrie euclidienne (calcul de distance, produits scalaire et vectoriel...). Dans la mesure où il y a bijectivité entre les coordonnées cartésiennes et géographiques, une simple transformation en fin d'opération permet de passer des unes aux autres.

Choix d'un repérage topocentrique Nous faisons également le choix de travailler dans un repère cartésien topocentrique, dont l'origine est fixée à la surface de la Terre (dans le cas présent à la surface de l'océan), et ce au lieu du repère

cartésien géocentrique, dont le repère est fixé au centre de Terre. Cette convention vient naturellement dans le cadre de simulations : il est en effet bien plus aisé de représenter la position des transpondeurs au fond, la trajectoire de la plate-forme à la surface, et la propagation des rayons acoustiques à l'échelle du chantier dans un repère *ad hoc*, plutôt que dans un référentiel global. Dans un cas réel, on choisira le centre de masse de la trajectoire de la plate-forme comme l'origine du repère topocentrique.

On peut encore différencier deux catégories de repères topocentriques :

- le repère *ENU* pour *East, North, Up*, où les trois axes sont respectivement orientés en direction de l'est, du nord et du zénith
- le repère *NED* pour *North, East, Down*, où les trois axes sont respectivement orientés en direction du nord, de l'est et du nadir

On note que dans ce cas les deux catégories conservent la propriété de repère direct.

Si l'on considère le point P_0 de coordonnées cartésiennes géocentriques $[x_0, y_0, z_0]$, et de coordonnées géographiques $[\varphi_0, \lambda_0, h_0]$ que l'on souhaite définir comme le centre du repère topocentrique, alors les coordonnées topocentriques *ENU* $[e, n, u]$ de tout point P $[x, y, z]$ se déterminent par la transformation suivante [Grewal et al., 2007] :

$$\begin{bmatrix} e \\ n \\ u \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \lambda_0 & \cos \lambda_0 & 0 \\ -\sin \phi_0 \cos \lambda_0 & -\sin \phi_0 \sin \lambda_0 & \cos \phi_0 \\ \cos \phi_0 \cos \lambda_0 & \cos \phi_0 \sin \lambda_0 & -\sin \phi_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \\ z - z_0 \end{bmatrix} \quad (4.5)$$

Réciproquement, les coordonnées *NED* sont données par la transformation :

$$\begin{bmatrix} n \\ e \\ d \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} -\sin \phi_0 \cos \lambda_0 & -\sin \phi_0 \sin \lambda_0 & \cos \phi_0 \\ -\sin \lambda_0 & \cos \lambda_0 & 0 \\ -\cos \phi_0 \cos \lambda_0 & -\cos \phi_0 \sin \lambda_0 & \sin \phi_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x - x_0 \\ y - y_0 \\ z - z_0 \end{bmatrix} \quad (4.6)$$

On notera que le passage du repère NED au repère ENU ou inversement peut se faire par multiplication des coordonnées avec la matrice :

$$\begin{bmatrix} 0 & 1 & 0 \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & -1 \end{bmatrix} \quad (4.7)$$

Repères instantanés On introduit également les concepts de repères $iENU$ et $iNED$: pour *East North Up instantané* et *North East Down instantané*. Ils correspondent aux repères ENU et NED , mais translatés en un point de la zone de travail différent de l'origine, typiquement la position de la plate-forme à la surface à un instant donné t . Ainsi, les repères instantanés sont associés à une époque : on a $iENU(t)$ et $iNED(t)$. Ils conservent cependant les mêmes orientations que les repères principaux ENU et NED . Leurs axes restent parallèles deux à deux.

4.2.3 Conventions d'orientation de la plate-forme de surface

À la manière du repère topocentrique décrit dans la section précédente permettant de localiser un point dans la zone de travail, il est nécessaire de définir un référentiel propre à la plate-forme, et ce afin de positionner les points internes (instruments) les uns par rapport aux autres, et également de décrire les déplacements et l'attitude de la plate-forme dans le référentiel du chantier.

La plate-forme la plus naturelle étant le bateau, nous adoptons les conventions SNAME [Weinblum & St Denis, 1950]. L'axe X est dans la direction principale du navire orienté positivement vers la proue. L'axe Y est orienté vers tribord et l'axe Z est dirigé vers le fond. Aux trois axes sont associés trois angles d'attitude : le roulis (anglais *roll*, noté ϱ) correspondant à une rotation de l'axe X , compté positivement lorsque le navire penche vers tribord ; le tangage (anglais *pitch*, noté ϖ), rotation selon l'axe Y comptée positivement lorsque la proue monte, et le cap

(anglais *Heading* ou *Yaw*, noté η), rotation selon l'axe Z dans le sens horaire¹. Le point origine est arbitraire, mais dans un cas pratique, il est aisé de prendre l'emplacement de la centrale d'attitude. Le repère en question est illustré en figure 4.4.

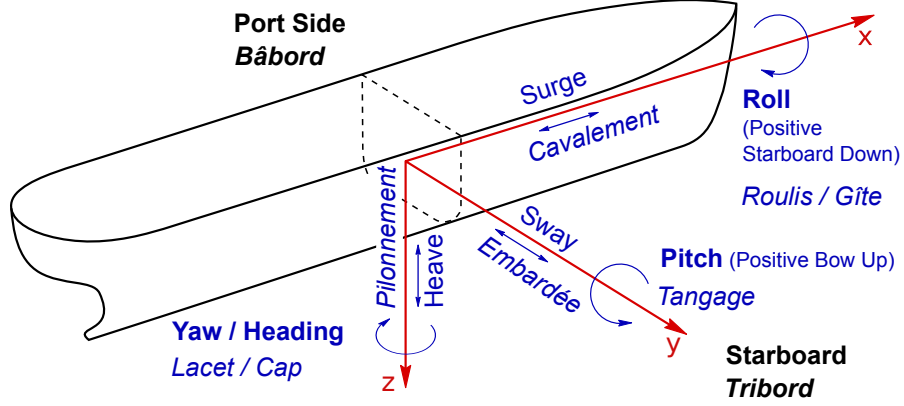


FIG. 4.3 – Convention d'orientation SNAME, et termes associés en français et anglais décrivant les mouvements et attitudes du navire

Ce repère interne est appelé repère *RPY* pour *Roll Pitch Yaw*. Il est équivalent à un repère *iNED* ayant la même origine aux différences d'orientation près conséquentes à l'attitude du navire. Le passage d'un point $[x_{RPY}, y_{RPY}, z_{RPY}]$ dans le repère *RPY* au repère *iNED* se fait par la transformation :

$$\begin{bmatrix} n_i \\ e_i \\ d_i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} C_\eta C_\varpi & -S_\eta C_\varrho + C_\eta S_\varpi S_\varrho & S_\eta S_\varrho + C_\eta S_\varpi C_\varrho \\ S_\eta C_\varpi & C_\eta C_\varrho + S_\eta S_\varpi S_\varrho & -C_\eta S_\varrho + S_\eta S_\varpi C_\varrho \\ -S_\varpi & C_\varpi S_\varrho & C_\varpi C_\varrho \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x_{RPY} \\ y_{RPY} \\ z_{RPY} \end{bmatrix} \quad (4.8)$$

1. Ces angles sont appelés indifféremment dans la littérature angles d'Euler, angles de Tait-Bryan, ou angles de Cardan. Il y a en effet deux possibilités d'appliquer une rotation suivant les trois axes fondamentaux : en respectant une convention de type 1-2-3 (rotation suivant un 1^{er} axe, puis un 2^e, puis le 3^e) ou une convention de type 1-2-1 (rotation suivant un 1^{er} axe, puis un 2^e, puis à nouveau le 1^{er}). Cependant, *stricto sensu*, le terme *angles d'Euler* est abusif, car il correspond aux rotations de type 1-2-1 et par conséquent ne sera pas utilisé. Les *angles de Tait-Bryan* sont les rotations de type 1-2-3, dont les *angles de Cardan*, *i.e.* les angles de roulis, tangage et cap sont les représentants les plus utilisés, qui suivent spécifiquement la convention 3-2-1 ($z - y - x$).

où :

$$S_{\varrho} = \sin \varrho \qquad C_{\varrho} = \cos \varrho \qquad (4.9)$$

$$S_{\varpi} = \sin \varpi \qquad C_{\varpi} = \cos \varpi \qquad (4.10)$$

$$S_{\eta} = \sin \eta \qquad C_{\eta} = \cos \eta \qquad (4.11)$$

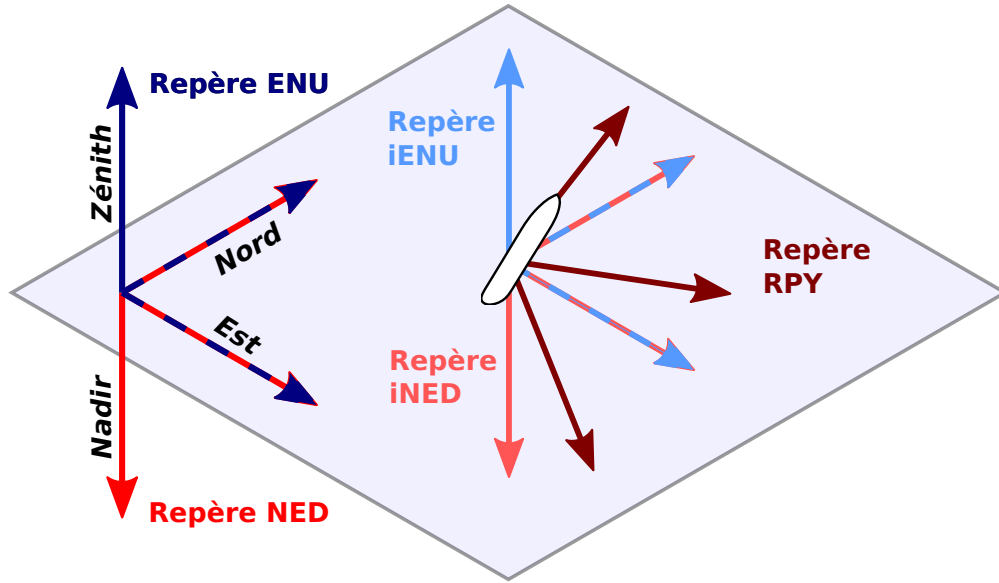


FIG. 4.4 – Représentation des repères *ENU*, *NED*, *iENU*, *iNED* et *RPY*

4.3 Méthodes de *ray tracing*

4.3.1 Approche qualitative du problème de *ray tracing*

L'eau possède une propriété fondamentale : c'est un milieu réfractif. Ainsi un changement de célérité provoque à la fois une réflexion de l'onde acoustique dans le premier milieu dans une direction symétrique à celle incidente et une modification de la trajectoire de l'onde dans le second milieu selon la *loi de Snell-Descartes*² :

$$\frac{\sin \beta_1}{c_1} = \frac{\sin \beta_2}{c_2} \qquad (4.12)$$

2. qui sera démontrée en section 4.3.4

Par convention, on nomme :

- α l'angle incident « rasant » par rapport à l'horizontale
- β l'angle incident par rapport à verticale

Les deux angles sont bien entendu complémentaires $\left(\alpha + \beta = \frac{\pi}{2}\right)$

Suivant les cas de figure, il peut être plus commode de travailler avec l'un ou l'autre.

L'égalité 4.12 peut s'écrire seulement si $\cos \alpha_2 \leq 1$, *i.e.* si $\cos \alpha_2 \leq \frac{c_1}{c_2}$. Dans le cas contraire il n'y a pas de réfraction, mais seulement réflexion du rayon incident, dite *réflexion totale*. L'angle limite est donné par la relation :

$$\alpha_l = \arccos \frac{c_1}{c_2} \quad (4.13)$$

La loi de Snell–Descartes peut s'appliquer à un ensemble de couches à vitesses constantes. On a donc :

$$\frac{\cos \alpha_1}{c_1} = \dots = \frac{\cos \alpha_i}{c_i} = \frac{\cos \alpha_{i+1}}{c_{i+1}} = \dots = k \quad (4.14)$$

Considérant un certain profil de vitesse, cette constante k ne dépend ainsi que de l'angle initial d'émission de l'onde.

Dans le cas limite d'un océan stratifié en couches infiniment fines, on a alors :

$$\frac{\cos \alpha(z)}{c(z)} = k \quad (4.15)$$

Si le gradient de célérité est principalement vertical (ce qui est le cas en première approximation comme vu en section 4.1.2), alors une augmentation de la célérité tend à amener l'onde acoustique vers l'horizontale. *A contrario*, une diminution de célérité tend à orienter l'onde vers le nadir, [Lurton, 2002] comme illustré sur les figures 4.6(a) et 4.6(b). On appelle *rayon acoustique* le chemin parcouru par l'onde entre deux points, et *lancer de rayon* ou *ray tracing* l'opération visant à déterminer la trajectoire du rayon dans un milieu donné.

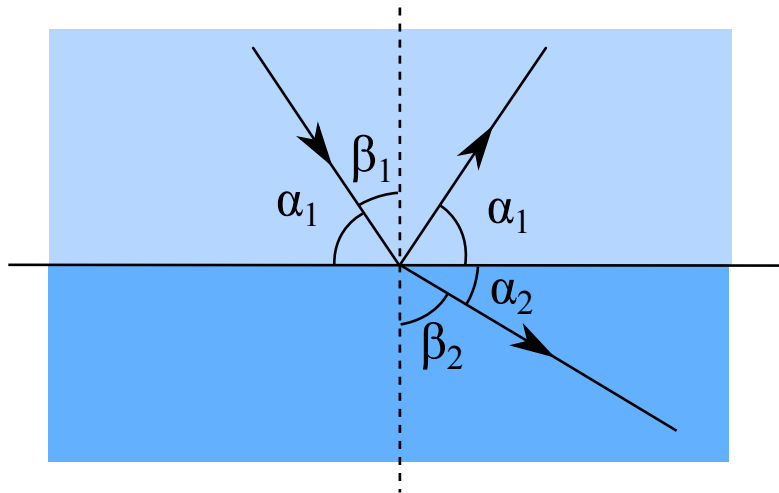


FIG. 4.5 – Loi de Snell–Descartes : un changement de célérité entraîne une réflexion et une réfraction de l’onde acoustique

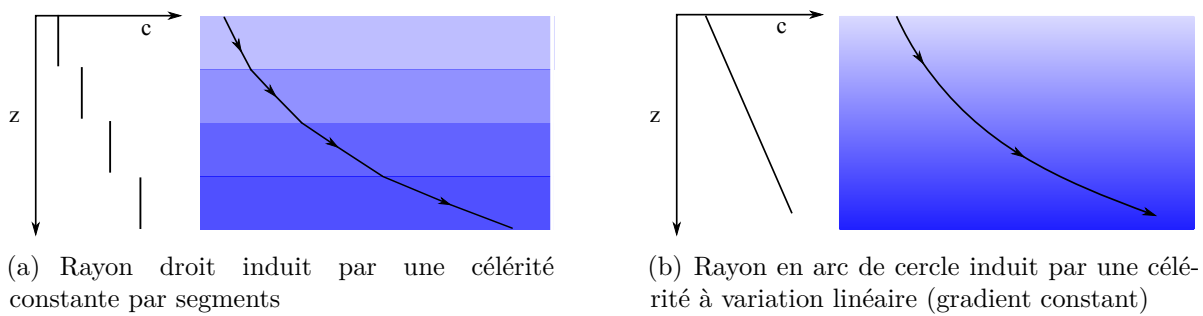


FIG. 4.6 – Trajectoire du rayon en fonction de la célérité

4.3.2 Problèmes direct et inverse

Les problèmes de ray tracing peuvent se diviser en deux catégories :

Le problème direct Le problème direct est le processus qui a pour objectif de représenter la trajectoire d’un rayon acoustique, indépendamment de sa destination, en utilisant les caractéristiques connues en amont du milieu aquatique, les conditions initiales (la position de la source à l’émission, et l’angle d’émission), et ce que nous appelons *un paramètre d’arrêt* (le temps de propagation, la longueur du chemin, ou la profondeur maximale) :

$$(\mathbf{X}_S, c(z), \boldsymbol{\vartheta}_0, \tau_{max}) \longmapsto (\mathbf{X}_R, s) \text{ si le paramètre d'arrêt est le temps de propagation} \quad (4.16)$$

$$(\mathbf{X}_S, c(z), \boldsymbol{\vartheta}_0, s_{max}) \longmapsto (\mathbf{X}_R, \tau) \text{ si le paramètre d'arrêt est la longueur du chemin} \quad (4.17)$$

$$(\mathbf{X}_S, c(z), \boldsymbol{\vartheta}_0, z_{max}) \longmapsto (\mathbf{X}_R, \tau, s) \text{ si le paramètre d'arrêt est la profondeur} \quad (4.18)$$

On appelle *fonction de ray tracing* la fonction qui permet de réaliser cette opération

Problème inverse Le problème inverse est le processus qui vise à trouver les *eigenrays*, *i.e.* les rayons qui relient l'émetteur au récepteur [Hovem, 2013]. En raison des multitrajets et du caractère réfractif de l'océan, il existe une multitude d'*eigenrays* pour une configuration émetteur/récepteur donnée. Dans le cas présent, nous ne nous intéressons qu'à la recherche de l'*eigenray* principal, c'est-à-dire celui respectant le principe de Fermat, tel que le temps de propagation soit le plus petit possible, et le premier à relier la source et la destination³. Connaissant la position de l'émetteur et du récepteur et les caractéristiques du milieu aquatique, l'objectif est de trouver les propriétés du rayon (angle d'émission initial, temps de propagation, et longueur du chemin).

$$(\mathbf{X}_S, \mathbf{X}_R, c(z)) \longmapsto (\boldsymbol{\vartheta}_0, \tau, s) \quad (4.19)$$

On appelle *fonction de recherche d'eigenray*, la fonction réalisant cette opération. Elle utilise la fonction de **ray tracing** directe de manière itérative afin de trouver les conditions initiales optimales ($\boldsymbol{\vartheta}_0$) et le meilleur paramètre d'arrêt ($\tau_{max}/s_{max}/z_{max}$) correspondant à l'*eigenray*.

Dans les sections suivantes, nous décrivons en détail la formulation et l'implémentation des différentes méthodes de *ray tracing* que nous considérons. Cette

3. Le terme *eigenray* désigne dans la suite spécifiquement ce rayon particulier

partie faisant l'objet d'une publication qui sera soumise prochainement est rédigée en anglais.

4.3.3 Eikonal equation

4.3.3.1 Formulation

The fundamental relation of underwater acoustics is the eikonal equation linking the wavefront of the emitted rays set with an equal phase ϕ , thus an equal propagation time τ .

$$|\nabla\phi|^2 = \frac{1}{c^2(\mathbf{x})} \quad (4.20)$$

s is the arc length of the ray. By definition, $\nabla\phi$ is perpendicular to the wavefront, so :

$$\frac{d\mathbf{x}}{ds} = c \nabla\phi \quad (4.21)$$

Then we differentiate this expression along s for each component x_i of $\mathbf{x}$.

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dx_i}{ds} \right) = \frac{d}{ds} \left(\frac{\partial\phi}{\partial x_i} \right) \quad (4.22)$$

$$= \sum_j \frac{dx_j}{ds} \cdot \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\frac{\partial\phi}{\partial x_i} \right) \quad (4.23)$$

$$= \sum_j c \frac{\partial\phi}{\partial x_j} \cdot \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\partial\phi}{\partial x_j} \right) \quad (4.24)$$

$$= c \sum_j \frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{\partial\phi}{\partial x_j} \right)^2 \quad (4.25)$$

$$= \frac{c}{2} \frac{\partial}{\partial x_i} \sum_j \left(\frac{\partial\phi}{\partial x_j} \right)^2 \quad (4.26)$$

$$= \frac{c}{2} \frac{\partial}{\partial x_i} \left(\frac{1}{c} \right)^2 \quad (4.27)$$

$$= -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial x_i} \quad (4.28)$$

So we have for each component :

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dx}{ds} \right) = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial x} \quad , \quad \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dy}{ds} \right) = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial y} \quad , \quad \frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dz}{ds} \right) = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial z} \quad (4.29)$$

Or in a vector notation :

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{d\mathbf{x}}{ds} \right) = -\frac{1}{c^2} \nabla c \quad (4.30)$$

We substitute the sound speed $c(\mathbf{x})$ by his reciprocal, the sound slowness $\sigma(\mathbf{x})$ so as $\sigma(\mathbf{x}) = \frac{1}{c(\mathbf{x})}$. We can also define the sound slowness as a vector $\boldsymbol{\sigma} = \begin{bmatrix} \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \end{bmatrix}$,

so as $\frac{\sigma_{x_i}}{\sigma} = \frac{dx_i}{ds}$

Using equation (4.29), we have :

$$\frac{d}{ds} \left(\sigma \frac{dx}{ds} \right) = \frac{\partial \sigma}{\partial x} \quad \frac{d}{ds} \left(\sigma \frac{dy}{ds} \right) = \frac{\partial \sigma}{\partial y} \quad \frac{d}{ds} \left(\sigma \frac{dz}{ds} \right) = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \quad (4.31)$$

And by the following substitution :

$$\frac{d\sigma_x}{ds} = \frac{\partial \sigma}{\partial x} \quad \frac{d\sigma_y}{ds} = \frac{\partial \sigma}{\partial y} \quad \frac{d\sigma_z}{ds} = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \quad (4.32)$$

The final set of differential equations to be solved is :

$$\frac{dx}{ds} = c(s)\sigma_x(s) = \frac{\sigma_x(s)}{\sigma(s)} \quad \frac{d\sigma_x}{ds} = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial x} = \frac{\partial \sigma}{\partial x} \quad (4.33)$$

$$\frac{dy}{ds} = c(s)\sigma_y(s) = \frac{\sigma_y(s)}{\sigma(s)} \quad \frac{d\sigma_y}{ds} = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial y} = \frac{\partial \sigma}{\partial y} \quad (4.34)$$

$$\frac{dz}{ds} = c(s)\sigma_z(s) = \frac{\sigma_z(s)}{\sigma(s)} \quad \frac{d\sigma_z}{ds} = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial z} = \frac{\partial \sigma}{\partial z} \quad (4.35)$$

And can be simplified in the vector form :

$$\frac{d\mathbf{Y}}{ds} = \mathbf{f}(s, \mathbf{Y})$$

$$\mathbf{Y} = \begin{bmatrix} x \\ y \\ z \\ \sigma_x \\ \sigma_y \\ \sigma_z \end{bmatrix} \quad (4.36)$$

and

$$\mathbf{f} = \frac{d\mathbf{Y}}{ds} = \begin{bmatrix} \frac{dx}{ds} \\ \frac{dy}{ds} \\ \frac{dz}{ds} \\ \frac{d\sigma_x}{ds} \\ \frac{d\sigma_y}{ds} \\ \frac{d\sigma_z}{ds} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{\sigma_x}{\sigma} \\ \frac{\sigma_y}{\sigma} \\ \frac{\sigma_z}{\sigma} \\ \frac{\partial \sigma}{\partial x} \\ \frac{\partial \sigma}{\partial y} \\ \frac{\partial \sigma}{\partial z} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} c \sigma_x \\ c \sigma_y \\ c \sigma_z \\ -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial x} \\ -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial y} \\ -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial z} \end{bmatrix} \quad (4.37)$$

This set shall be integrated using an ordinary differential equation (ODE) numerical method.

If a discrete Sound Speed Field is used, the value of $c(x, y, z)$ can be evaluated at every point, using for instance a linear interpolation. Likewise, gradients in the three principal directions can be evaluated numerically, using as initial condition :

$$\mathbf{Y}_0 = \begin{bmatrix} x_S \\ y_S \\ z_S \\ \sigma_{x,0} \\ \sigma_{y,0} \\ \sigma_{z,0} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_S \\ y_S \\ z_S \\ \frac{1}{c_0} \frac{dx_S}{ds} \\ \frac{1}{c_0} \frac{dy_S}{ds} \\ \frac{1}{c_0} \frac{dz_S}{ds} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_S \\ y_S \\ z_S \\ \frac{\cos \theta_0 \cos \phi_0}{c_0} \\ \frac{\cos \theta_0 \sin \phi_0}{c_0} \\ \frac{\sin \theta_0}{c_0} \end{bmatrix} \quad (4.38)$$

4.3.3.2 Solving Methods

Euler method The Euler Method is the simplest ODE resolution method existing. With a stepwise approach, new values at point $s + h$ can be obtained using values and their derivatives at point s , where h is the step of integration :

$$\mathbf{Y}_{i+1}(s + h) = \mathbf{Y}_i(s) + h \cdot \frac{d\mathbf{Y}_i}{ds} \quad (4.39)$$

$$\begin{bmatrix} x_{i+1}(s+h) \\ y_{i+1}(s+h) \\ z_{i+1}(s+h) \\ \sigma_{x,i+1}(s+h) \\ \sigma_{y,i+1}(s+h) \\ \sigma_{z,i+1}(s+h) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_i(s) \\ y_i(s) \\ z_i(s) \\ \sigma_{x,i}(s) \\ \sigma_{y,i}(s) \\ \sigma_{z,i}(s) \end{bmatrix} + h \cdot \begin{bmatrix} c(s) \sigma_{x,i}(s) \\ c(s) \sigma_{y,i}(s) \\ c(s) \sigma_{z,i}(s) \\ -\frac{1}{c(s)^2} \frac{\partial c(s)}{\partial x} \\ -\frac{1}{c(s)^2} \frac{\partial c(s)}{\partial y} \\ -\frac{1}{c(s)^2} \frac{\partial c(s)}{\partial z} \end{bmatrix} \quad (4.40)$$

Runge-Kutta 4 (RK4) method The main idea of Runge-Kutta method is to dispatch the points where $\mathbf{f}$ is evaluated between s and $s+h$ to gain in precision. The method is called a fourth-order one, meaning that the total accumulated error is order $O(h^4)$.

Knowing $\mathbf{Y}_i$ at point s , values $\mathbf{Y}_{i+1}$ at point $s+h$ may be determined using the following formulas [Butcher, 1963] :

$$\mathbf{Y}_{i+1}(s+h) = \mathbf{Y}_i(s) + \frac{h}{6} \cdot (\mathbf{k}_1 + 2\mathbf{k}_2 + 2\mathbf{k}_3 + \mathbf{k}_4)$$

where :

$$\mathbf{k}_1 = \frac{d\mathbf{Y}_i(s)}{ds} \quad (4.41)$$

$$\mathbf{k}_2 = \mathbf{f}(\mathbf{Y}_{\mathbf{k}_2}) \text{ with } \mathbf{Y}_{\mathbf{k}_2} = \mathbf{Y}_i(s) + \frac{h}{2} \cdot \mathbf{k}_1 \quad (4.42)$$

$$\mathbf{k}_3 = \mathbf{f}(\mathbf{Y}_{\mathbf{k}_3}) \text{ with } \mathbf{Y}_{\mathbf{k}_3} = \mathbf{Y}_i(s) + \frac{h}{2} \cdot \mathbf{k}_2 \quad (4.43)$$

$$\mathbf{k}_4 = \mathbf{f}(\mathbf{Y}_{\mathbf{k}_4}) \text{ with } \mathbf{Y}_{\mathbf{k}_4} = \mathbf{Y}_i(s) + h \cdot \mathbf{k}_3 \quad (4.44)$$

We also implement the simpler Order 2 Runge-Kutta Method, in order to compare the differences between both methods.

Adaptive Runge Kutta Integration, the Fehlberg method The aim of an adaptive method is to validate the stability of the ODE solving, by estimating two forward steps with a different order, and use them to find the optimal step for the next iteration. It allows a stable final result with a minimum number of iterations, thus a reduced processing time.

Here we describe the Runge-Kutta-Fehlberg (RKF45) Fehlberg [1969], which estimates a forward step $\mathbf{Y}_{i+1}$ of order 4, and a second one $\tilde{\mathbf{Y}}_{i+1}$ of order 5, along with an optimized step.

We have :

$$\mathbf{Y}_{i+1}(s+h) = \mathbf{Y}_i(s) + h \cdot \left(\frac{25}{216}\mathbf{k}_1 + \frac{1408}{2565}\mathbf{k}_3 + \frac{2197}{4104}\mathbf{k}_4 - \frac{1}{5}\mathbf{k}_5 \right) \quad (4.45)$$

$$\tilde{\mathbf{Y}}_{i+1}(s+h) = \mathbf{Y}_i(s) + h \cdot \left(\frac{16}{135}\mathbf{k}_1 + \frac{6656}{12825}\mathbf{k}_3 + \frac{28561}{56430}\mathbf{k}_4 - \frac{9}{50}\mathbf{k}_5 - \frac{2}{55}\mathbf{k}_6 \right) \quad (4.46)$$

where :

$$\mathbf{k}_1 = \frac{d\mathbf{Y}_i(s)}{ds} \quad (4.47)$$

$$\mathbf{k}_2 = \mathbf{f}(\mathbf{Y}_{\mathbf{k}_2}) \text{ with } \mathbf{Y}_{\mathbf{k}_2} = \mathbf{Y}_i(s) + \frac{\mathbf{k}_1}{4} \quad (4.48)$$

$$\mathbf{k}_3 = \mathbf{f}(\mathbf{Y}_{\mathbf{k}_3}) \text{ with } \mathbf{Y}_{\mathbf{k}_3} = \mathbf{Y}_i(s) + \frac{3}{32}\mathbf{k}_1 + \frac{9}{32}\mathbf{k}_2 \quad (4.49)$$

$$\mathbf{k}_4 = \mathbf{f}(\mathbf{Y}_{\mathbf{k}_4}) \text{ with } \mathbf{Y}_{\mathbf{k}_4} = \mathbf{Y}_i(s) + \frac{1932}{2197}\mathbf{k}_1 - \frac{7200}{2197}\mathbf{k}_2 + \frac{7296}{2197}\mathbf{k}_3 \quad (4.50)$$

$$\mathbf{k}_5 = \mathbf{f}(\mathbf{Y}_{\mathbf{k}_5}) \text{ with } \mathbf{Y}_{\mathbf{k}_5} = \mathbf{Y}_i(s) + \frac{439}{216}\mathbf{k}_1 - 8\mathbf{k}_2 + \frac{3680}{513}\mathbf{k}_3 - \frac{845}{4104}\mathbf{k}_4 \quad (4.51)$$

$$\mathbf{k}_6 = \mathbf{f}(\mathbf{Y}_{\mathbf{k}_6}) \text{ with } \mathbf{Y}_{\mathbf{k}_6} = \mathbf{Y}_i(s) - \frac{8}{27}\mathbf{k}_1 + 2\mathbf{k}_2 - \frac{3544}{2565}\mathbf{k}_3 + \frac{1859}{4104}\mathbf{k}_4 - \frac{11}{40}\mathbf{k}_5 \quad (4.52)$$

the step h is adapted using the following algorithm. We first determine two coefficients R and δ :

$$R = \frac{1}{h} |\mathbf{Y}_{i+1} - \tilde{\mathbf{Y}}_{i+1}| \quad (4.53)$$

$$\delta = 0.84 \left(\frac{\epsilon}{R} \right)^{1/4} \quad (4.54)$$

If $R \leq \epsilon$ we keep $\tilde{\mathbf{Y}}_{i+1}$ as the step solution, and the next solution will be determined using the step size $\delta \cdot h$.

If $R > \epsilon$ another step solution shall be determined, using $\delta \cdot h$ as step size.

We have also implemented the Cash-Karp method (RKCK) [Cash & Karp, 1990] and Dormand-Prince method (RKDP) [Dormand & Prince, 1986], based on the same principle, but with different coefficients, in order to compare the effective differences between those adaptive methods.

4.3.3.3 Implementation

Direct Problem Whatever the ODE resolution method chosen, the ray tracing function may be described with the algorithm 1. It consists of two while loops, the first computing the new values for each integration step, and the second, inside the first one, testing the validity of the integration. Two borderline cases must be managed : when the ray reach the top or the bottom of the depth range (delimited by z_{min} and z_{max}), and when the ray path length is near the stop parameter s_{max} . In both cases, an optimal integration step h must be found to reach as close as possible the limit point.

When the integration is getting near the depth range limits or the final path length stop parameter (the *border zone* in the algorithm), the integration step is adjusted using first decreasing values stocked into a list H and finally an optimal value given by the formula $\frac{z_{limit} - z_i}{c_i \sigma_z}$ [Jensen et al., 2011].

Inverse problem The inverse problem is solved using a root finding method using MINPACK subroutines based on the Powell algorithm [Powell, 1964; Moré et al., 1980]. It uses an iterative processing to find the emission angle α_0 and the propagation time τ of a ray leading to an estimated position $\tilde{X}_R$ so as the distance $\|X_{R,true} - \tilde{X}_R(\alpha_0, \tau)\| < 10^{-7} \text{ m}$ (considered as a small enough threshold). We assume in our case that the inverse function is bijective, thus the eigenray is unique. *A priori* values for the emission angle must be given, and are obtained by geometric approximation $\alpha_0 = \arctan \frac{z_R - z_S}{r_R - r_S}$ where $r = \sqrt{x^2 + y^2}$.

Algorithm 1 Algorithm used to solve the eikonal method direct problem

```

i ← 0
s0 ← 0
hnew ← h0
 $\mathbf{Y}_0 = [x_S, y_S, z_S, \frac{\cos \theta_0 \cos \phi_0}{c_0}, \frac{\cos \theta_0 \sin \phi_0}{c_0}, \frac{\sin \theta_0}{c_0}]$ 
end of path ← false
border zone ← false
change direction ← false

while not end of path do
  if si + hnew ≥ smax then
    hi = ||smax − si||
  else if border zone then
    hi = si
  else
    hi = hnew
  end if
  if change direction then
    change direction ← false
    border zone ← false
  end if
  good step ← false
  while not good step do
     $\mathbf{Y}_{new}, h_{new} \leftarrow \text{IntegrationFunction}(\mathbf{Y}_i, s_i, h_i)$ 
    if zmin < znew < zmax then
      good step ← true
      break
    else if change direction then
      good step ← true
      break
    else
      border zone ← true
      if hi = H[last element] then
        if znew > zmax then
           $h_i = \frac{z_{max} - z_i}{c_i \sigma_z}$ 
          change direction ← true
        else if znew > zmax then
           $h_i = \frac{z_{min} - z_i}{c_i \sigma_z}$ 
          change direction ← true
        end if
      end if

```

```

    else if  $h_i$  in  $H$ [last element] then
         $h_i \leftarrow H$ [next element]
    else
         $h_i \leftarrow H$ [first element]
    end if
end if
end while
 $\mathbf{Y}_{i+1} \leftarrow \mathbf{Y}_{new}$ 
 $s_{i+1} \leftarrow s_i + h_i$ 
if  $\|s_{i+1} - s_{max}\| < 10^{-6}$  then
    end of path  $\leftarrow$  true
end if
 $i \leftarrow i + 1$ 
end while

```

4.3.4 Snell-Descartes's Law

With the hypothesis of a horizontally layered ocean like described in section 4.1, meaning that there is only a sound speed gradient along the z axis, the problem may be simplified using a radial symmetry, so the planimetrics components x and y becomes equivalent to a radial component r . Hence, the azimuthal angle θ becomes superfluous, thus the propagation direction can only be described with a unique emission angle $\alpha(s)$.

4.3.4.1 Formulation

Starting from the equations 4.29, we have :

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dr}{ds} \right) = -\frac{1}{c^2} \frac{\partial c}{\partial r} \quad (4.55)$$

If there is no variation of sound speed along r , $\frac{\partial c}{\partial r} = 0$, so :

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{c} \frac{dr}{ds} \right) = 0 \quad (4.56)$$

$$\frac{1}{c} \frac{dr}{ds} = k \text{ constant} \quad (4.57)$$

$$\frac{\cos \alpha(s)}{c(s)} = k \text{ constant for each point of the path} \quad (4.58)$$

This relation, linking the incident angle with the sound speed is known as the Snell-Descartes law.

The constant k , called the ray parameter, only depends on the sound speed in the water column and the initial emission angle, and we have $k = \frac{\cos \alpha(0)}{c(0)}$. This approach is used in the GNSS/A technique [Chadwell & Sweeney, 2010].

4.3.4.2 Implementation

Direct problem In the case of a discretized SSP $c(z)$, the water column may be divided in layers of depth $[z_i, z_{i+1}]$. In each layer i a sound speed gradient may be defined.

$$g(z) = \frac{dc(z)}{dz} = \frac{c_{i+1} - c_i}{z_{i+1} - z_i} \quad (4.59)$$

In the layer i , the sound speed variation is i :

$$c(z) = c_i + g(z - z_i) \quad (4.60)$$

The equation 4.59 leads directly to the relation :

$$dc = g dz \quad (4.61)$$

And differencing the relation 4.58 gives :

$$dc = -\frac{\sin \alpha}{k} d\alpha \quad (4.62)$$

Ray progression into a layer

Taking account of the identity $\sin^2 x + \cos^2 x = 1$, we have :

$$\sin \alpha = \sqrt{1 - k^2 c^2} \quad (4.63)$$

$$\cot \alpha = \frac{k^2 c^2}{\sqrt{1 - k^2 c^2}} \quad (4.64)$$

The propagation time in the layer i is :

$$\Delta \tau_i = \tau_{i+1} - \tau_i = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{ds}{c} \quad (4.65)$$

$$= \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{dz}{c(z) \sin \alpha(z)} \quad (4.66)$$

$$= \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{dz}{c(z) \sqrt{1 - k^2 c^2(z)}} \quad (4.67)$$

$$= \left[\frac{1}{|g_i|} \ln \left[\frac{c(z_{i+1})}{c(z_i)} \frac{1 + \sqrt{1 - k^2 c^2(z_i)}}{1 + \sqrt{1 - k^2 c^2(z_{i+1})}} \right] \right] \quad (4.68)$$

The spatial propagation along the radial component r is :

$$\Delta r_i = r_{i+1} - r_i = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \cot \alpha(z) dz \quad (4.69)$$

$$= \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{k c dz}{\sqrt{1 - k^2 c^2(z)}} \quad (4.70)$$

$$= \left[\frac{1}{k g_i} \left[\sqrt{1 - k^2 c^2(z_i)} - \sqrt{1 - k^2 c^2(z_{i+1})} \right] \right] \quad (4.71)$$

The length of the ray path s in the layer i is :

$$\Delta s_i = s_{i+1} - s_i = \int_{z_i}^{z_{i+1}} \frac{dz}{\sin \alpha(z)} \quad (4.72)$$

$$= \frac{c_i}{g_i \cos \alpha_i} (\alpha_i - \alpha_{i+1}) \quad (4.73)$$

$$= \left[\frac{1}{k g_i} (\arccos(k c_i) - \arccos(k c_{i+1})) \right] \quad (4.74)$$

If $k^2 c^2(z_{i+1}) \geq 1$ (leading to $\cos \alpha \geq 1$, which is impossible), then the direction of propagation is inverted along z , and the previous equations become [Hovem, 2013] :

$$\Delta t_i = \frac{2}{|g_i|} \ln \left[\frac{1 + \sqrt{1 - k^2 c^2(z_i)}}{kc(z_i)} \right] \quad (4.75)$$

$$\Delta r_i = \frac{2}{kg_i} \left[\sqrt{1 - k^2 c^2(z_i)} \right] \quad (4.76)$$

Finally, the total propagation time, the total radial propagation distance, and the total path length are the sum of each parameter in each layer.

$$\tau = \sum_i^n \Delta \tau_i \quad r = \sum_i^n \Delta r_i \quad s = \sum_i^n \Delta s_i \quad (4.77)$$

If we use the propagation time t_{max} as the stop parameter, we need to determine the sound speed c_{τ_n} in the last layer at τ_n to have $\tau = \sum_i^{n-1} \Delta \tau_i + \Delta \tau_n$. It is given by :

$$c_{\tau_n} = 2 \frac{e^{tg} c(z_i) \left(1 + \sqrt{-(kc(z_i) - 1)(kc(z_i) + 1)} \right)}{k^2 (e^{tg})^2 c^2(z_i) + 2 + 2 \sqrt{-(kc(z_i) - 1)(kc(z_i) + 1)} - k^2 c^2(z_i)} \quad (4.78)$$

We can also use a maximum depth z_{max} as a stop parameter. In this case, the sound speed is “cut” at the depth z_{max} , the corresponding sound speed is given by $c(z_{max}) = g(z_{max}) \cdot (z_{max} - z_i)$, and a ray tracing is performed in the whole water column.

Inverse problem Using the horizontally layered ocean hypothesis, we have the emitter position $\mathbf{X}_S = [r_S, 0]$ and the receiver position $\mathbf{X}_R = [r_R, z_R]$. If we use the z_R as a stop parameter so as $z_R = z_{max}$, and we have a ray tracing function f so as $f : (r_S, \mathbf{C}, 0, z_{max}) \mapsto (r_R, \tau, s)$, the eigenray research can be performed using a secant method root-finding algorithm, finding the best emission angle α_0 , so as the ray crosses the point $[r_R, z_R]$, according to a convergence criteria ϵ_{min} set at 10^{-7} m.

Algorithm 2 Algorithm used to solve the Snell-Descartes method direct problem

```

 $a \leftarrow \alpha_{0,max,init} = 88^\circ$ 
 $b \leftarrow \alpha_{0,min,init} = 0^\circ$ 
 $r_{stop} \leftarrow 10^9$ 
 $\epsilon \leftarrow 10^9$ 
 $\Delta r \leftarrow \|r_R - r_S\|$ 
while  $\epsilon > \epsilon_{min}$  do
   $r_{R,a} \leftarrow f(r_S, \mathbf{C}, a, z_R)$ 
   $r_{R,b} \leftarrow f(r_S, \mathbf{C}, b, z_R)$ 
   $\delta r_{R,a} \leftarrow r_{R,a} - \Delta r$ 
   $\delta r_{R,b} \leftarrow r_{R,b} - \Delta r$ 
   $c \leftarrow a - \frac{a - b}{\delta r_{R,a} - \delta r_{R,b}} \cdot \delta r_{R,a}$ 
   $b \leftarrow a$ 
   $a \leftarrow c$ 
   $r_{stop} \leftarrow r_{R,a}$ 
   $\epsilon \leftarrow |\Delta r - r_{stop}|$ 
end while
 $\alpha_0 \leftarrow c$ 
 $r_R, \tau, s \leftarrow f(r_S, \mathbf{C}, \alpha_0, z_R)$ 

```

4.3.5 Equivalent Sound Speed

Based on a widely used method in operational underwater acoustics [Milne, 1983; Vincent & Hu, 1997], where the objective is to simplify the sound speed parameter to gain in real-time processing, we introduce here the concept of equivalent sound speed. It corresponds to the sound speed value if the ray would propagate with respect to a straight trajectory in a homogeneous media producing no refraction, so the propagation time between the source and the receiver is equal in the equivalent case and the “realistic” one (*i.e.* corresponding to a ray tracing using the eikonal or Snell-Descartes methods).

4.3.5.1 Formulation

In a realistic ray tracing, the bending of the ray due to refraction, which induces a variation of the propagation time, depends on the emission angle. Thus the value of the equivalent sound speed c_{equiv} depends on this angle α_0 .

Sound speed also depends on the depth, so we also make the approximation that the value of c_{equiv} varies linearly depending on the parameter z around a reference depth z_0 .

So we represent the equivalent sound speed by the sum of a polynomial depending on the emission angle and a linear function depending on the depth.

$$c_{equiv}(\alpha) = P(\alpha) + k_z (z - z_0) \text{ with } P(\alpha) = \sum_{i=0}^n \mu_i \alpha^i$$

$P(\alpha)$ is built using the Snell-Descartes ray tracing function : rays are shot with different angles α from the surface to the reference depth z_0 , (typically $\alpha \in [-70^\circ, 70^\circ]$) and the resulting propagation time τ allows defining some c_α values so as $c_\alpha = \frac{z_0}{\tau_\alpha \cos \alpha}$, and then the μ_i coefficients are determined by performing a least squares polynomial fit on the c_α values.

Note that the coefficient μ_0 corresponds to the equivalent sound speed of a ray shot to the nadir at the reference depth.

The binom representing the dependency on z is determined by a similar method. Some rays are shot to the nadir at a depth $z_0 + dz$ with $dz \in [-200m, +200m]$ and a step of 10 m, and a linear regression is performed on resulting $c_{dz} = \frac{z_0 + dz}{\tau}$ values in order to determine the k_z coefficient.

The principal advantage of this kind of ray tracing is the simplification of the propagation problem to an analytical expression, reducing significantly the processing time as well as the differentiation complexity, in the case of a least squares position restitution.

4.3.5.2 Implementation

Direct problem The direct problem can be easily solved using the path length s_{max} , the maximum depth z_{max} or the maximum radial propagation r_{max} as stop parameters.

First, an estimation of the equivalent sound speed shall be performed, using a realistic SSP and a reference depth, in order to get the polynomial parameters μ_i and the coefficient k_z .

Then with the knowledge of the emission angle α_0 and the stop parameter, the other geometrical parameters are determined using trigonometry. The propagation time τ can be determined as $\tau = \frac{s}{c_{equiv}(\alpha_0)}$.

Inverse problem Because when using the concepts of equivalent sound speed, eigenrays are straight paths, the inverse problem can be solved using the fact that the path length s is the Euclidean distance between the source and the receiver $s = \|\mathbf{X}_S - \mathbf{X}_R\|$ and the emission angle is $\alpha_0 = \arctan \frac{z_R - z_S}{r_R - r_S}$. The propagation time is obtained using $\tau = \frac{s}{c_{equiv}(\alpha_0)}$, with a c_{equiv} computed using z_R as z_0

4.4 Comparison of the different ray tracing methods

After the presentation of the three ray tracing methods, we proceed to a comparison of the efficiency of each method. We use as a precision indicator the difference according to a reference solution and the computational execution time.

Because it is the most common method in the ray tracing problems, we use the Snell-Descartes method as the reference solution. We will compare the results of this method to the different declinations of the eikonal method (Euler's method, RK2, RK4, RKF45, RKCK, RKDP).

Computational execution time is an important practical parameter to consider for an operational processing, so we also benchmark it for each experiment. Tests are performed on a *Intel Core i7-4770 @ 3.40GHz* equipped computer.

First, we want to evaluate the stability of the Snell-Descartes method, used as reference, depending on the sampling of the SSP. We perform several ray tracings with different shooting angles and different final depths using Munk SSPs but with different vertical sampling steps. The objective is to find the optimal SSP depth sampling.

The figure 4.7 presents for a wide range of SSP depth sampling between 1m and 1mm the resulting radial distance and the time propagation compared to the mean value for several rays traced with different shooting angles and final depths.

Here are presented rays with shooting angles from 10° to 70° at a maximum depth of 2000 m, and maximum depths of 500 m to 3000 m with a shooting angle of 45° .

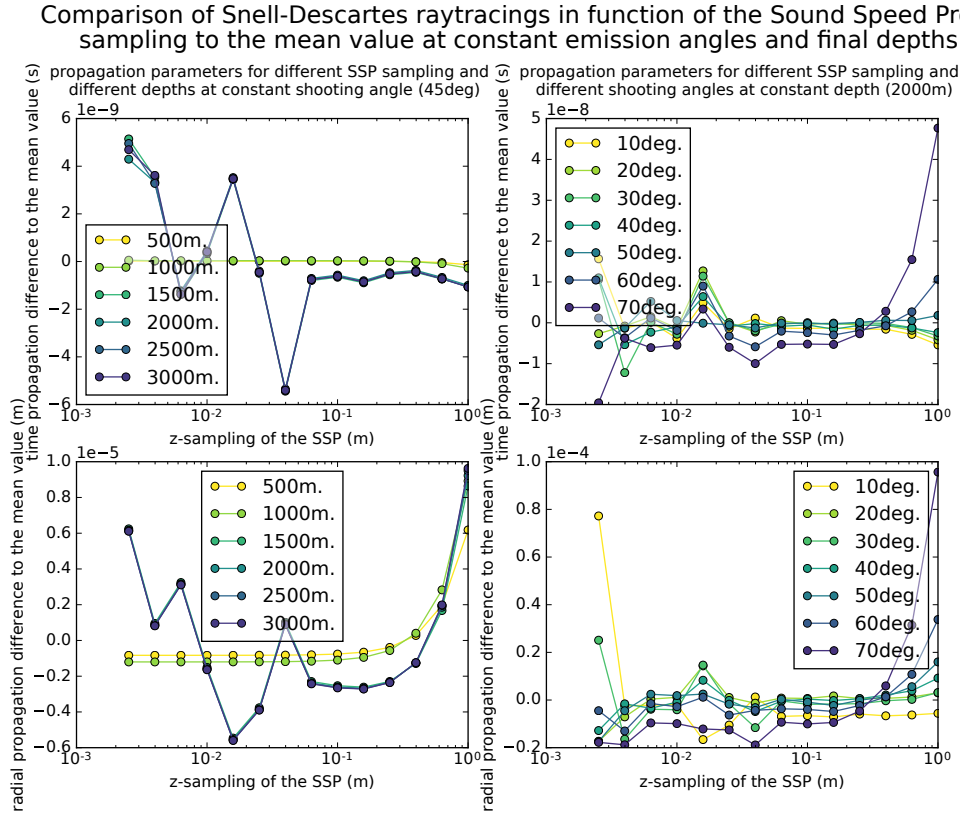


FIG. 4.7 – Comparison of Snell-Descartes ray tracings depending on the Sound Speed Profile sampling to the mean value at constant emission angles and final depths

An optimum area around a depth sampling of 10cm can be identified, where it has no instability nor divergence of the time propagation and radial propagation indicators. We keep this value as a compromise between intuitiveness, accuracy and processing speed.

A Snell-Descartes ray tracing has an average execution time of ~ 2 ms.

The comparison strategy for the direct problem is to “launch” a ray from the surface with given initial conditions (emission angle), and which will stop to a specific point with respect to a stop parameter. The output will be the coordinates of the final point, the propagation time and the path length. Thus, depending on

the emission angle and the stop parameter, we compare the distance difference between the final point of the ray tracing and the one of the corresponding Snell-Descartes reference solution as well as the difference between the propagation time and the path length of the ray tracing and the reference one.

For the inverse problem, we place a virtual emitter at the origin $\mathbf{X}_S = [0, 0, 0]$ and we vary the position of a virtual receiver $\mathbf{X}_R = [x_R, y_R, z_R]$ with x_R, y_R, z_R between 500 m and 3000 m. The resulting parameters are a propagation time, a path length and an initial emission angle, which are compared to the ones obtained with the corresponding Snell-Descartes reference solution.

4.4.1 Eikonal methods comparison

In the specific case of the eikonal method, two parameters will complement the emission angle and the stop parameter : the type of resolution method chosen, and the integration step h .

We perform several shoots using the 6 integration methods, with emission angle values between 20° and 80° , and integration step between 1 m and 100 m.

4.4.1.1 Direct problem comparison

The figure 4.8 shows for the different emissions angles and different integration methods the position difference and the propagation time difference compared to the equivalent Snell-Descartes solution depending on the integration step, along with the mean execution time of 5 identical experiments.

Because the Euler method is diverging too fast when the step $h > 5$ m, it is not represented.

Concerning the execution time, we validate that the adaptive methods keep a constant execution time regardless of the integration step and are equivalent between themselves, with 0.1s as order of magnitude, while the execution times of the classic methods depend on the integration step. The bigger the integration step, the faster the ray tracing. The execution time is in the order of the second for $h = 1$ m for a non-adaptive method, and is getting equivalent to the adaptive ones for $h = 100$ m.

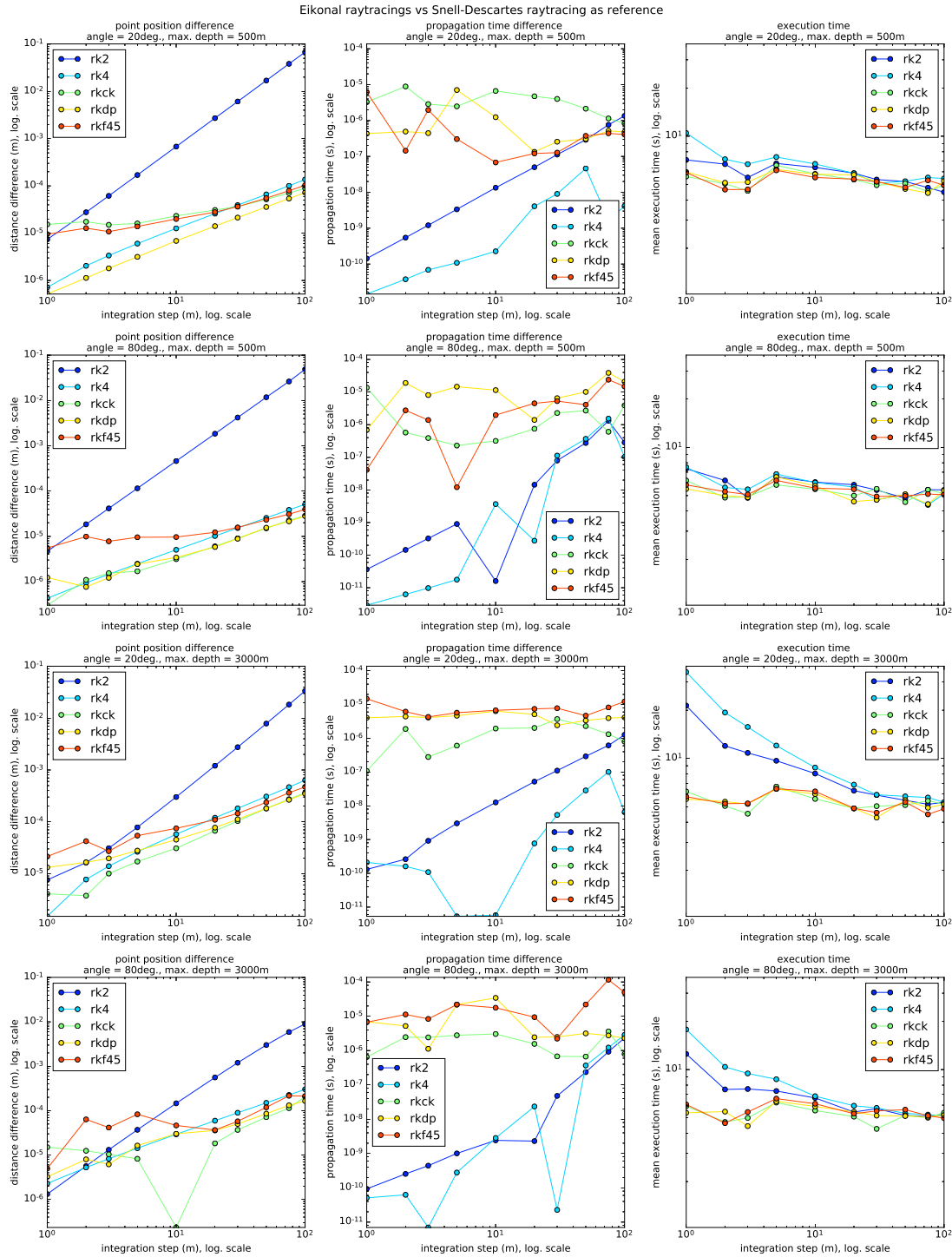


FIG. 4.8 – Direct ray tracing using the eikonal method compared to the Snell-Descartes one depending on integration steps h and different initial parameters (emission angle equal to 20° or 80° , and maximum depth equal to 500 m or 3000 m)

All the integration methods, except the RK2 one, presents an unstable behavior, with integration step smaller than 5m. The accuracy of the method start to decrease with an $h > 10$ m. An optimum range of integration steps may be found between 5 and 10 m.

The propagation time difference is significantly smaller using non-adaptive methods (in the order of 10^{-9} s) while for the adaptive methods it is in the order of 10^{-6} s.

Tables 4.1 and 4.2 presents the RMS means of the distance and time difference compared to the equivalent Snell-Descartes shoots of different experiments with variable emission angle depending on the integration step and the integration method.

h (m.)	Euler	RK2	RK4	RKCK	RKDP	RKF45
1	0.0811108	$6.38156 \cdot 10^{-06}$	$1.45669 \cdot 10^{-06}$	$9.71893 \cdot 10^{-06}$	$5.29816 \cdot 10^{-06}$	$1.42494 \cdot 10^{-05}$
2	0.162218	$2.24346 \cdot 10^{-05}$	$4.20555 \cdot 10^{-06}$	$9.79595 \cdot 10^{-06}$	$6.73338 \cdot 10^{-06}$	$2.29615 \cdot 10^{-05}$
3	0.243324	$4.93693 \cdot 10^{-05}$	$7.03612 \cdot 10^{-06}$	$9.30659 \cdot 10^{-06}$	$7.4848 \cdot 10^{-06}$	$2.09186 \cdot 10^{-05}$
5	0.405529	0.000135733	$1.27077 \cdot 10^{-05}$	$1.03004 \cdot 10^{-05}$	$1.13063 \cdot 10^{-05}$	$3.04421 \cdot 10^{-05}$
10	0.811001	0.000541513	$2.69261 \cdot 10^{-05}$	$1.63442 \cdot 10^{-05}$	$1.99432 \cdot 10^{-05}$	$3.59857 \cdot 10^{-05}$

TAB. 4.1 – RMS means of the point position difference (in meters) compared to the Snell-Descartes solution for a set of 6 different shooting angles (between 20° and 80°), depending on the integration method and the integration step

h (m.)	Euler	RK2	RK4	RKCK	RKDP	RKF45
1	$8.9337 \cdot 10^{-07}$	$2.58049 \cdot 10^{-10}$	$2.26834 \cdot 10^{-10}$	$5.34515 \cdot 10^{-06}$	$1.02872 \cdot 10^{-05}$	$1.41931 \cdot 10^{-05}$
2	$1.7871 \cdot 10^{-06}$	$5.10342 \cdot 10^{-10}$	$2.29415 \cdot 10^{-10}$	$5.69554 \cdot 10^{-06}$	$9.9396 \cdot 10^{-06}$	$8.9737 \cdot 10^{-06}$
3	$2.68118 \cdot 10^{-06}$	$1.02968 \cdot 10^{-09}$	$2.43846 \cdot 10^{-10}$	$3.96419 \cdot 10^{-06}$	$8.58351 \cdot 10^{-06}$	$8.96801 \cdot 10^{-06}$
5	$4.47046 \cdot 10^{-06}$	$2.7604 \cdot 10^{-09}$	$3.20671 \cdot 10^{-10}$	$6.37728 \cdot 10^{-06}$	$9.26041 \cdot 10^{-06}$	$2.46192 \cdot 10^{-05}$
10	$8.95008 \cdot 10^{-06}$	$1.08876 \cdot 10^{-08}$	$1.64432 \cdot 10^{-09}$	$2.84141 \cdot 10^{-06}$	$1.27289 \cdot 10^{-05}$	$2.69856 \cdot 10^{-05}$

TAB. 4.2 – RMS means of the propagation time difference (in seconds) compared to the Snell-Descartes solution for a set of 6 different shooting angles (between 20° and 80°), depending on the integration method and the integration step

The RKCK integration method is chosen as the best eikonal ray tracing strategy with an integration step of 10 m, as an optimal compromise between accuracy and speed of execution.

4.4.1.2 Inverse problem comparison

For the inverse problem, we perform a ray tracing between a virtual emitter located at $\mathbf{X}_S = [0, 0, 0]$ and a receiver situated at $\mathbf{X}_R = [x_R, 0, z_R]$ where x_R and z_R are ranging between 0 m and 300 m.

We use the different integration approaches as described above, with integration steps (initial integration step in the case of an adaptive method) ranging between 1 m and 100 m.

We represent on figure 4.9 the results for a fictive receiver deployed respectively at $[500; 0; 500]$, $[500; 0; 3000]$ and $[3000; 0; 3000]$. Because it's diverging too fast, the Euler method is not represented.

For the final point position difference, the tests show that the non-adaptive methods are more precise than the adaptive ones up to 4 orders of magnitude for integration step of 10 m and becomes equivalent beyond. But for a practical need, the micrometric difference reached by the adaptive methods remains still exploitable.

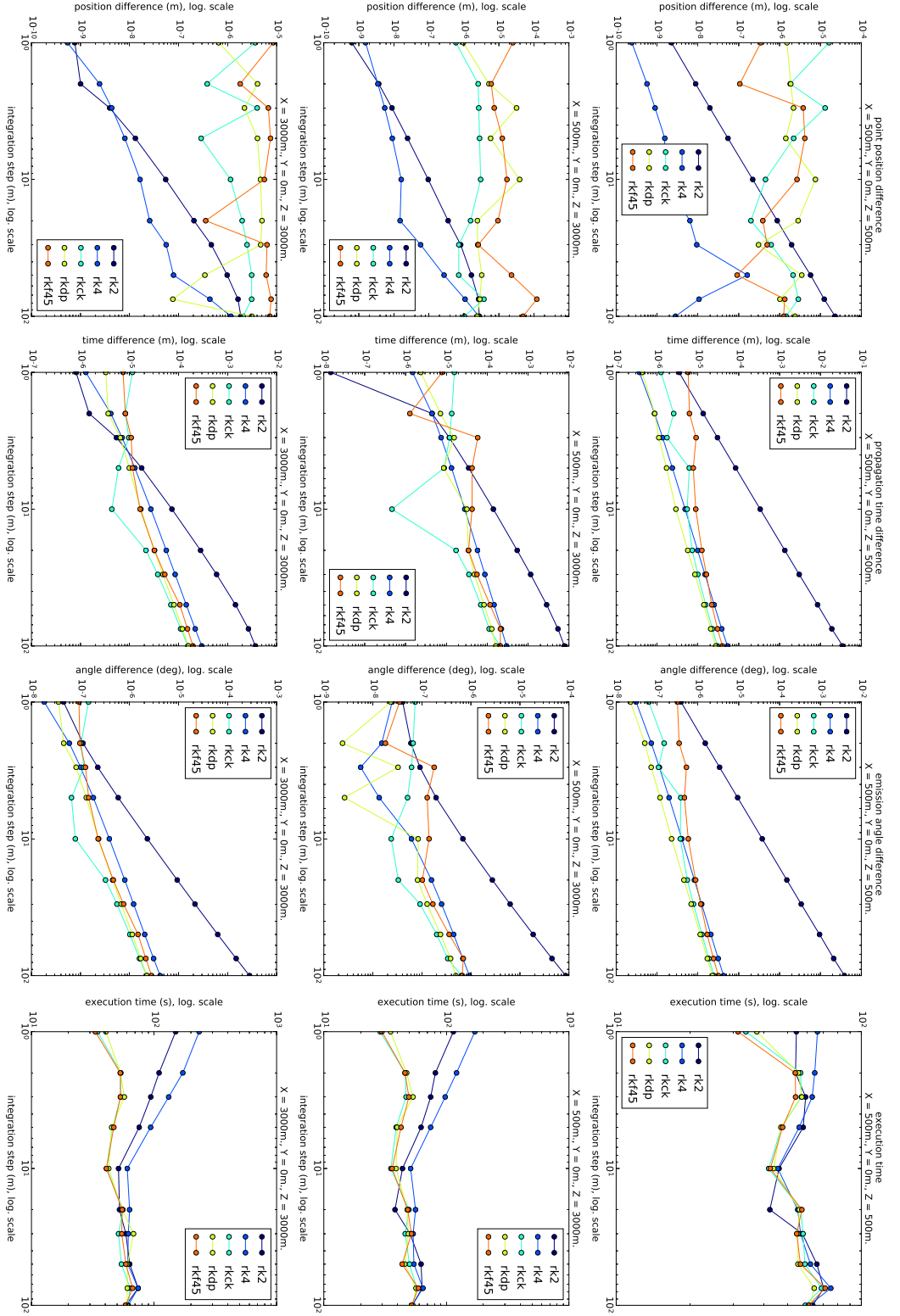
On another hand, the propagation time difference is equivalent whatever the integration approach when $h \geq 10$ m (except for the RK2 method, which is diverging faster than the other methods). For $h < 10$ m, non-adaptive methods show better results, but the RKCK is the adaptive method which shows the smallest differences (in the order of $10^{-5}/10^{-6}$ s).

Regarding the execution time, adaptive methods remain significantly more efficient for small integration steps (up to one order of magnitude) than the non-adaptive ones, but is still in the order of 1 minute for the best case.

4.4.2 Equivalent method comparison

The benefit of equivalent method is the simplification of the problem by an analytical expression. This can therefore be derived simply (in the practical case of a least squares inversion for example). Moreover, its execution time is almost instantaneous. However, the precision of results is affected by this simplification. The objective of this section is to quantify this loss of accuracy compared to a conventional ray tracing, and identify the degrading parameters.

Comparison of resluted parameters using Eikonal method with different integration approaches compared to the Snell-Descartes method as reference in function of the integration step

FIG. 4.9 – Inverse ray tracing using the eikonal method compared to the Snell-Descartes one depending on integration steps h and different initial parameters (x_R equal to 500 m or 3000 m, and z_R equal to 500 m or 3000 m)

4.4.2.1 Direct problem comparisons

We use the path length as the stop parameter. We perform ray tracing with initial angles from 20° to 80° , until maximal depth from 500 m to 3000 m.

The figure 4.10 shows the results of the time and position difference depending on the angle on the one hand, and the depth on the other. It shows important differences compared to the Snell-Descartes solution : in the best case, corresponding to a nadir oriented ray, The position difference is metric, and the time propagation difference is in the order of 10^{-4} s. The gap becomes too important when the emission angle goes grazing. Regarding the dependency on the maximum depth, it is remarkable to notice that there is no direct relation between depth and propagation time difference, because of the convex characteristic of the SSP : the equivalent ray tracing is disturbed by the sound speed minimum between 1000 m and 1500 m. In any case, the difference is too important to be used as a practical way.

4.4.2.2 Inverse problem comparison

The real interest of the equivalent method is in the simplification of the inverse problem. Solutions for some experiments are shown in the figure 4.11.

Both propagation time and initial angle difference present a similar pattern in logarithmic scale. Concerning the propagation time, the best configuration is when the radial distance between emitter and receiver is the smallest and the receiver the deepest possible. We have a value in the order of the millisecond for $z_R = 3000$ m and $x_R = 500$ m, but we can reach a value in the order of the second when the receiver is getting too far from the source ($x_R = 3000$ m).

4.5 Influence of a horizontal gradient in the sound speed

Even if the eikonal method is less efficient than the Snell-Descartes method in terms of processing speed, his principal advantage lie in the fact that the underlying sound speed is defined in the three dimensions, at the opposite of a simple sound

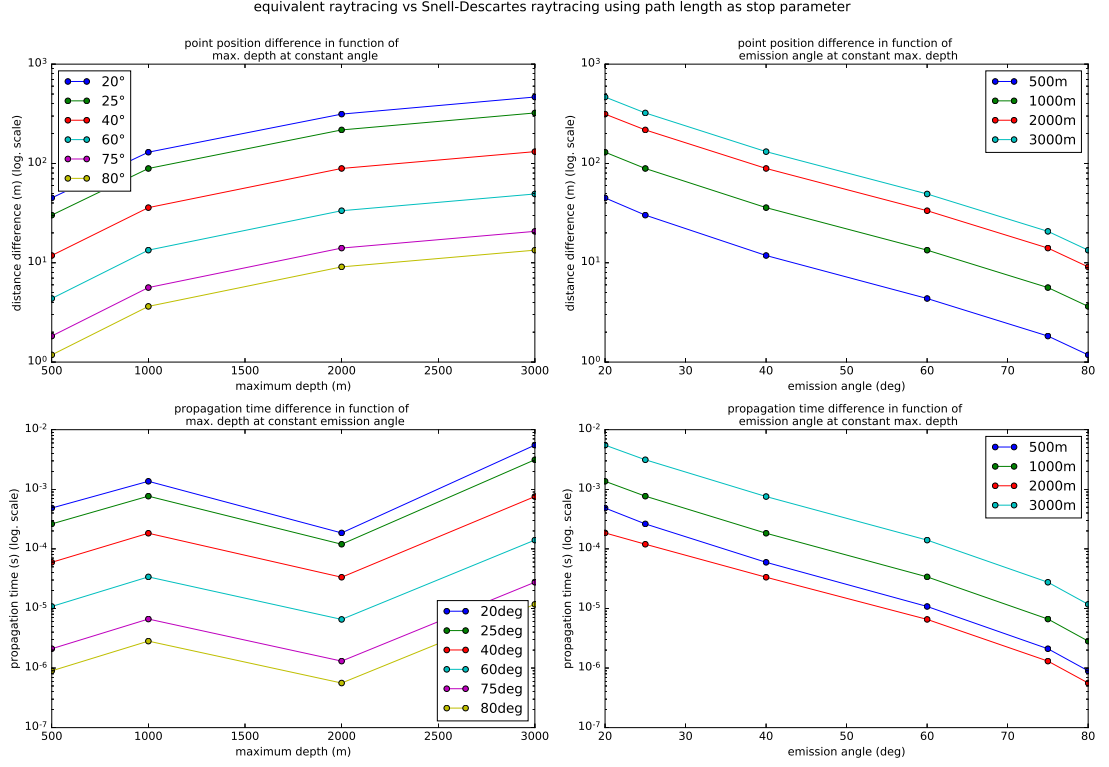


FIG. 4.10 – Direct ray tracing using the equivalent method compared to the Snell-Descartes one depending on different initial parameters (emission angle between 20° and 80° , and maximum depth equal between 500 m and 3000 m)

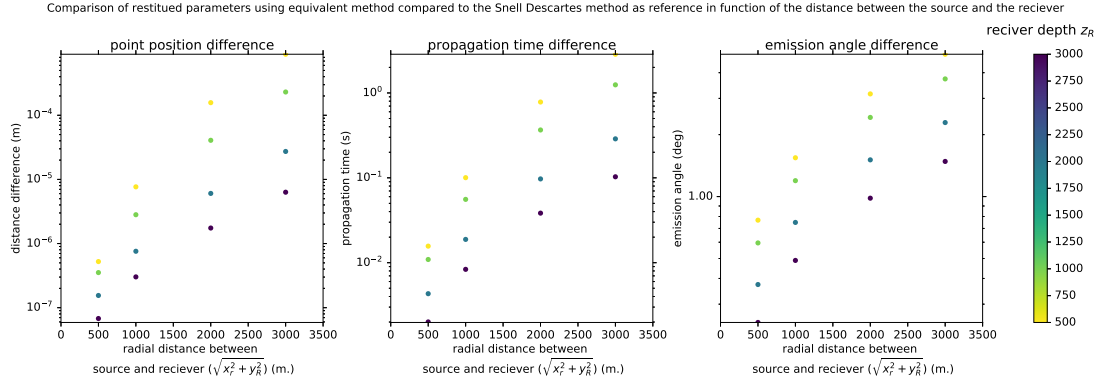


FIG. 4.11 – Inverse ray tracing using the equivalent method compared to the Snell-Descartes one depending on different initial parameters (x_R between 500 m or 3000 m, and z_R between 500 m and 3000 m)

speed profile, where celerity depends only on depth. The method is relevant to represent more realistic effects of 3D velocity variations.

In a practical case, where sound speed is measured from a ship using CTD, the approximation of a z -dependent sound speed is robust enough to perform ray tracing. Nevertheless, using the first ray tracing method based on a sound speed field, a lateral celerity gradient may be implemented in the SSF. Thus, we can characterize and quantify the influence of a changing water media.

In the case of a standard horizontally layered SSF, we add to celerity a gradient oriented along the x -axis. We have $\frac{\partial c}{\partial x} = \gamma$ for $z = 0$. This gradient shall also be applied to a surface layer until a given depth z_γ . We call it hereafter the *mixed layer*, as named in the literature (e.g. [Lurton, 2002]). Into this mixed layer, the gradient $\frac{\partial c}{\partial x}$ is linearly decreased depending on depth in such a way that when the bottom of the mixed layer is reached, the gradient will be equal to 0. So we have for all $z \in [0, z_\gamma]$, $\frac{\partial c}{\partial x}(z) = \gamma \cdot \frac{z_\gamma - z}{z_\gamma}$.

4.5.1 Results of the direct problem

We perform eikonal ray tracing using the RKCK method, with an integration step $h = 10$ m, an emission angle of 45° , and a $z_{max} = 2000$ m. For testing the gradient influence, we use for x -gradient γ values included in 10^{-6} , $5 \cdot 10^{-6}$, 10^{-5} , $5 \cdot 10^{-5}$, 10^{-4} $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$, and for the bottom of the mixed layer z_γ included in 50, 100, 150, 200, 250, 300, 400, 500 m and we compare it to their analog eikonal ray tracings without gradient (figure 4.12). To test the influence of the emission angle in a gradient-modified SSF compared to a homogeneous one, we also perform different shoots with a θ from 10° to 80° to a final depth $z_{max} = 2000$ m, with variable $\gamma = 10^{-6}$ or 10^{-4} $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ and with z_γ taking the values exposed below (figure 4.13). We also test the influence of mixed layer size on the final point position and the time propagation for different gradients, with a constant shooting angle of $\theta = 45^\circ$ and a constant maximum depth $z_{max} = 2000$ m in figure 4.14.

For a mixed layer of 50 m, a gradient of $\gamma = 10^{-6}$ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ induces a distance difference is in the order of 0.1 mm. It reaches the centimeter level for a gradient of $\gamma = 10^{-4}$ $\text{m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. The influence of the mixed layer depth is one order of

magnitude in distance difference for one order of magnitude of depth. In terms of time difference, it varies from 10^{-8} s for a $\gamma = 10^{-6} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ to the microsecond for a $\gamma = 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$, for a mixed layer of 50 m.

Concerning the dependence on the emission angle, the pattern (in logarithmic representation) is independent of the gradient. The curves for $\gamma = 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ and $\gamma = 10^{-6} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ are represented. The distance difference is higher for a grazing angle and smaller for a nadir-oriented ray, about one order of magnitude higher. The time difference is in the range between 10^{-5} s and 10^{-6} s for $\gamma = 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$, and 10^{-6} s and 10^{-9} s for $\gamma = 10^{-6} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$.

It should be noticed that the curves of time differences are noisier, since the order of magnitude are significantly smaller, thus more sensitive to the numerical approximations. Moreover, the stop parameter is based on the spatial dimension and not on the time dimension.

4.5.2 Results of the inverse problem

For the inverse problem, we perform a ray tracing between a virtual emitter located at $\mathbf{X}_S = [0, 0, 0]$ and a receiver situated at $\mathbf{X}_R = [x_R, 0, z_R]$ where x_R and z_R are ranging between 0 m and 3000 m, using the same gradient values and mixed layer sizes as for direct problem.

We represent the influence of the gradient depending on the mixed layer size (figure 4.17), the radial distance between and the emitter and the receiver (figure 4.15) and the depth of the receiver for a mixed layer of 200 m (figure 4.16).

Those simulations show what the decimetric level is reached in terms of path length difference, and a time difference in the order of 10^{-5} s for the maximum gradient tested ($\gamma = 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$) and the biggest mixed layer size (500 m).

4.6 Conclusion

In this chapter, we explored three methods of acoustic ray tracings in the water media, as part of precise geodetic off-shore positioning simulations. The propagation of an acoustic wave directly depends on sound speed in the water column, itself depending on environmental parameters (temperature, salinity and pressure). The

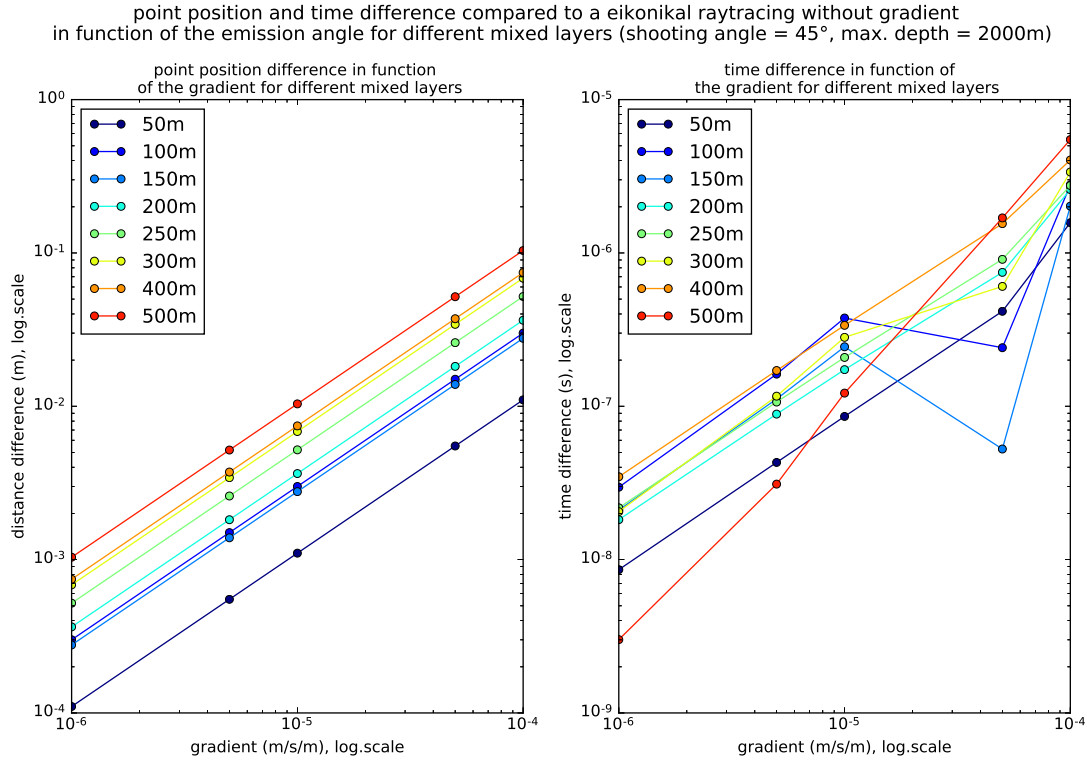


FIG. 4.12 – Influence of gradient value on the final point position and the time propagation for different mixed layer thicknesses, a shooting angle $\theta = 45^\circ$ and a maximum depth $z_{max} = 2000$ m compared to an RKCK eikonik ray tracing without gradient as reference

Eikonal (based on the solving of an ordinary differential equation) and the Snell-Descartes method derived from the physical properties of the acoustics waves in the water. The Equivalent method relies on a simplification of the Snell-Descartes discretized approach by an analytical polynomial. The main difference between the Eikonal and the Snell-Descartes methods lies over the sound speed description used : a 3D Sound Speed Field in the first case, a 2D profile in the second. Because the Snell-Descartes method is the most commonly approach in the ray tracing problems, we used it as a reference for our benchmarking in order to assess the accuracy of the Eikonal and Equivalent approaches. We found that the Eikonal method may be considered as equivalent to the Snell-Descartes approach, but with a remarkably higher time on computation. The best Eikonal strategy, combining

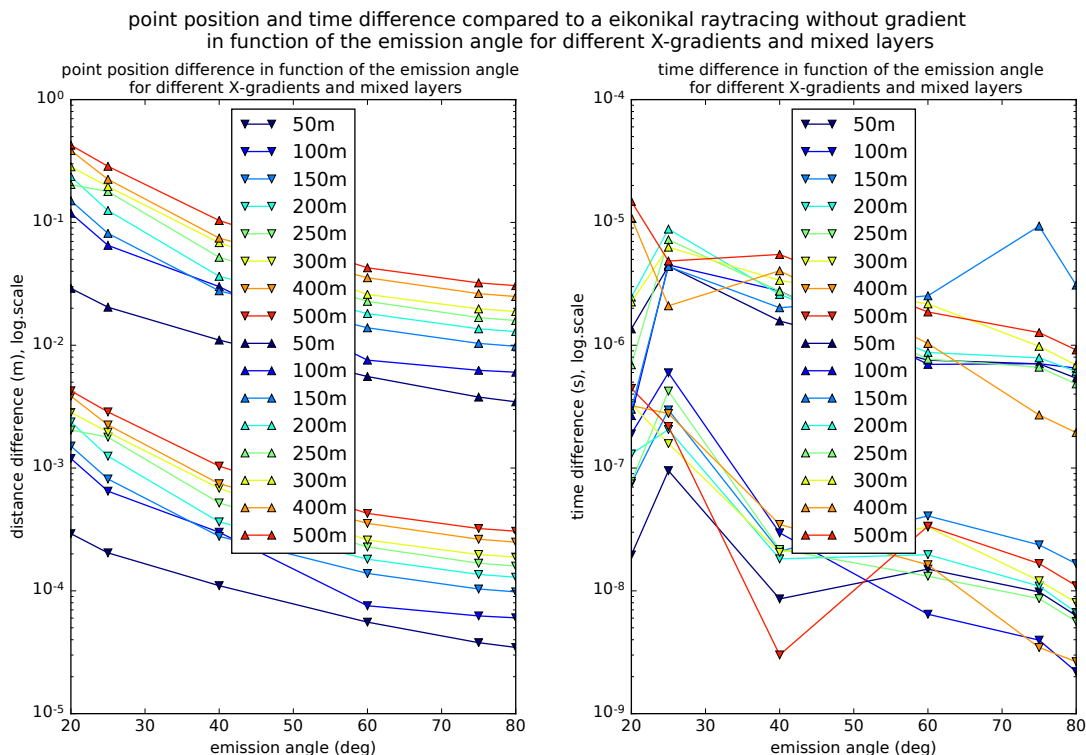


FIG. 4.13 – Influence of emission angle on the final point position and the time propagation for different mixed layer thickness and a gradient of $\gamma = 10^{-6}$ (▼) or $10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ (▲), compared to an RKCK eikonikal ray tracing without gradient as reference

accuracy and speed of execution is obtained using an adaptive Runge-Kutta integration with an integration step of 10 m. The Equivalent method, explicitly defined with an analytical expression, although allowing an excellent speed of execution and a certain ease of manipulation, may be considered as highly unstable because his relative accuracy to the Snell-Descartes method is only reached in particular cases of ray emission and propagation parameters.

The main advantage of an eikonikal method is the opportunity of representing a more realistic water environment, with a spatially inhomogeneous sound speed field, unlike a sound speed profile, where the sound speed is only depth-dependent. We performed ray tracing in spatially inhomogeneous sound speed field, subject to an horizontal gradient in an upper layer, compared to an only z -dependent sound

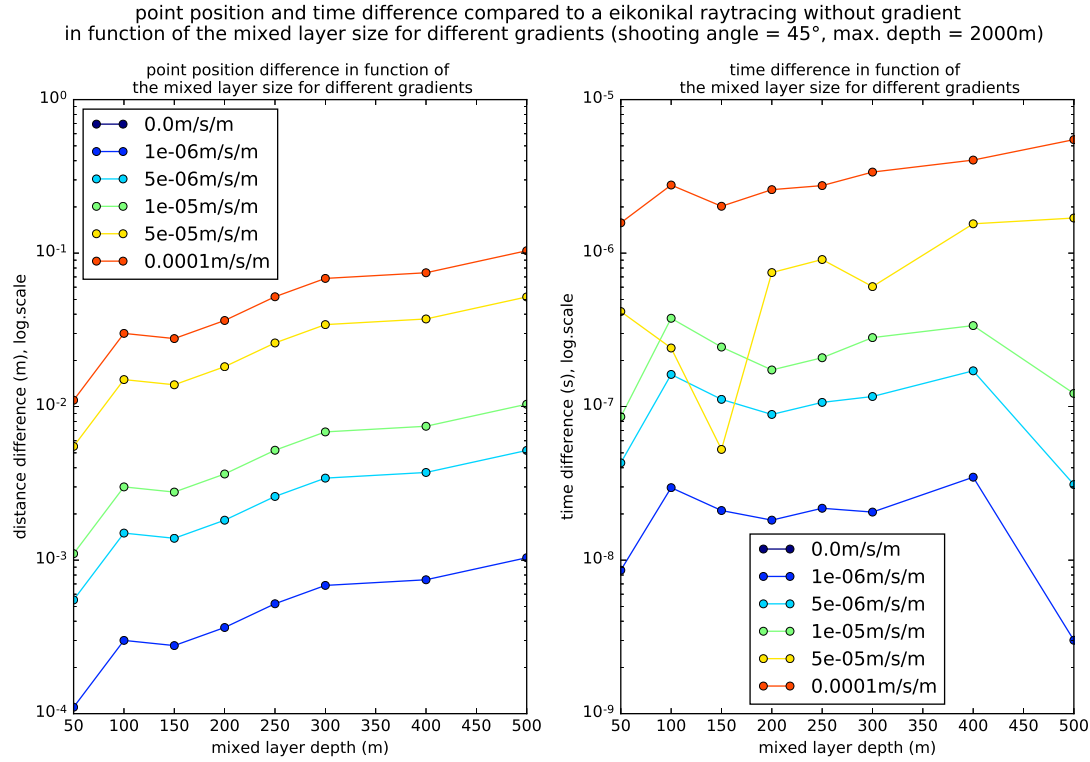


FIG. 4.14 – Influence of mixed layer size on the final point position and the time propagation for different gradients, a shooting angle $\theta = 45^\circ$ and a maximum depth $z_{max} = 2000$ m compared to an RKCK eikonial ray tracing without gradient as reference

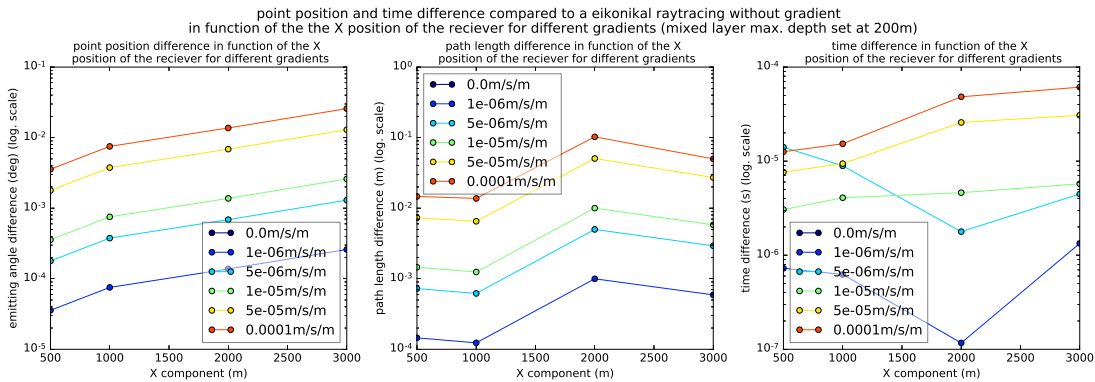


FIG. 4.15 – Influence of a gradient mixed layer depending on the radial distance between the emitter and the receiver

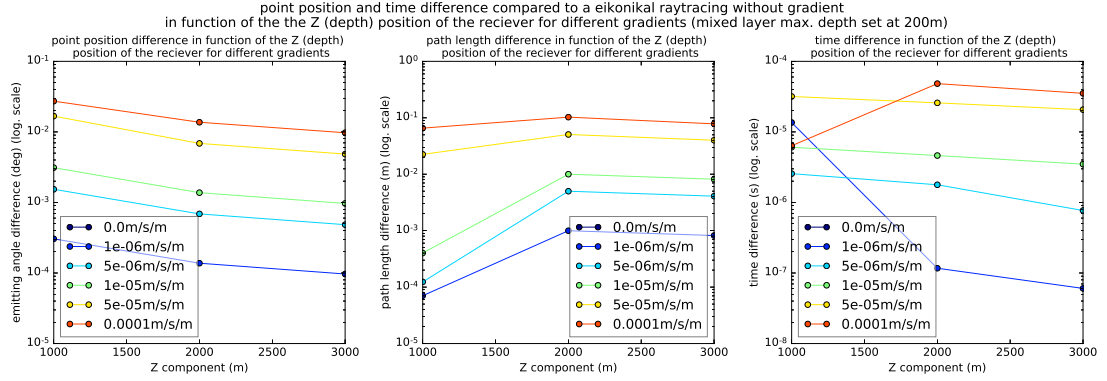


FIG. 4.16 – Influence of a gradient mixed layer depending on the depth between the emitter and the receiver

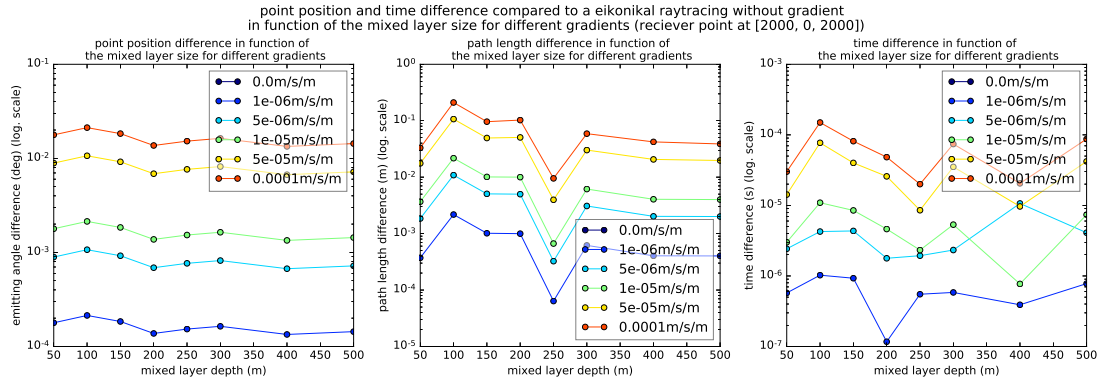


FIG. 4.17 – Influence of a gradient mixed layer depending on mixed layer thickness

speed profile, and observed that the difference can reach the decimetric level in terms of path length difference, and 0,1 ms in terms of time propagation difference for a strong lateral gradient of $10^{-4} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ and a mixed layer of 500 m depth. Those values of gradients and mixed layers are essentially theoretical, but are consistent with a natural case. One of the objectives of the next chapter is to find realistic values for the Antilles area.

Chapitre 5

Éléments d'océanographie pour les petites Antilles

Le chapitre précédent a mis en avant le caractère influençable de la trajectoire d'un signal acoustique en fonction de la célérité, et donc des facteurs environnementaux. Dans ce chapitre nous explicitons et évaluons les phénomènes océaniques pouvant perturber la colonne d'eau au large des Antilles, et ce afin de paramétrer les simulations d'expériences GNSS/A.

5.1 Processus physiques océaniques

La figure 5.1 représente les échelles temporelle et spatiale de différents phénomènes physiques océaniques, induisant indirectement des variations sur la vitesse du son.

Tous ces phénomènes ont potentiellement une influence sur des observations acoustiques. Cependant, si on part du postulat qu'une campagne GNSS/A concerne un périmètre de l'ordre du kilomètre et une période de l'ordre de la journée, on peut supposer que les phénomènes avec une échelle spatiale / temporelle supérieure ont donc une influence similaire durant toute la durée de l'expérience, qui peut être négligée ou tout du moins prise en compte [Brekhovskikh & Lysanov, 2003]. Les autres paramètres à échelle équivalente (ondes internes) ou inférieure (« micro turbulences », processus de surface : météo et vents, tourbillons, houle ...)

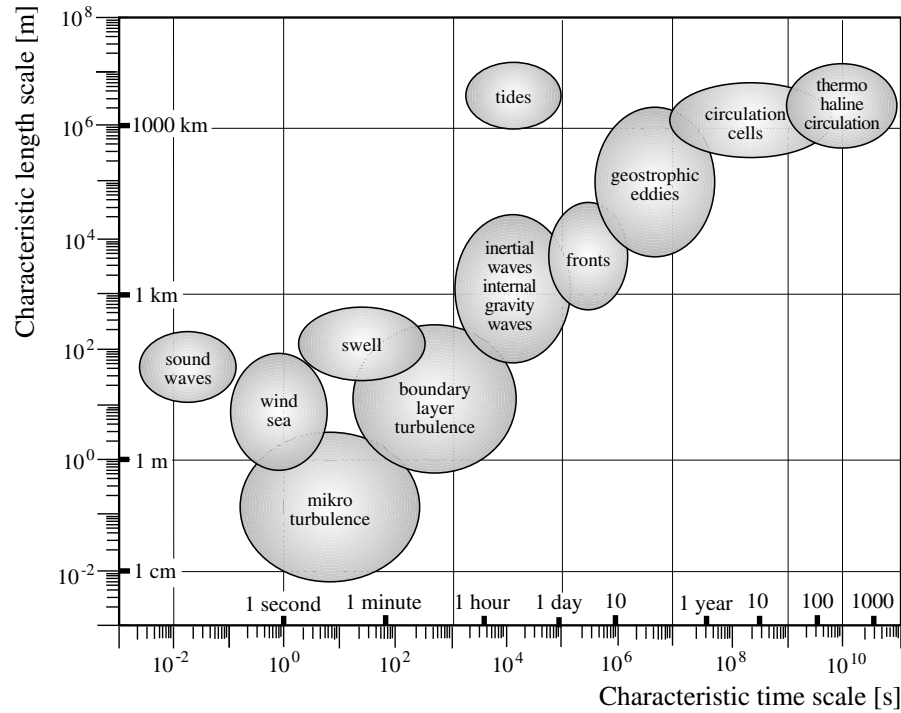


FIG. 5.1 – Échelles temporelle et spatiale des processus physiques océaniques, d'après Storch & Zwiers [1999]; Burchard [2002]

sont quant à eux beaucoup plus difficiles à quantifier, car ils revêtent un caractère aléatoire [Lurton, 1998].

En nous basant sur les expériences passées réalisées par les différentes équipes GNSS/A, nous considérerons quatre phénomènes pouvant perturber les observations acoustiques en influant sur le champ de vitesse : les ondes internes et la marée [Spiess et al., 1998], les courants [Kido et al., 2006] et le bruit ambiant [Fujimoto, 2014], causé par diverses sources (propulsion des navires, météo, faune ...). On fait l'hypothèse que les ondes internes ont une influence sur la variation temporelle du profil de vitesse, et qu'il en est de même pour la marée. Les courants provoquent quant à eux une variation spatiale de la célérité en induisant un gradient latéral, comme nous le verrons section 5.4.2.

5.2 Observations par CTD

Le *World Ocean Database* de la NOAA [Boyer et al., 2013], plus grosse base de données océanographique libre du monde fourni entre autres des observations de sondages CTD. On en dénombre 450 entre octobre 1972 et septembre 2005.

Nous avons choisi arbitrairement le profil de célérité du 08 juin 2003 (campagne océanographique aux coordonnées 16.0998 °N, 58.6668 °O), car étant représentatif des profils observables dans la région. Celui-ci ainsi que le profil de température sont représentés figure 5.2.

Le profil de célérité observable dans les eaux au large des Antilles est caractéristique des profils de haute mer d'été [Lurton, 2002].

On y reconnaît plusieurs couches [Etter, 2013; Lurton, 2002] :

- Une couche de surface (appelée usuellement *mixed layer*, *homogeneous layer*, ou encore *sonic layer* en anglais) dans les premières dizaines de mètres. Elle correspond au brassage dû à l'agitation de la surface de l'océan causé par le vent et la météo. Cette couche varie donc en fonction de la saison et du moment dans la journée. La célérité y est relativement constante, quoique fortement perturbée.
- Une *thermocline*, entre ~ 50 m et 1000 m *i.e.* une couche où la température varie de manière monotone, et entraîne une diminution de la célérité.
- Un *chenal profond* (*deep channel* également appelé *SOFAR*) correspond à un minimum de célérité, ici aux environs de 1000 m.
- Une couche isotherme (*isothermal layer*) après 1800 m. Ici, la température est constante, et la célérité augmente alors linéairement uniquement à cause de l'augmentation de pression.
- On remarque aussi une zone entre 1000 m et 1800 m environ légèrement plus perturbée que la couche profonde, s'expliquant par le fait que la température se trouve alors dans une thermocline de transition entre la thermocline principale et l'isotherme.

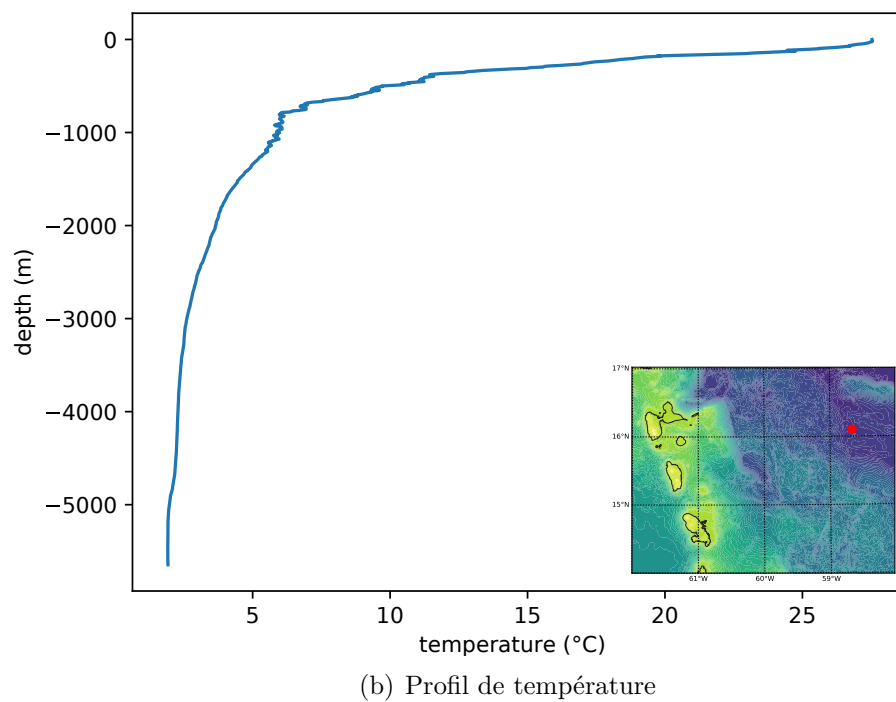
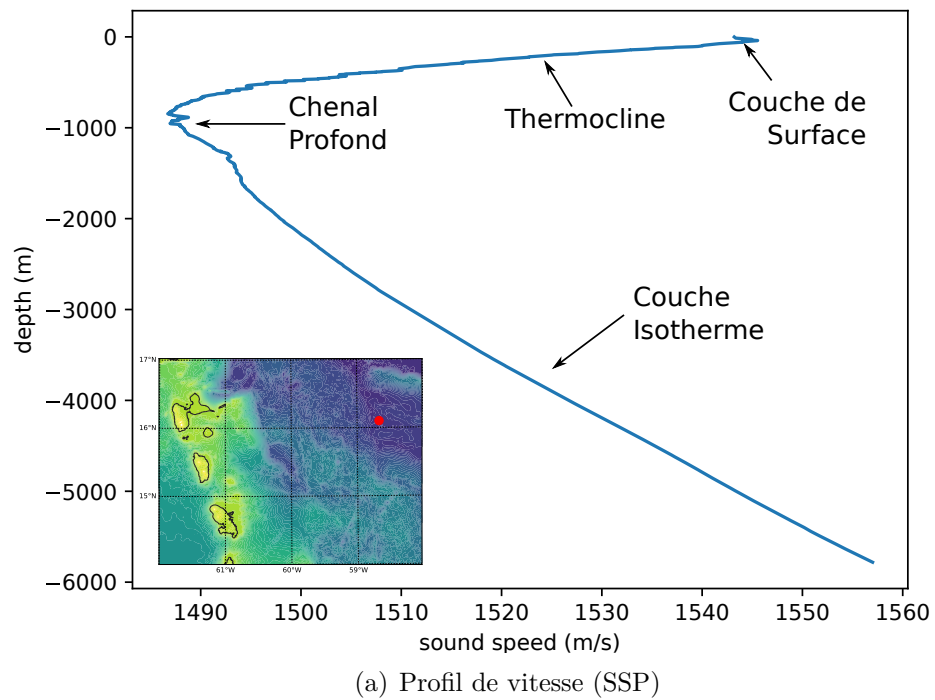


FIG. 5.2 – Exemple de profil de température et de célérité caractéristique au large de la Guadeloupe (journée du 08 juin 2003, au point 16.0998 °N, 58.6668 °O)

Ce profil a est utilisé par défaut dans la suite de ce travail lors de la génération d'observations acoustiques.

Nous disposons également d'observations de célérité en continu par bouée ancrée comme nous allons le voir dans la section suivante.

5.3 Observations des bouées MOVE

Le projet MOVE (pour *Meridional Overturning Variability Experiment*), porté par le SIO, vise initialement à surveiller le *Atlantic Meridional Overturning Circulation* (AMOC), un important courant transportant de l'eau chaude en direction de l'Atlantique nord et influençant grandement le climat dans l'hémisphère nord [Send et al., 2011]. Il consiste en un ensemble de bouées océanographiques permanentes déployées à 16 °N de latitude suivant un profil est-ouest, au large de l'archipel guadeloupéen. Les instruments enregistrent en continu depuis février 2000 jusqu'à aujourd'hui. À l'heure actuelle, trois bouées sont déployées (voir figure 5.3).

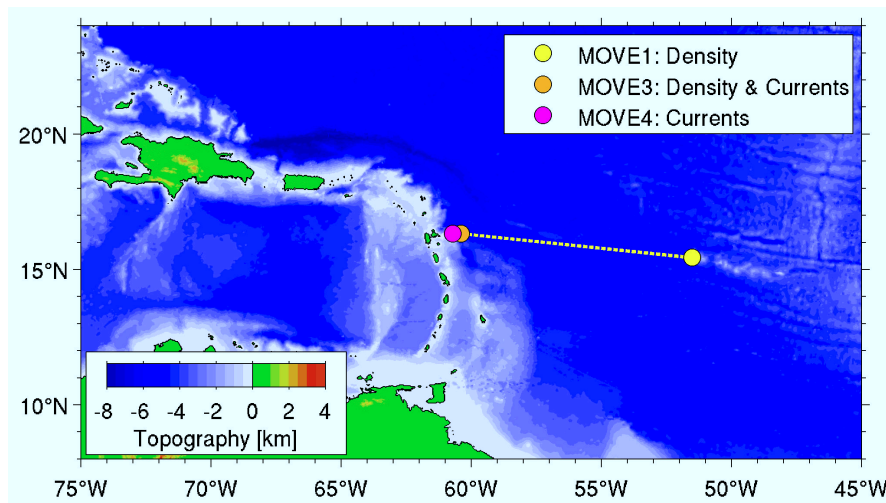


FIG. 5.3 – Localisation des bouées MOVE au large des Antilles (d'après [Send et al., 2011])

5.3.1 Données

Pour notre étude, nous nous intéressons aux informations fournies par la bouée MOVE3, car c'est à la fois la plus proche d'un potentiel site de déploiement, et celle qui propose des données utiles pour nos besoins. Cette bouée est située approximativement au point 16.33 °N, 60.50 °O. Le long du mouillage, 21 capteurs sont placés pour étudier les variations de la colonne d'eau entre 40 m et 4900 m de profondeur. En raison d'un changement de matériel provoquant une discontinuité dans les observations, nous n'utilisons que les données du 1^{er} janvier 2007 au 18 décembre 2014 (date de la dernière campagne de recette). La disponibilité de données de salinité, température et pression le long de la colonne d'eau à une fréquence relativement élevée permet de construire un profil de vitesse avec une composante temporelle, en utilisant la formule de [Del Grosso, 1974].

5.3.2 Caractérisation des variations journalières de la célérité du son

En raison de la quantité conséquente d'observations (72 observations par jour $\times$ 2556 jours $\times$ 21 capteurs), il convient de rechercher des jours caractéristiques présentant une variabilité remarquable. La stratégie est la suivante : pour chaque jour et chaque capteur, on moyenne les observations et en déduit un écart-type $\sigma_{\text{capteur}, \text{jour}}$. On recherche alors ensuite le jour présentant en moyenne les écarts-types $\sigma_{\text{capteur}, \text{jour}}$ les plus forts/plus faibles/médians sur toute la période d'observation.

On extrait les jours du 25/02/2010, 02/10/2009, 24/04/2007 comme étant, en moyenne sur tous les capteurs, respectivement le plus calme, le plus variable et le jour médian.

La variabilité temporelle de la vitesse du son (ou *sound velocity*, SV) pour ces trois jours est représentée sur les figures 5.4 et 5.5. Les tableaux 5.1, 5.2, 5.3 donnent les valeurs moyennes, écarts-types et amplitudes du SV pour chacun des 21 capteurs pour ces 3 jours.

On constate que sous le canal SOFAR, où intervient l'inversion de la courbe de vitesse entre les eaux de surface et les eaux profondes aux alentours de 1000 m de

profondeur, la variabilité du SV est équivalente pour chacun des trois jours et est quasi-nulle. Au-dessus du canal SOFAR, le SV suit une variation périodique d'environ 12 h. Plus le capteur est proche de la surface, plus l'amplitude est importante. Elle atteint presque 7 m/s pour le capteur #2 situé à 81 m de profondeur pour le jour médian, et plus de 11 m/s pour le capteur #3 situé à 153 m de profondeur pour le jour le plus variable.

La période de ces variations est de l'ordre de la demi-journée, correspondant à la marée. On considère que les variations de célérité dues aux ondes internes et à la météo sur la célérité du son sont également incluses dans le signal global de variation du SV observé.

2010-02-25	Profondeur (m)	SV moyen (m/s)	Écart type (m/s)	Amplitude (m/s)
1	67.000	1540.995	0.108	0.330
2	103.000	1540.834	0.137	0.647
3	153.000	1537.176	0.443	1.538
4	251.000	1521.425	0.299	1.154
5	421.000	1505.433	0.497	1.863
6	622.000	1495.239	0.514	1.961
7	852.000	1491.597	0.242	0.780
8	1103.000	1490.877	0.097	0.399
9	1363.000	1491.725	0.172	0.602
10	1633.000	1494.179	0.071	0.299
11	1914.000	1497.252	0.152	0.534
12	2194.000	1500.111	0.085	0.420
13	2514.000	1503.927	0.094	0.320
14	2835.000	1508.461	0.088	0.360
15	3155.000	1513.028	0.048	0.192
16	3474.000	1517.909	0.029	0.136
17	3795.000	1523.036	0.031	0.111
18	4114.000	1528.449	0.021	0.098
19	4385.000	1533.181	0.015	0.054
20	4655.000	1537.943	0.025	0.096
21	4896.000	1542.108	0.020	0.075

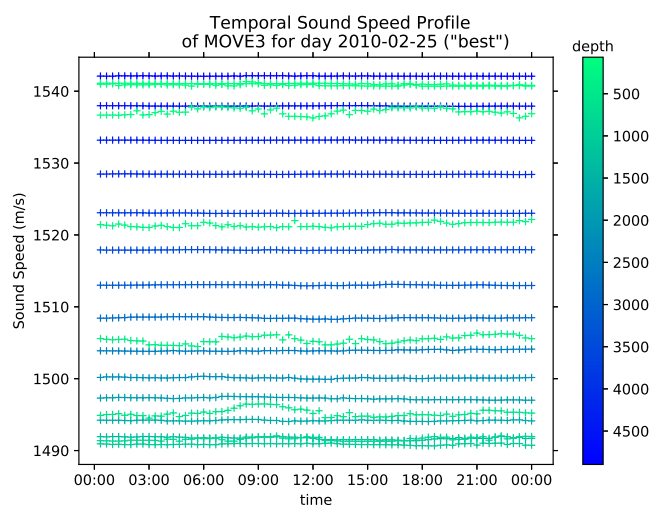
TAB. 5.1 – valeur moyenne, écart-type et amplitude du SV pour chacun des 21 capteurs MOVE3 pour le jour 25/02/2010 (jour le plus calme)

2009-10-02	Profondeur (m)	SV moyen (m/s)	Écart type (m/s)	Amplitude (m/s)
1	67.000	1538.336	1.129	4.212
2	103.000	1534.647	2.327	7.829
3	153.000	1524.711	3.899	11.263
4	251.000	1511.438	2.787	10.132
5	421.000	1496.459	1.099	4.487
6	622.000	1488.728	0.593	2.923
7	852.000	1488.133	0.844	2.907
8	1103.000	1490.492	0.261	1.174
9	1363.000	1491.175	0.272	0.969
10	1633.000	1493.657	0.291	1.035
11	1914.000	1496.892	0.217	0.886
12	2194.000	1500.791	0.255	0.877
13	2514.000	1505.100	0.182	0.672
14	2835.000	1509.225	0.192	0.784
15	3155.000	1513.633	0.162	0.554
16	3474.000	1518.191	0.131	0.482
17	3795.000	1523.298	0.125	0.447
18	4114.000	1528.582	0.116	0.406
19	4385.000	1533.288	0.094	0.316
20	4655.000	1538.075	0.048	0.171
21	4896.000	1542.334	0.022	0.070

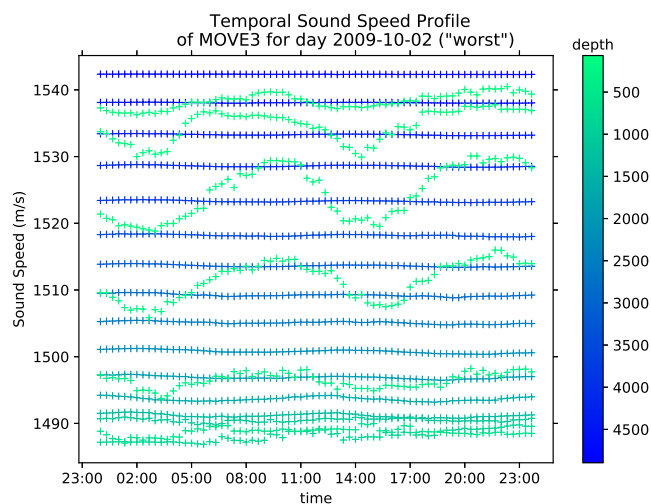
TAB. 5.2 – valeur moyenne, écart-type et amplitude du SV pour chacun des 21 capteurs MOVE3 pour le jour 02/10/2009 (jour le plus variable)

2007-04-24	Profondeur (m)	SV moyen (m/s)	Écart type (m/s)	Amplitude (m/s)
1	67.000	1540.984	0.600	1.825
2	103.000	1535.471	1.913	6.764
3	153.000	1528.759	1.873	6.370
4	251.000	1515.714	1.507	5.740
5	421.000	1499.663	1.052	4.373
6	622.000	1492.382	1.131	4.050
7	852.000	1488.159	0.654	2.505
8	1103.000	1490.699	0.177	0.707
9	1363.000	1491.702	0.261	0.972
10	1633.000	1493.648	0.129	0.522
11	1914.000	1497.101	0.090	0.378
12	2194.000	1500.641	0.108	0.435
13	2514.000	1504.740	0.162	0.634
14	2835.000	1508.830	0.142	0.516
15	3155.000	1513.345	0.116	0.407
16	3474.000	1518.296	0.088	0.330
17	3795.000	1523.342	0.084	0.318
18	4114.000	1528.745	0.063	0.198
19	4385.000	1533.647	0.048	0.181
20	4655.000	1538.369	0.048	0.177
21	4896.000	1542.651	0.023	0.101

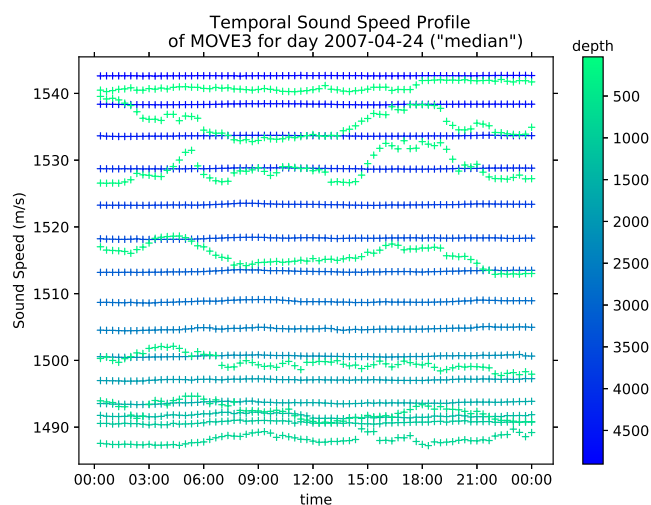
TAB. 5.3 – valeur moyenne, écart-type et amplitude du SV pour chacun des 21 capteurs MOVE3 pour le jour 24/04/2007 (jour médian)



(a) jour le plus calme

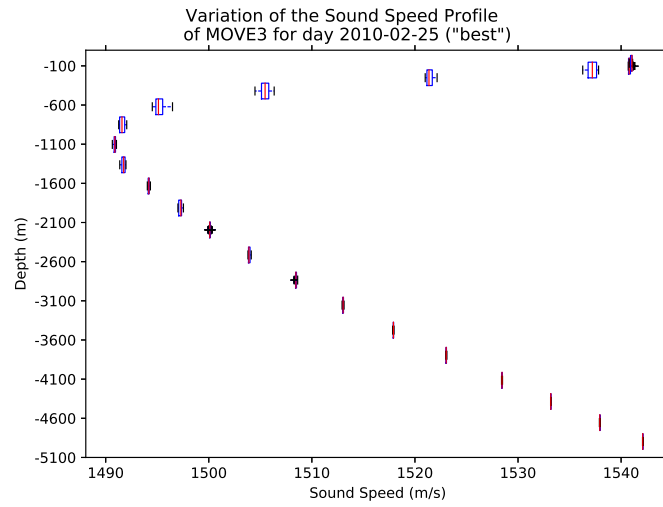


(b) jour le plus variable

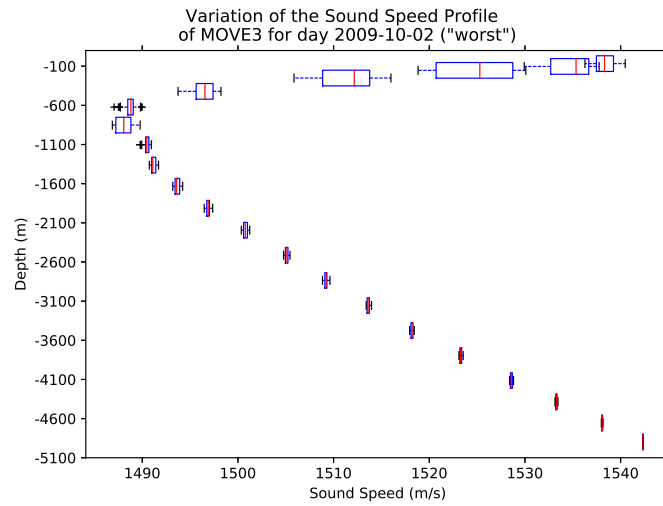


(c) jour médian

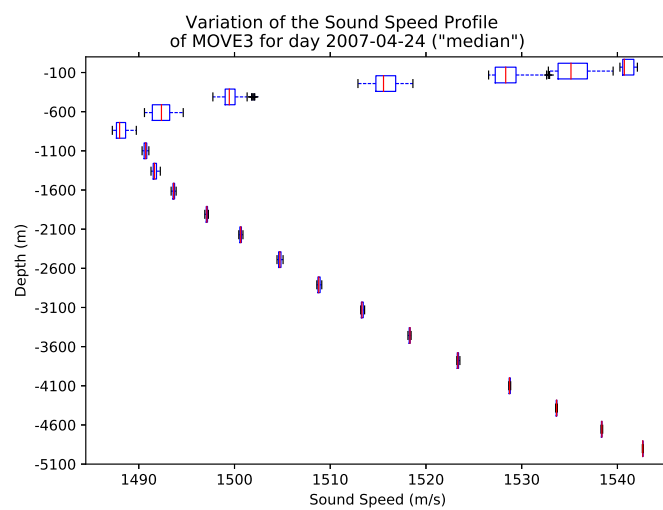
FIG. 5.4 – Variations journalières de SV en fonction du temps et de la profondeur



(a) jour le plus calme



(b) jour le plus variable



(c) jour médian

FIG. 5.5 – Variations journalières de SV pour chaque capteur représenté par boîtes de Tukey.

5.4 Recherche du gradient de célérité

5.4.1 Courant influent dans les petites Antilles

Il existe un courant océanique à l'échelle globale, appelé *circulation thermohaline* (figure 5.6), généré par les différences de température et de salinité dans l'océan entre les hémisphères nord et sud [van Aken, 2007].

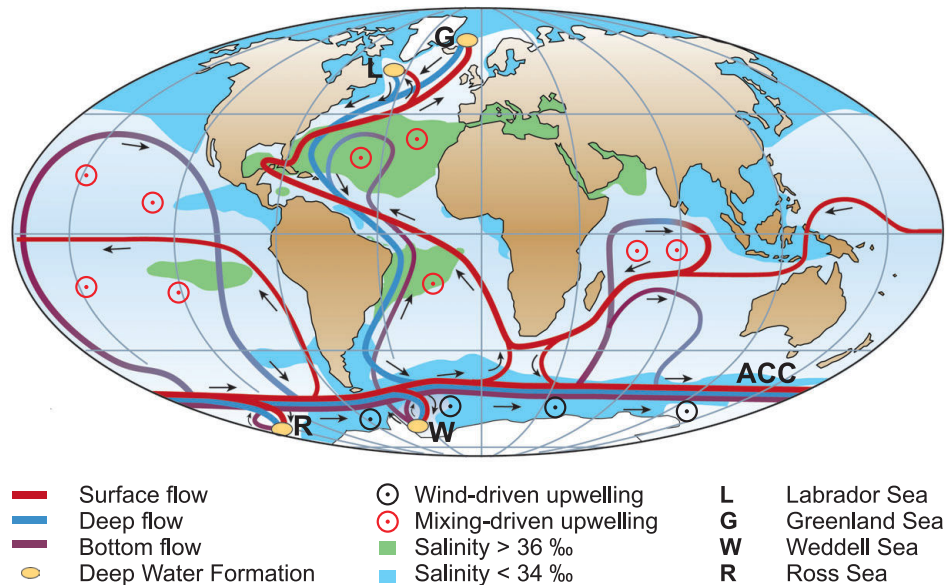


FIG. 5.6 – Représentation globale de la circulation thermohaline, les courants de surface sont en rouge, les courants profonds en bleu clair et les courants de fond en bleu foncé ([Rahmstorf, 2007])

Comme évoqué ci-avant, la section Atlantique de ce courant, appelée *Atlantic Meridional Overturning Circulation*, ou AMOC, passe au large des petites Antilles. À cet endroit, les échanges des masses d'eau se font à double sens : tandis que les eaux chaudes circulent en surface du sud vers le nord, les courants froids, appelés *North Atlantic Deep Water* (NADW) et *Antarctic Bottom Water* (AABW) se déplacent en profondeur, du nord vers le sud pour les NADW et l'inverse pour le AABW [Kuhlbrodt et al., 2007; Send et al., 2011] (figure 5.7).

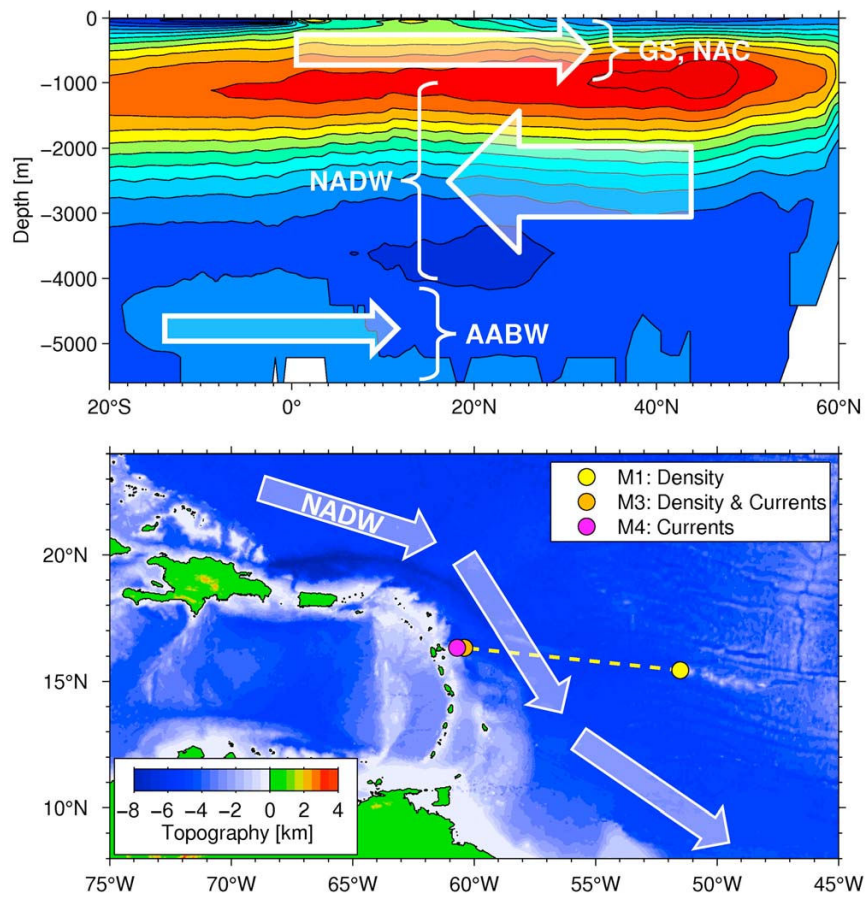


FIG. 5.7 – Circulation de l'AMOC et direction des courants qui le composent ([Send et al., 2011]). Le *North Atlantic Deep Water*, orienté nord-sud est prépondérant.

Send et al. [2011] quantifient le débit et la direction du courant North Atlantic Deep Water grâce aux bouées MOVE à environ une vingtaine de Sv^1 (avec une amplitude de $\pm 10 \text{ Sv}$) orienté du nord vers le sud. Valeurs corroborées par Rhein et al. [2004], qui l'estiment à 25,6 et 28,9 Sv , durant deux campagnes réalisées en 2000 et 2002.

1. le *Sverdrup* (symbole Sv), nommé en l'honneur de l'océanographe norvégien Harald Sverdrup (1888–1957) est une unité de mesure du transport de volume et vaut $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$

5.4.2 Influence d'un courant sur le profil de célérité

Dans le cadre de nos simulations, nous cherchons à appréhender l'effet de ce courant sur de potentielles observations acoustiques. Ostashev & Wilson [2016] considèrent que le ratio entre la vitesse du courant v et la célérité du son c est $\frac{v}{c} \sim 10^{-3}$. Les courants marins influent sur les ondes acoustiques suivant les mécanismes suivants : En premier lieu, il affecte l'amplitude, ainsi que la phase suivant la relation $\Delta\Phi \approx -\frac{2\pi f R \bar{v}_R}{c^2}$, où f est la fréquence de l'onde, R la distance radiale entre l'émetteur et le récepteur, $\bar{v}_R$ la vitesse moyenne radiale du courant, et c la célérité de l'onde acoustique. Elle influence également la propagation si :

$$\left| \frac{\partial v}{\partial z} \right| \gtrsim \left| \frac{\partial c}{\partial z} \right|$$

Grigor'eva & Yavor [1986] mettent en évidence par simulation dans le contexte du Gulf-Stream que la propagation peut varier par modification directe du guide d'onde suivant que la trajectoire de l'onde est dans la direction, ou bien opposée au courant. Cette influence est cependant remarquable principalement pour une distance radiale de $20 \text{ km} < r < 50 \text{ km}$, le courant générant une « zone d'ombre », où les rayons sont alors déviés dans une autre direction. Cette zone est d'environ un ordre de grandeur au-dessus de celle de nos applications et n'a pas été confirmée par une expérience *in situ* [Ostashev & Wilson, 2016]. Nous ne considérerons donc pas cet aspect. Quoi qu'il en soit, le courant conserve une influence sur le champ de célérité et donc sur la trajectoire du signal. [Franchi, 1972] prouve que la vitesse du courant n'influe pas, mais qu'en revanche le gradient de la perturbation selon de la profondeur modifie la géométrie du rayon. [Stallworth, 1972] montre qu'un courant variable selon la profondeur induit une réfraction horizontale, et que, lorsque la magnitude de celui-ci diminue avec la profondeur, les rayons sont réfractés vers le fond / vers la surface suivant que l'onde se propage dans les sens / à l'opposé du courant, et que le contraire se vérifie lorsque la magnitude du courant augmente avec la profondeur. [Sanford, 1974] précise que la circulation de la masse d'eau affecte principalement les rayons dans un plan horizontal.

5.4.3 Informations fournies par les courantomètres de la bouée MOVE 3

En plus des capteurs de température / salinité, deux courantomètres sont installés le long du mouillage de la bouée MOVE 3 à respectivement 1382 m et 3123 m de profondeur, et mesure la vitesse et la direction du courant des eaux profondes, le NADW. Après un filtrage passe-bas, les observations de ces capteurs sont représentées figure 5.8.

On valide que le courant est majoritairement orienté nord-sud. Durant certaine phase la vitesse est de l'ordre de 40 cm/s à 1400 m de fond lors des phases actives, et diminue autour de 10 cm/s lors des phases calmes. À 3100 m de fond, il oscille entre 5 cm/s et 20 cm/s. Il est à remarquer qu'une inversion de la direction entraîne une diminution de la vitesse du courant, aux alentours du « printemps ».²⁾ À partir de ces observations, on ne vérifie pas la condition d'Ostashev & Wilson [2016] (5.4.2), car ici $|\frac{\partial v}{\partial z}| \sim 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ et $|\frac{\partial c}{\partial z}| \sim 10^{-2} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$. Cependant, cette constatation n'est pas robuste du fait de la dispersion des courantomètres et la condition peut vraisemblablement se vérifier à d'autres endroits de la colonne d'eau, plus proche de la surface par exemple.

5.4.4 Détection du gradient de célérité

Une fois le courant prépondérant dans la région identifié ainsi que sa direction (sud-nord), il faut alors estimer son influence sur de potentielles observations acoustiques, *i.e.* sur le champ de vitesse.

Nous souhaitons pouvoir estimer un gradient spatial de célérité. Pour ce faire, il est nécessaire d'avoir des observations CTD simultanées dans le temps en plusieurs points de la surface, chose qui est difficile à réaliser en pratique (besoin de deux navires dans la même zone, la plus petite possible). Dans les faits, il n'existe aucune campagne océanique double dans notre zone d'étude. Nous nous tournons alors vers les campagnes océanographiques qui ont réalisé des profils CTD aux alentours de la Guadeloupe durant les dernières années. Nous en avons identifié

2. Au sens de période de l'année, la saison climatique n'ayant pas de sens en zone tropicale

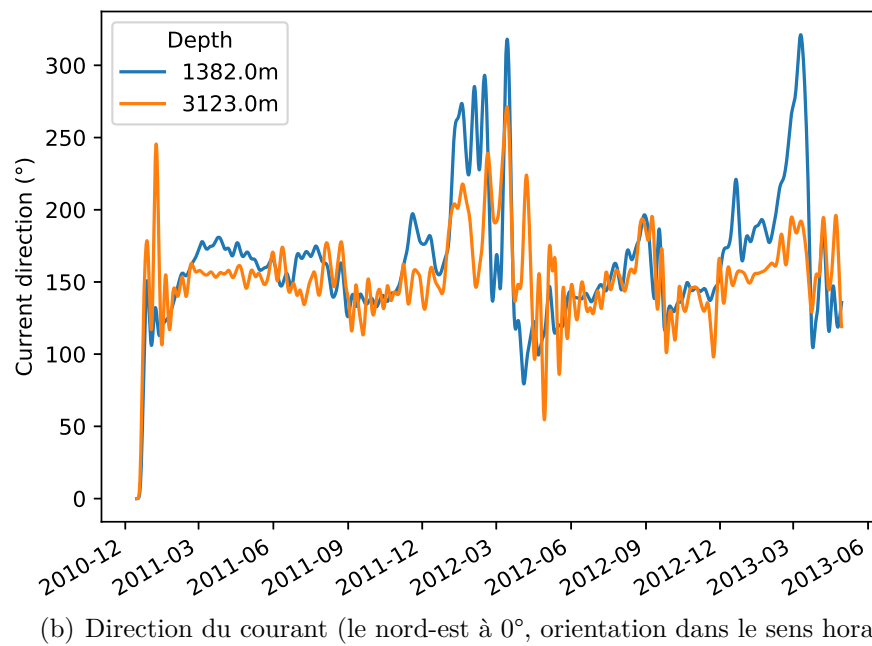
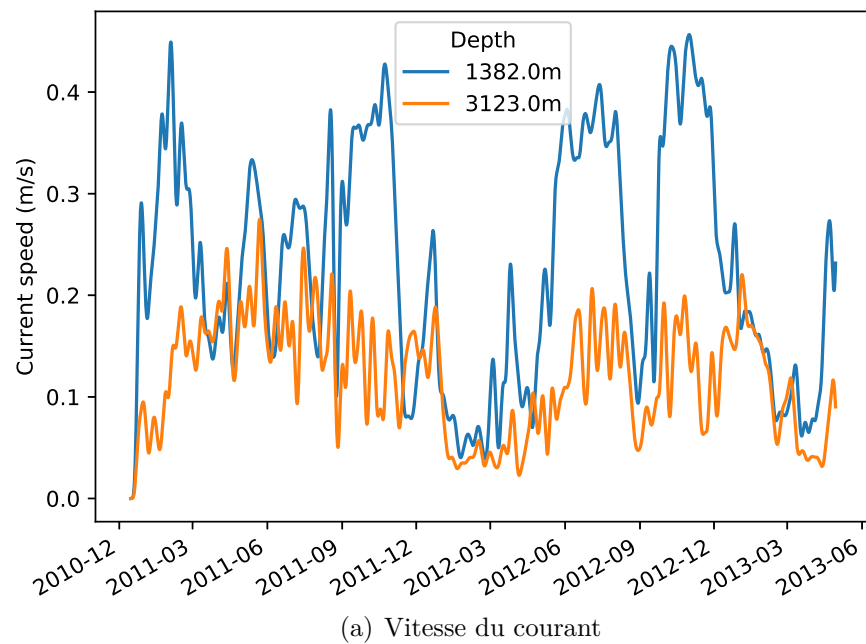


FIG. 5.8 – Comportement du *North Atlantic Deep Water* au large de la Guadeloupe

deux, toutes deux menées par l’Institut de physique de l’environnement de l’Université de Brême, Allemagne (*Institut für Umweltp Physik, Abteilung Ozeanographie, Universität Bremen*) dont les données sont librement disponibles sur la base de données de la NOAA et du CCHDO³.

Il s’agit de :

- La mission *CARIBINFLOW* à bord de *l’Atalante* 12 avril au 25 avril 2003 [Rhein, 2003]
- La mission *M-66/1* à bord du *Forschungsschiff Meteor* du 13 août au 19 septembre 2005 [Brückmann et al., 2005].

Les emplacements des profils CTD sont représentés sur les cartes figure 5.9.

L’AMOC étant orienté majoritairement dans la direction nord-sud, nous voulons estimer le gradient suivant cette même orientation. Seuls les CTD réalisés parallèlement à l’arc insulaire sont donc conservés pour nos travaux, comme montrés sur les cartes figure 5.10. À partir de chacun des sondages de conductivité, température et pression, on détermine un profil de célérité via la formule de Del Grosso [Del Grosso, 1974]. En connaissant les coordonnées géographiques des sondages aux points *A* et *B* on peut déterminer la distance d_{AB} , en respectant la courbure de la Terre [Vincenty, 1975]. En découle alors le gradient de célérité suivant la composante nord-sud (y) tel que :

$$\frac{\Delta C}{\Delta y_{AB}} = \frac{c(z)_B - c(z)_A}{d_{AB}} \quad (5.1)$$

On détermine ainsi les gradients de proche en proche pour les profilages adjacents ; les mesures CTD de la mission *CARIBINFLOW* étant espacées d’environ 30 km et ceux de la mission *M-66/1* d’environ 17 km. Les gradients de chaque couple de CTD ainsi qu’un gradient moyen de célérité pour les deux campagnes sont présentés sur les figures 5.11 à 5.14.

Pour les deux campagnes, on constate que le gradient de célérité se réduit fortement après 1000 m de fond. Au-dessus, et particulièrement dans la couche comprise

3. <https://cchdo.ucsd.edu/>

entre 250 et 500 m, son amplitude maximum de l'ordre de $\pm 10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ pour les couples de CTD au gradient le plus fort. En moyenne le gradient est de l'ordre de $10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$.

Les gradients sont cependant variables de manière erratique le long du profil nord-sud, et aucune tendance en termes de direction principale ni d'étage ne se dégage. De plus les isoplèthes des figures 5.13 et 5.14 indiquent une variabilité de célérité légèrement plus complexe au nord (c'est-à-dire au niveau de la Guadeloupe). Dans la mesure où cette zone nous intéresse prioritairement, on s'intéresse alors aux CTD à proximité immédiate de l'archipel (figures 5.15 à 5.18). Le gradient est de l'ordre de $10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ (pour la campagne *M-66/1*) à $10^{-4} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ (*CARIBINFLOW*). Cependant, ici aussi, le signe du gradient alterne entre deux paires de profils, et ne permet pas d'extraire de tendance. Ceci peut cependant s'expliquer sans doute par le déplacement progressif de masses d'eau à une fréquence différente de celle des acquisitions, et ayant des propriétés différentes du reste de l'océan.

De cette étude des profils CTD, nous déduisons une valeur moyenne du gradient latéral de célérité de l'ordre de $10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ sur les 1000 premiers mètres. Elle reste cohérente avec les valeurs théoriques testées au chapitre précédent, à ceci près que le gradient ne diminue pas linéairement en fonction de la profondeur, mais a plutôt un comportement erratique. Les profils de célérité seront exploités suivant une méthode décrite au chapitre suivant pour représenter l'influence d'un gradient latéral de célérité sur les simulations acoustiques.

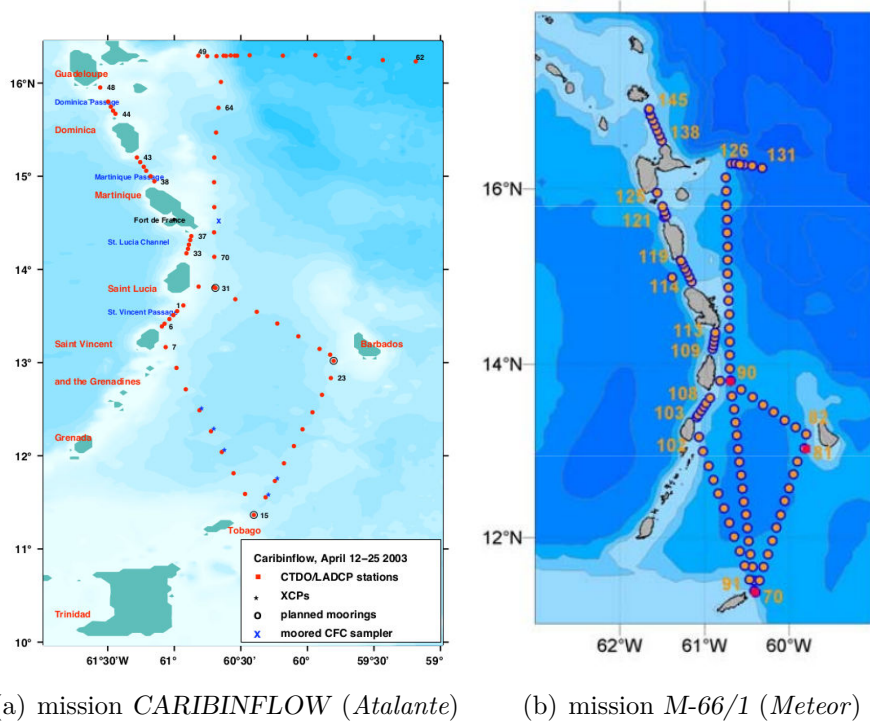


FIG. 5.9 – Profils CTD réalisés au large des petites Antilles par l'équipe de l'Université de Brême au cours des deux campagnes considérées

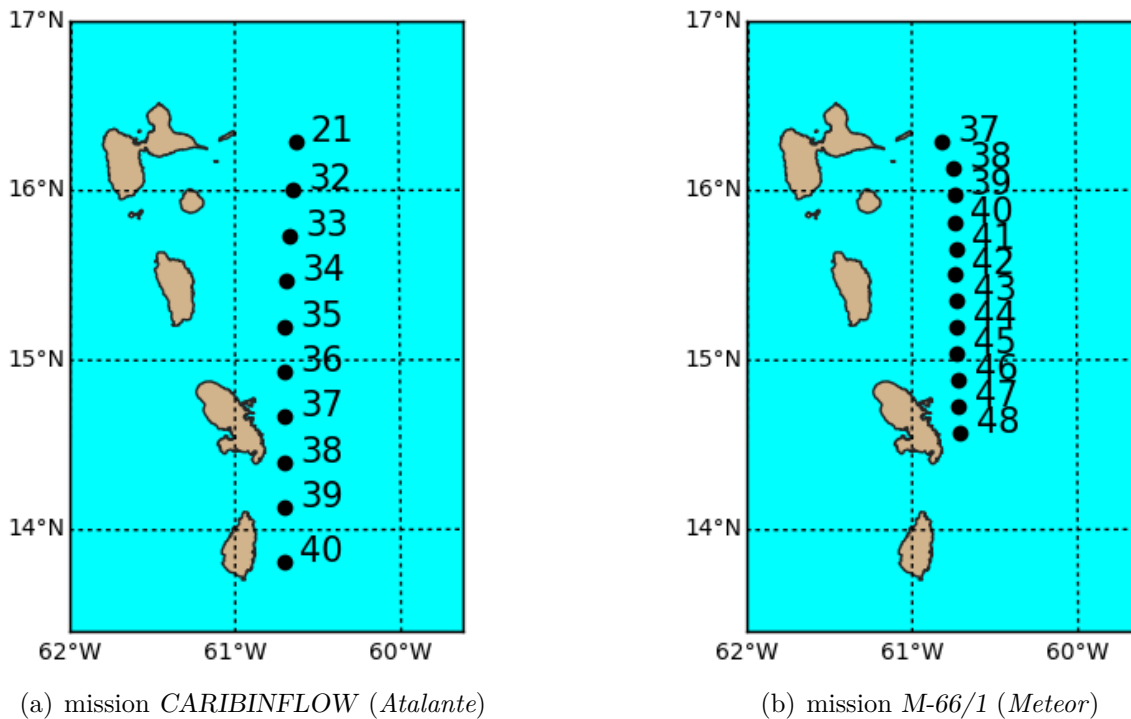
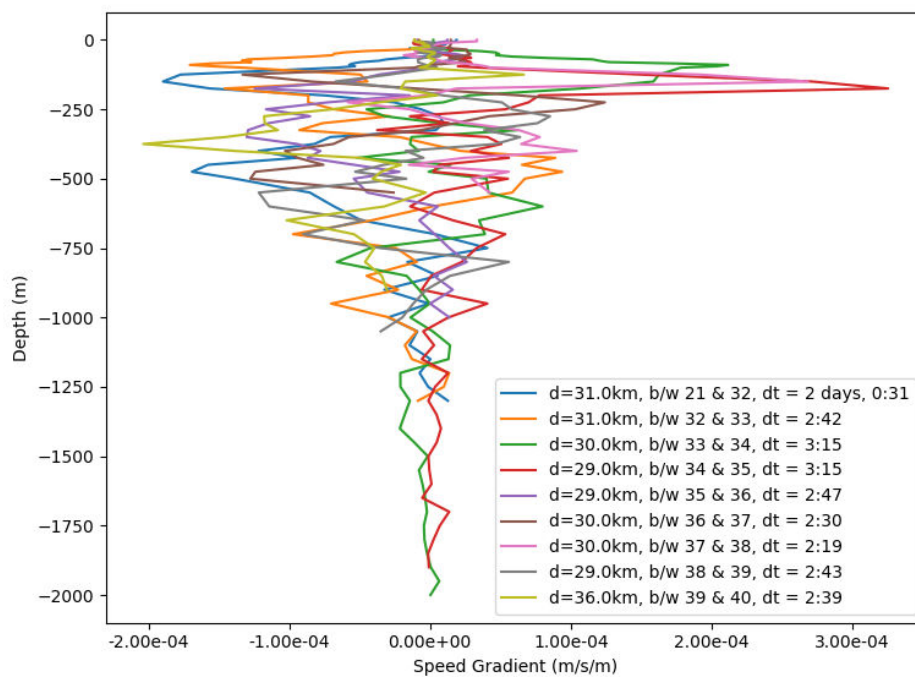
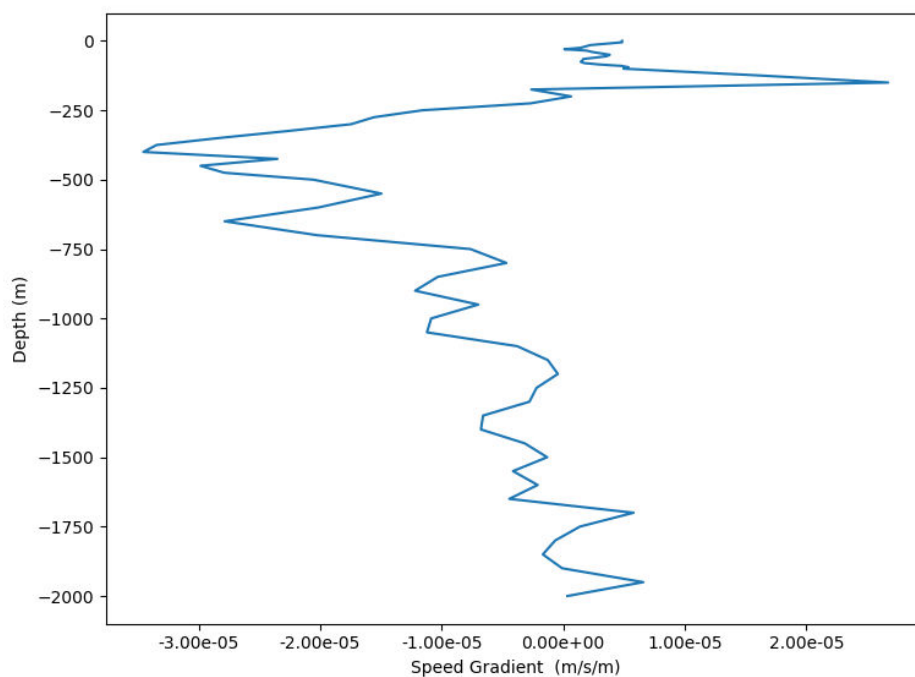
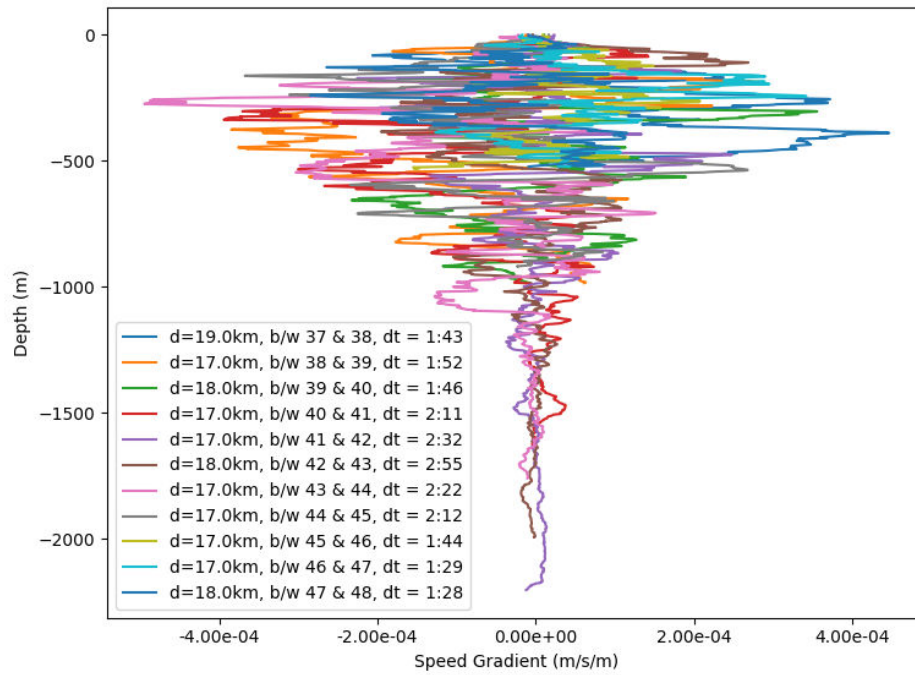
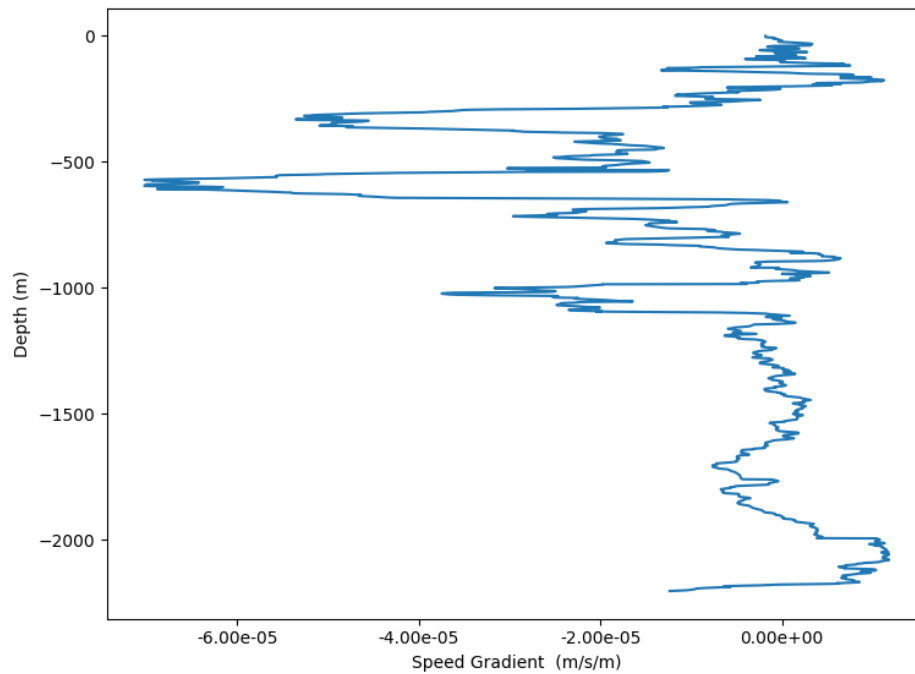


FIG. 5.10 – Profils CTD conservés pour estimation du gradient de célérité nord-sud ; les numéros correspondent à un code d'identification du profil interne

(a) Gradients de profils adjacents (b/w signifie *between*)

(b) Gradient moyen

FIG. 5.11 – Gradients de célérité nord-sud entre les profils de la mission *CARIBINFLOW* (*Atalante*)

(a) Gradients de profils adjacents (b/w signifie *between*)

(b) Gradient moyen

FIG. 5.12 – Gradients de célérité nord-sud entre les profils de la mission M-66/1 (*Meteor*)

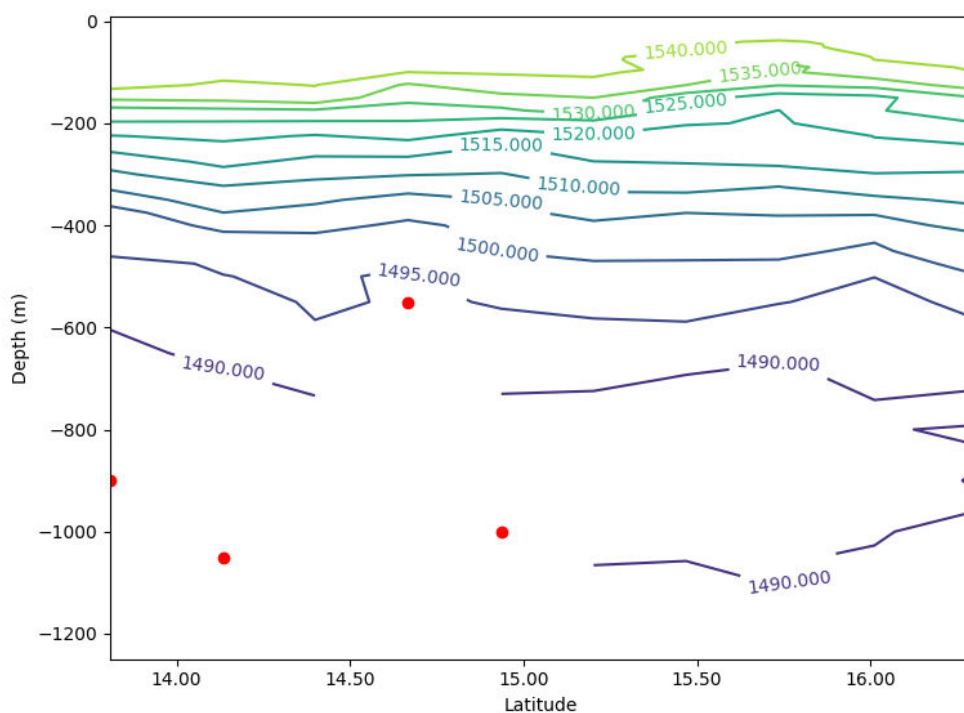


FIG. 5.13 – Profil spatial de célérité de la mission *CARIBINFLW* (*Atalante*). Les isoplèthes sont en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, les points rouges représentent les profondeurs maximales des profils CTD

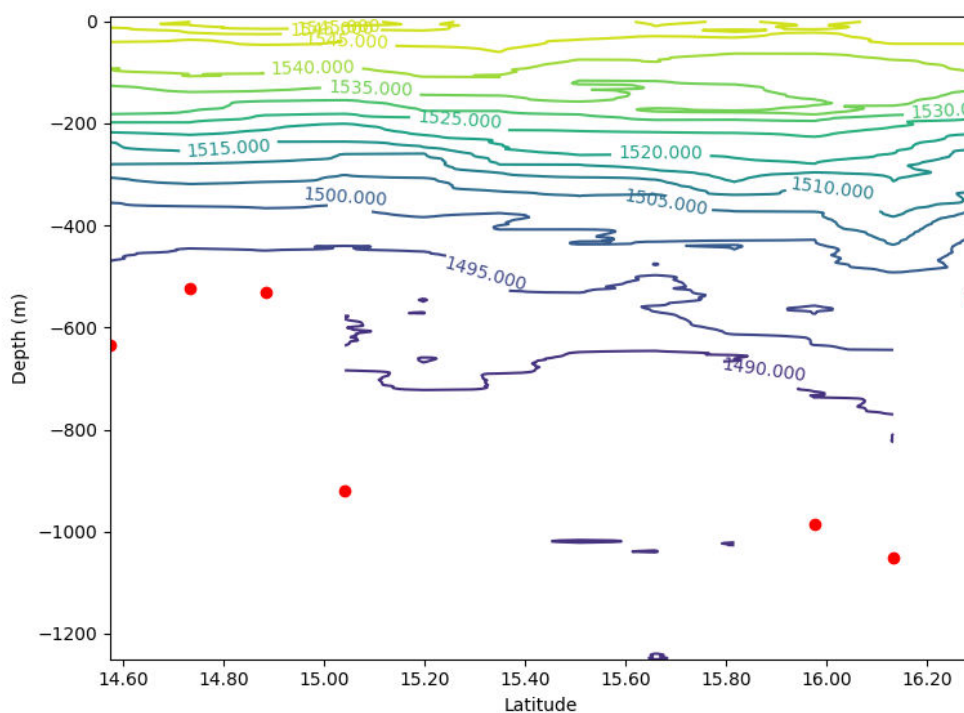
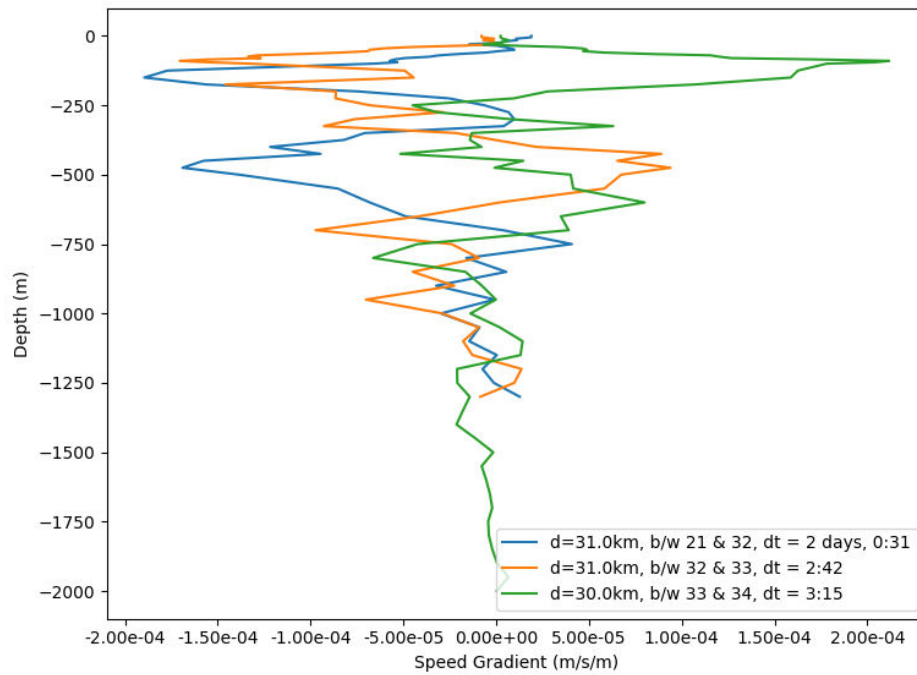
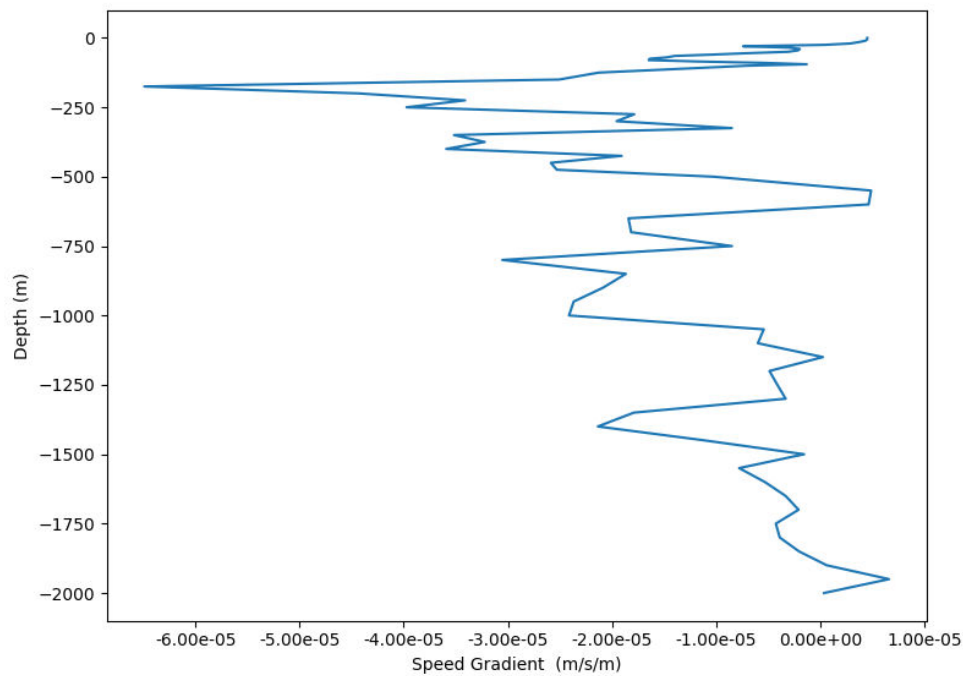
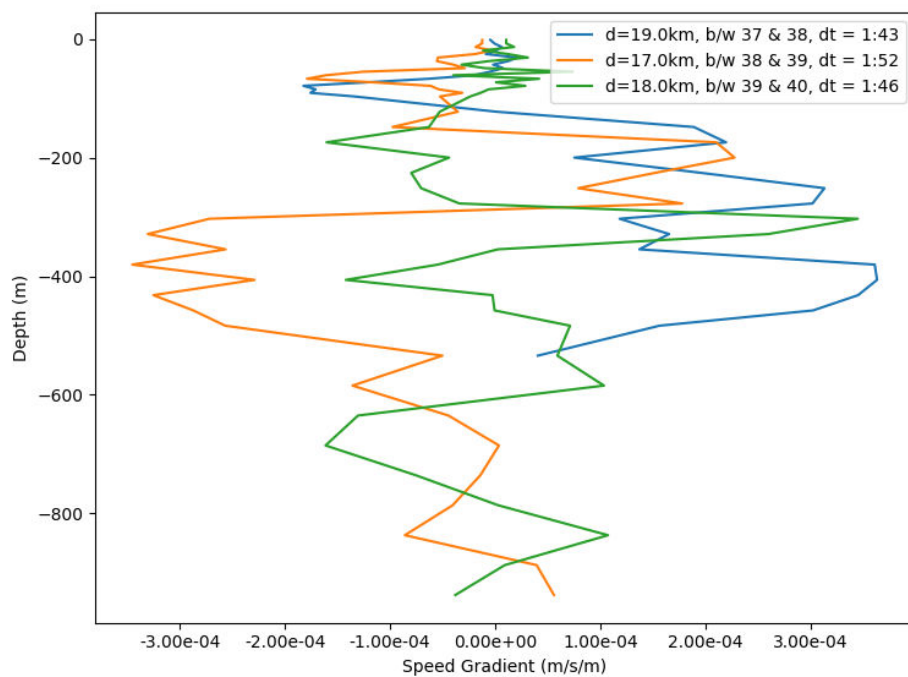
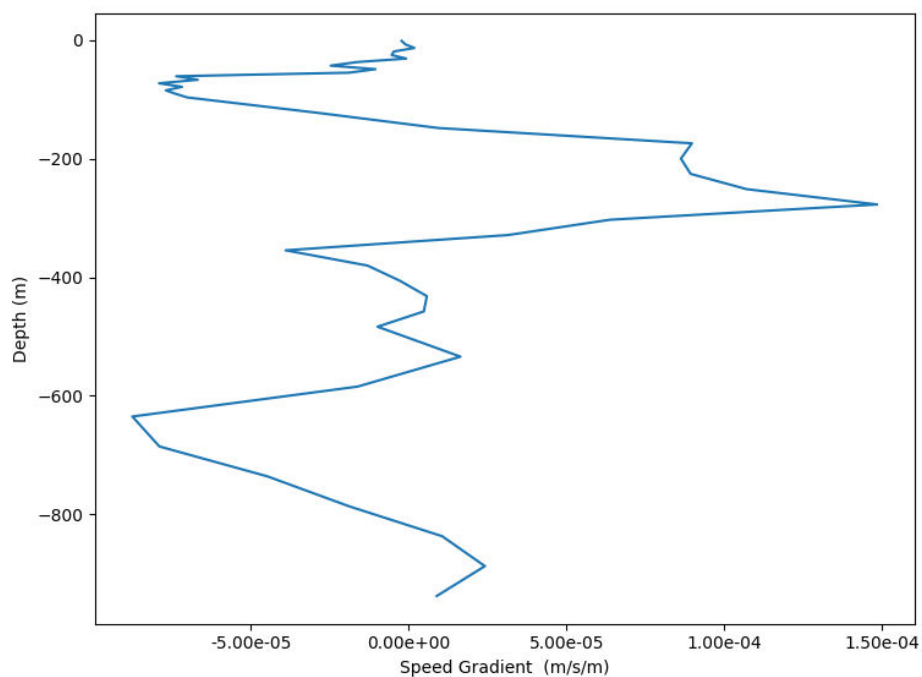


FIG. 5.14 – Profil spatial de célérité de la mission *M-66/1* (*Meteor*). Les isoplèthes sont en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, les points rouges représentent les profondeurs maximales des profils CTD

(a) Gradients de profils adjacents (b/w signifie *between*)

(b) Gradient moyen

FIG. 5.15 – Gradients de célérité nord-sud issus des profils à proximité immédiate de l'archipel de la Guadeloupe pour la mission *CARIBINFLOW* (*Atalante*)

(a) Gradients de profils adjacents (b/w signifie *between*)

(b) Gradient moyen

FIG. 5.16 – Gradients de célérité nord-sud issus des profils à proximité immédiate de l'archipel de la Guadeloupe pour la mission *M-66/1 (Meteor)*

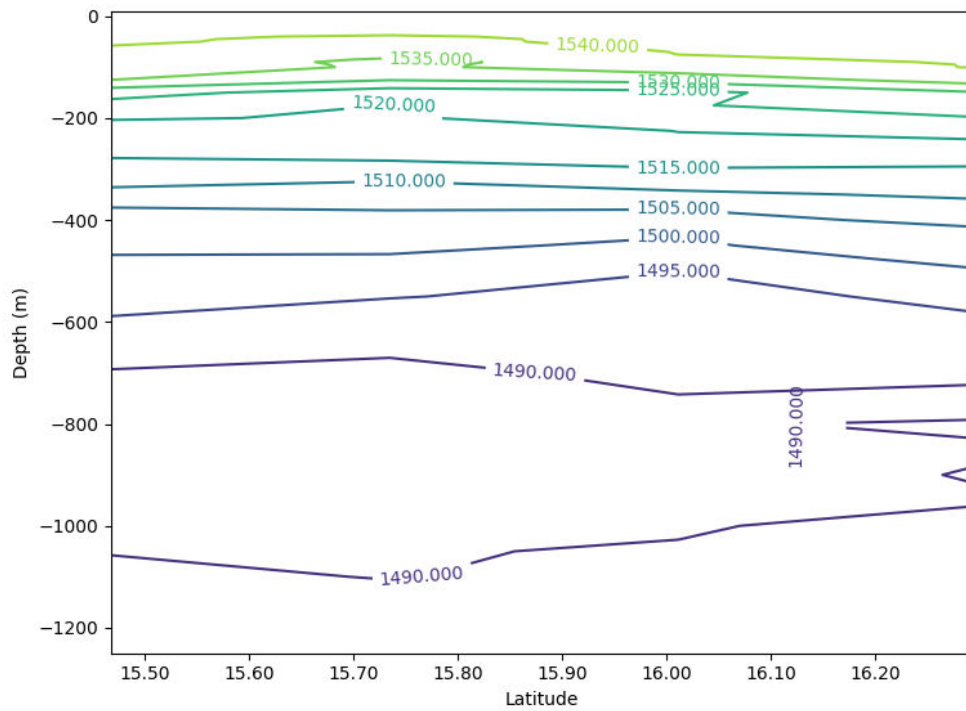


FIG. 5.17 – Profil spatial de célérité à proximité immédiate de l’archipel de la Guadeloupe de la mission *CARIBINFLOW* (*Atalante*). Les isoplèthes sont en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, les points rouges représentent les profondeurs maximales des profils CTD

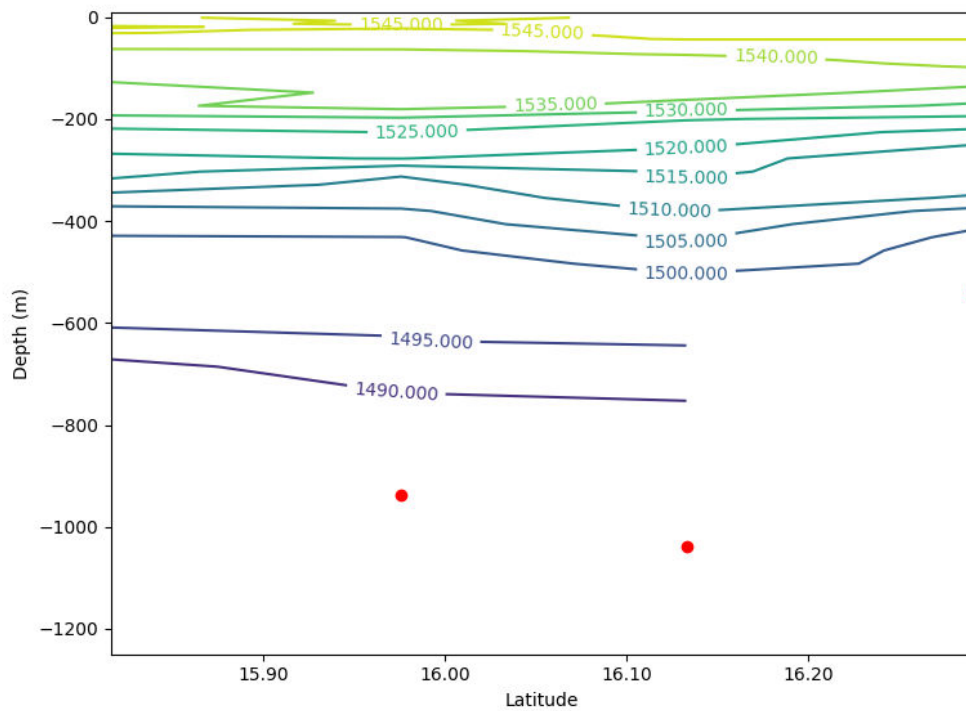


FIG. 5.18 – Profil spatial de célérité à proximité immédiate de l’archipel de la Guadeloupe de la mission *M-66/1* (*Meteor*). Les isoplèthes sont en $\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$, les points rouges représentent les profondeurs maximales des profils CTD

5.5 Bathymétrie

En se basant sur la bathymétrie mondiale de la base de données GEBCO [IOC et al., 2008] (version 2014, avec une résolution de 30 secondes d'arc, soit $\sim 0,93$ km sur un méridien), cinq profils bathymétriques perpendiculaires à la fosse aux latitudes moyennes $14,3^\circ$ N, $15,1^\circ$ N, $15,9^\circ$ N, $16,7^\circ$ N, et $17,6^\circ$ N, entre les longitudes 57° O et 62° O ont été extraits (figures 5.19 et 5.20).

On remarque tout d'abord qu'aux alentours de 60° - 61° O, la profondeur augmente brutalement, correspondant à la fin du domaine des îles volcaniques. Pour les profils à $14,3^\circ$ N et $15,1^\circ$ N, la 16° N la profondeur moyenne est d'environ 3000 m, correspondant à la présence de l'important prisme d'accrétion de la Barbade à cette latitude. Au-dessus des 16° N, la profondeur est de l'ordre de 5000 m avec des dépressions extrémales à -6000 m.

Ceci a des implications pratiques importantes pour le déploiement opérationnel de balises fond de mer. Si l'on se base sur le profil en face de la Guadeloupe, la transition rapide et abrupte de profondeur impose une installation des balises à grande profondeur. Dans le cas contraire, si l'on préfère instrumenter à une profondeur intermédiaire, il faut aller plus au sud, au niveau du prisme d'accrétion où la transition entre l'arc volcanique et les fonds abyssaux est plus régulière. Cependant, se pose la question de la rhéologie propre au prisme, comme évoqué section 1.2.5.2, et de sa propension à accommoder toute ou partie de l'éventuelle contrainte, ce qui fausserait les mesures de déformation.

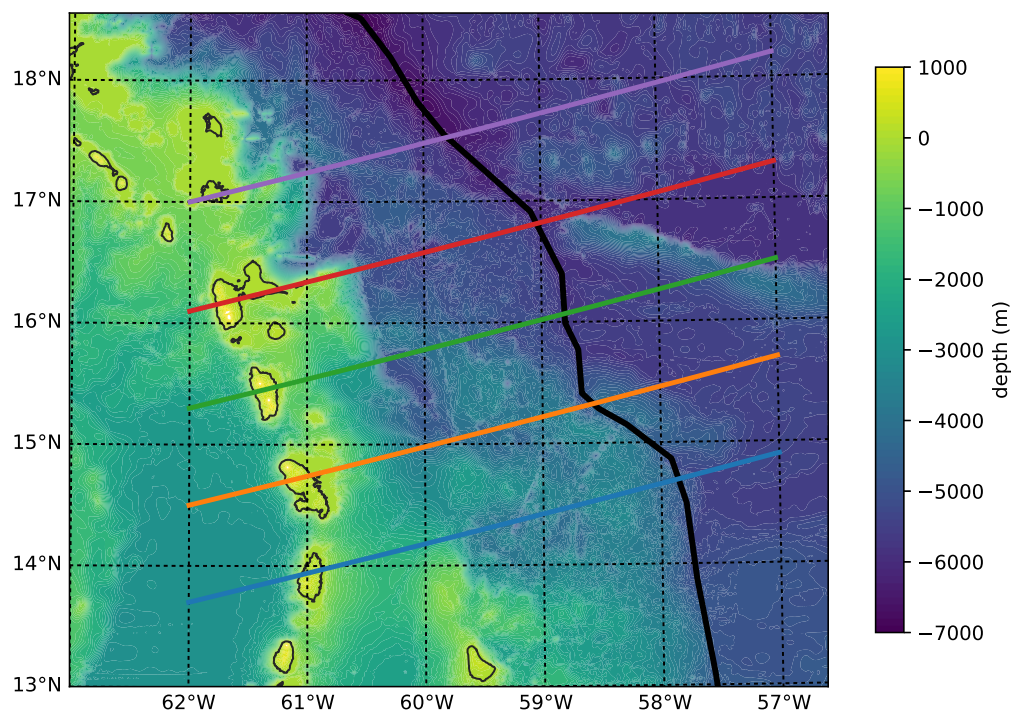


FIG. 5.19 – Emplacement des profils bathymétriques extraits. Le tracé de la fosse, d'après Bird [2003], est représenté en noir

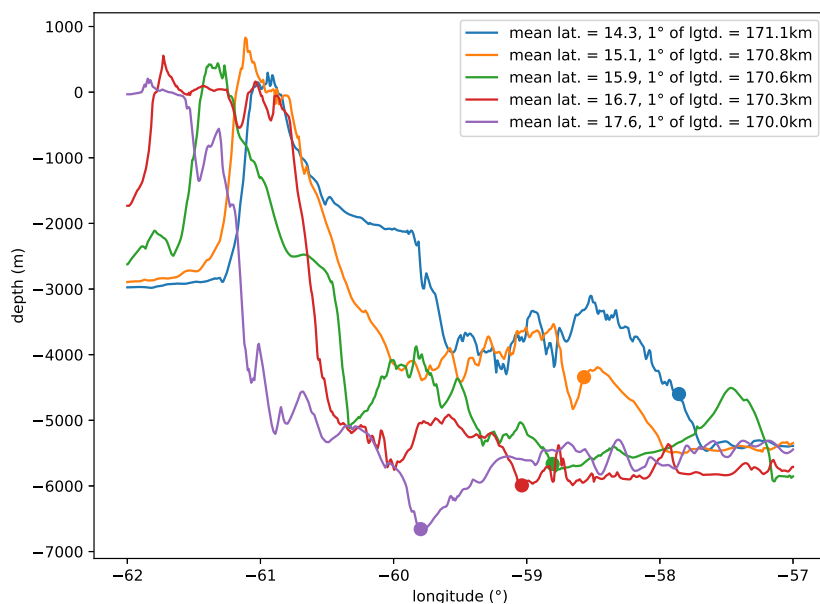


FIG. 5.20 – Profils bathymétriques à l'est des petites Antilles. Les points représentent les intersections des profils avec la fosse. Il faut noter pour les profils au sud un décalage entre cette intersection et le minimum local de profondeur, dû à l'approximation du tracé de fosse

5.6 Effet de la marée

On considère que le phénomène de marée peut influencer une mesure acoustique sur trois points :

- la marée à une incidence sur la célérité du son. On considère que ces variations sont incluses dans les observations temporelles de la section 5.3.
- la variation de hauteur d'eau modifie la position verticale de la plate-forme. On la suppose compensée par le positionnement GNSS.
- la variation de hauteur d'eau provoque une augmentation ou diminution du temps de propagation dans la colonne d'eau.

C'est pour ce dernier aspect qu'il convient de quantifier le phénomène de marée au large des îles antillaises. On utilise pour cela le modèle de marées barotrope *TPXO8.2* [Egbert et al., 1994; Dushaw et al., 1997] dérivé des observations *Topex/Poséidon-Jason*. Il fournit les variations temporelles de hauteur d'eau à la surface de l'océan induite par les huit premières composantes harmoniques de la marée (M2, S2, N2, K2, K1, O1, P1, Q1).

La marée pour le point de la bouée MOVE 3, sur une période de 15 ans, indique que l'amplitude maximale de la marée est de l'ordre de ± 10 cm. La figure 5.21 présente l'amplitude de la marée sur une période arbitraire, quoique caractéristique de deux semaines entre le 1^{er} et le 15 août 2008. Ces valeurs seront réutilisées lors de la génération de données acoustiques au chapitre 7.

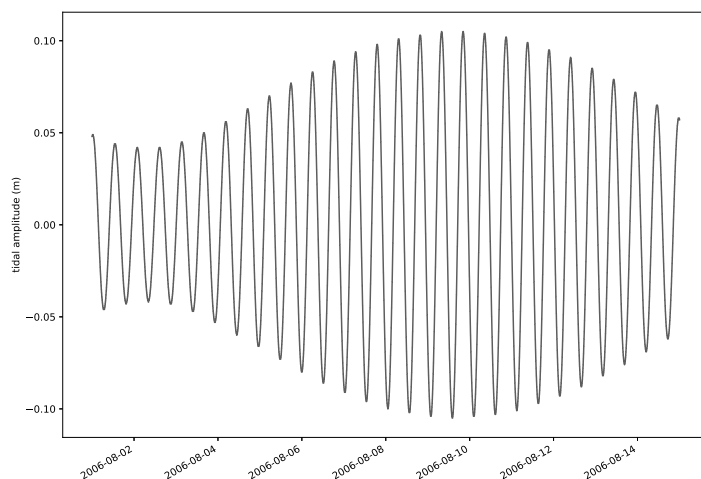


FIG. 5.21 – Amplitude de la marée au large de la Guadeloupe, au point de la bouée MOVE 3 (6.33 °N, 60.50 °O)

Ce chapitre nous a permis d'expliciter les phénomènes océaniques au large de l'arc antillais pouvant influencer la propagation d'une onde acoustique, en préparation de simulation. Il s'agit principalement de la marée, des ondes internes, et de la circulation thermohaline, un courant à grande échelle. Les données de bouée ancrée et de campagnes océanographiques ont permis respectivement d'observer la variabilité temporelle (pouvant aller jusqu'à la dizaine de mètres par seconde sur une journée dans les premières centaines de mètres de la colonne d'eau) et spatiale (de l'ordre de $10^{-5} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}\cdot\text{m}^{-1}$ dans les premiers 1000 m de fond) du profil de célérité. L'étude de l'amplitude de la marée permet de rendre compte de la modification de la hauteur d'eau ($\pm 10 \text{ cm}$) qui influe sur le temps de propagation du signal acoustique, ce qui sera modélisé par la suite. L'analyse de la bathymétrie permet de donner un ordre de grandeur concernant les contraintes de profondeur de déploiement. La profondeur potentielle d'un tel dispositif se situe entre 5000 m et 6000 m de fond.

Chapitre 6

Inversion par moindres carrés et simulation d'observations pour le GNSS/A

Ce chapitre a pour objectif de présenter comment les données sont « inversées », c'est-à-dire comment sont obtenus les résultats utiles pour nos besoins (la position des balises) à partir des observations brutes. Nous nous basons sur la méthode des moindres carrés. La première section est un rappel général sur cette approche, et la seconde détaille la stratégie spécifique développée ici pour une application GNSS/A.

6.1 Notions de moindres carrés

La méthode des moindres carrés est utilisée de manière courante en géodésie. Elle permet d'ajuster les paramètres d'un modèle connu sur un ensemble de données, de façon telle que la somme du carré des résidus soit minimum. Elle présente en outre l'avantage d'être linéaire, ce qui permet une facilité de codage et d'exécution qui autorise un grand nombre de simulations et d'essais. Celle-ci est largement documentée dans la littérature, mais également énoncée d'une multitude de manières possibles ; nous en explicitons ici une formulation générale adaptée à notre problème : nous détaillons les notations qui seront utilisées par la suite, et pré-

sentons les approches pour combiner les observations de nature différente et les contraindre à certaines valeurs.

6.1.1 Formulation générale du problème

On dispose d'un nombre n d'observations l , et à partir de celles-ci on souhaite déterminer p grandeurs physiques inconnues x . On a $n > p$. On dispose également d'une fonction F à plusieurs variables.

$$F : \begin{array}{ccc} \mathbb{R}^p & \longrightarrow & \mathbb{R}^n \\ (x_1, \dots, x_p) & \longmapsto & F(x_1, \dots, x_p) = (l_1, \dots, l_n) \end{array} \quad (6.1)$$

Les valeurs exactes $(\dot{x}_1, \dot{x}_2, \dots, \dot{x}_p)$ de $(x_1, x_2, \dots, x_p)$ sont par nature inaccessibles, car les observations sont entachées d'erreurs. On cherche alors à estimer des valeurs proches $(\hat{x}_1, \hat{x}_2, \dots, \hat{x}_p)$.

On introduit la notion de résidus v , qui est la différence entre les observations effectives l_i (appelé *modèle stochastique*) et les valeurs théoriques λ_i obtenues par le modèle basé sur les paramètres estimés $\hat{x}_i$ (appelé *modèle fonctionnel*) [Sillard, 2004].

On a :

$$\forall i \in \llbracket 1, n \rrbracket \quad v_i = l_i - f(\hat{x}_1, \dots, \hat{x}_p) = l_i - \lambda_i \quad (6.2)$$

On impose alors une condition sur les résidus : on souhaite que la somme quadratique de ces derniers $\sum_i^n v^2$ soit minimale. Elle est appelée **la condition des moindres carrés**. Elle fut énoncée conjointement par Legendre et Gauss au début du 19^e siècle [Legendre, 1805; Gauss, 1809].

On appelle $\mathbf{L}$ le vecteur des observations effectives (longueur n) :

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} l_1 \\ l_2 \\ \vdots \\ l_n \end{bmatrix} \quad (6.3)$$

On appelle $\mathbf{X}$ le vecteur des paramètres inconnus à estimer (longueur p) :

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} x_1 \\ x_2 \\ \vdots \\ x_p \end{bmatrix} \quad (6.4)$$

Et on appelle $\mathbf{V}$ est le vecteur des résidus associés à chaque observation à l'issue de l'inversion (longueur n) :

$$\mathbf{V} = \begin{bmatrix} v_1 \\ v_2 \\ \vdots \\ v_n \end{bmatrix} \quad (6.5)$$

Le problème doit être linéarisé au voisinage d'une solution suffisamment proche de $(\dot{x}_1, \dot{x}_2, \dots, \dot{x}_p)$: on appelle cette solution la *solution a priori* et on la note $\mathbf{X}_0 = (x_{0,1}, x_{0,2}, \dots, x_{0,p})$. On introduit pour cela la matrice des *dérivées partielles* ou *jacobiennes* $\mathbf{J}$ de la fonction F , de taille (n, p) . On a :

$$\mathbf{J}_F(\mathbf{X}) = \begin{bmatrix} \frac{df_1}{dx_1} & \dots & \frac{df_1}{dx_p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{df_n}{dx_1} & \dots & \frac{df_n}{dx_p} \end{bmatrix} \quad (6.6)$$

Et on appelle $\mathbf{A}$ la matrice des dérivées partielles *au voisinage* de $\mathbf{X}_0$, également appelée *matrice de design*.

On a $\mathbf{A} = \mathbf{J}_F(\mathbf{X}_0)$

On appelle $\mathbf{\Lambda}$ le vecteur des observations modélisées associées aux valeurs *a priori* tel que :

$$F(\mathbf{X}_0) = \mathbf{\Lambda} = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \end{bmatrix} \quad (6.7)$$

On pose $\mathbf{B}$ le vecteur des différences entre les observations effectives l_i et les observations modélisées associées aux valeurs *a priori* λ_i . On a $\mathbf{B} = \mathbf{L} - \mathbf{A}$.

On introduit enfin la notion de poids, qui permet d'indiquer la qualité des observations, et de les homogénéiser si celles-ci sont de différentes natures : à chaque observation b_i est associée un écart-type ς_i quantificateur de la précision de celle-ci. Plus la mesure est précise, plus l'écart-type est faible. On définit alors pour chaque ς_i un poids π_i tel que $\pi_i = \frac{1}{\varsigma_i^2}$. Plus la mesure est fiable, plus le poids est grand. La matrice associée dite *des poids* est une matrice diagonale¹. tel que :

$$\mathbf{P} = \begin{bmatrix} \pi_1 & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \pi_2 & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & \pi_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\varsigma_1^2} & 0 & \dots & 0 \\ 0 & \frac{1}{\varsigma_2^2} & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & \frac{1}{\varsigma_n^2} \end{bmatrix} \quad (6.8)$$

Si l'on introduit la matrice des poids, la condition des moindres carrés devient :

$$\sum_i^n \frac{v_i^2}{\sigma_i^2} = \mathbf{V}^t \mathbf{P} \mathbf{V} \text{ minimale} \quad (6.9)$$

Et la solution optimale au sens des moindres carrés $\hat{\mathbf{X}} = \mathbf{X}_0 + \delta \mathbf{X}$ où $\delta \mathbf{X}$ est la correction à apporter aux *a priori* est estimée par le système suivant :

$$\begin{cases} \mathbf{A} \delta \mathbf{X} + \mathbf{V} = \mathbf{B} \\ \mathbf{V}^t \mathbf{P} \mathbf{V} \text{ minimal} \end{cases} \quad (6.10)$$

Si on appelle la matrice $\mathbf{N} = \mathbf{A}^t \mathbf{P} \mathbf{A}$ la *matrice normale*, la correction $\delta \mathbf{X}$ est obtenue en résolvant l'équation normale :

$$\mathbf{N} \delta \mathbf{X} = \mathbf{A}^t \mathbf{P} \mathbf{B} \quad (6.11)$$

Il vient alors que

$$\boxed{\delta \mathbf{X} = \mathbf{N}^{-1} \mathbf{A}^t \mathbf{P} \mathbf{B}} \quad (6.12)$$

1. dans le cas simplifié où l'on suppose les observations décorréliées entre elles

Les résidus sont obtenus ainsi :

$$\widehat{\mathbf{V}} = \mathbf{B} - \mathbf{A}\widehat{\mathbf{X}} = \mathbf{L} - f(\widehat{\mathbf{X}}) \quad (6.13)$$

On adopte usuellement une démarche itérative : l'estimation $\widehat{\mathbf{X}}$ est utilisée comme *a priori* dans une nouvelle étape d'inversion. On a, à la k -ième itération de l'inversion :

$$\widehat{\mathbf{X}}_k = \mathbf{X}_{0,k+1} \quad (6.14)$$

On stoppe les itérations lorsque l'on remplit les conditions d'un critère κ , appelé critère de convergence, usuellement tel que $\|\delta\mathbf{X}_k\| < \kappa$

6.1.2 À propos de la fonction d'observation

La fonction F est une fonction à plusieurs variables de $\mathbb{R}^p \rightarrow \mathbb{R}^n$ *ad hoc*, spécifique à chaque problème. Elle peut se décliner en n *équations d'observations* f_i .

En effet pour chaque observation l_i , on a le modèle fonctionnel associé :

$$\lambda_i = f_i(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{l_i}) \quad (6.15)$$

Où $\boldsymbol{\Omega}$ est un ensemble de paramètres annexes directement mesurés associés à l'observation, mais non estimés comme inconnues dans l'inversion par moindres carrés.

On peut alors définir F :

$$F(x_1, \dots, x_p) = \begin{cases} f_1(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{l_1}) & = \lambda_1 \\ \vdots & \\ f_n(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{l_n}) & = \lambda_n \end{cases} \quad (6.16)$$

Nous appellerons dans la suite la fonction f , commune à toutes les observations, la *fonction d'observation*.

6.1.3 Utilisation d'observations de natures différentes

Si l'on dispose d'observations de natures différentes (distance, temps, angles...), il y aura plusieurs types d'équations d'observations, correspondantes à chaque type d'observations, mais la formulation restera sensiblement la même. Par exemple, considérons deux types d'observations : un nombre n_l d'observations l et un nombre n_m d'observations m contribuant tout deux à l'estimation des paramètres inconnus x_i , avec les fonctions d'observation associées f et g .

Le vecteur des observations sera de la forme :

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} l_1 \\ l_2 \\ \vdots \\ l_{n_l} \\ m_1 \\ m_2 \\ \vdots \\ m_{n_m} \end{bmatrix} \quad (6.17)$$

Concernant le modèle fonctionnel, on aura alors pour chaque observation l_i , suivant :

$$\lambda_i = f_i(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{l_i}) \quad (6.18)$$

et pour chaque observation m_i :

$$\mu_i = g_i(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{m_i}) \quad (6.19)$$

F sera alors de la forme :

$$F(x_1, \dots, x_p) = \begin{cases} f_1(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{l_1}) & = \lambda_1 \\ \vdots & \\ f_{n_l}(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{l_n}) & = \lambda_{n_l} \\ g_1(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{l_1}) & = \mu_1 \\ \vdots & \\ g_{n_m}(x_1, \dots, x_p, \boldsymbol{\Omega}_{l_n}) & = \mu_{n_m} \end{cases} \quad (6.20)$$

Et la matrice jacobienne sera de la forme :

$$\mathbf{J}_{\mathbf{F}}(\mathbf{X}) = \begin{bmatrix} \frac{df_1}{dx_1} & \dots & \frac{df_1}{dx_n} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{df_{n_l}}{dx_1} & \dots & \frac{df_{n_l}}{dx_p} \\ \frac{dg_1}{dx_1} & \dots & \frac{dg_1}{dx_p} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \frac{dg_{n_m}}{dx_1} & \dots & \frac{dg_{n_m}}{dx_p} \end{bmatrix} \quad (6.21)$$

6.1.4 Ajout de contraintes

Dans de nombreux cas, il est nécessaire d'augmenter le système avec des équations additionnelles, dites équations de contraintes, pour les raisons suivantes :

- Il existe une ou des informations supplémentaires qui lient les inconnues entre elles, indépendamment des observations, et qui permettent de préciser la solution au système.
- On souhaite qu'une inconnue tende vers, ou garde une valeur définie préalablement, ceci afin que le système puisse conserver une cohérence physique et de limiter les effets de *trade-off* : le risque étant que l'estimation erronée d'un paramètre n'entache celle de tous les autres.
- La matrice normale N a un défaut de rang, et n'est pas inversible. Cependant, l'apport d'une donnée permet de combler le défaut de rang.

Nous explicitons ici deux méthodes que nous utilisons pour contraindre notre problème.

6.1.4.1 La contrainte simple

Si l'on souhaite imposer une valeur spécifique ξ à un paramètre inconnu x_i , ou tout du moins que x_i tende vers ξ , une première solution consiste à utiliser une fonction d'observation identité *i.e.* :

$$h : x \longmapsto x \quad (6.22)$$

Le vecteur des observations effectives L est alors augmenté avec ξ et le vecteur des observations modélisées $\mathbf{A}$ avec la valeur *a priori* $x_{0,i}$:

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} l_1 \\ l_2 \\ \vdots \\ l_n \\ \xi \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \lambda_1 \\ \lambda_2 \\ \vdots \\ \lambda_n \\ \xi \end{bmatrix} \quad (6.23)$$

Il vient donc naturellement que $\mathbf{B}$ est augmenté d'un élément $\xi - x_{0,i}$.

Et la matrice des dérivées partielles $\mathbf{A}$ est augmentée de $\frac{dX}{dh}$, c'est-à-dire une ligne binaire $\mathbf{A}_{n+1}$, où $\mathbf{A}_{n+1,i} = 1$, et 0 sinon.

$$\mathbf{A}_{n+1} = \underbrace{[0 \ \dots \ 0]}_{i-1 \text{ fois}} \quad 1 \quad \underbrace{[0 \ \dots \ 0]}_{p-i \text{ fois}} \quad (6.24)$$

Il faut en sus augmenter la matrice des poids d'un dernier élément π_ξ tel que $\mathbf{P}_{n+1,n+1} = \pi_\xi$. La valeur de π_ξ est particulièrement importante, car c'est elle qui permet de contrôler le niveau de contrainte que l'on souhaite imposer à x_i .

6.1.4.2 Fixation par la méthode d'Helmert

Cette méthode est décrite pour la première fois par le géodésien allemand Friedrich Helmert [Helmert, 1872] et explicitée dans Ghilani [2011]. Elle permet de fixer certaines inconnues à des valeurs prédéfinies, ou de préciser une ou des relations liant les inconnues entre elles, et permettant de les contraindre.

Elle vise à « border » la matrice normale N par une matrice C représentant les contraintes sur les paramètres.

$$\begin{bmatrix} \mathbf{N} & \mathbf{C}^t \\ \mathbf{C} & \mathbf{0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \delta\mathbf{X} \\ \mathbf{\Gamma} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}^t \mathbf{P} \mathbf{B} \\ \mathbf{\Phi} \end{bmatrix} \quad (6.25)$$

S'il y a q équations de contraintes, $\mathbf{C}$ est une matrice $q \times p$ qui décrit les relations entre les p paramètres, et $\mathbf{\Phi}$ est un vecteur de longueur q où sont stockées les valeurs prises par ces contraintes. $\mathbf{\Gamma}$ désigne le vecteur des multiplicateurs de Lagrange, estimés en supplément de $\delta\mathbf{X}$.

Cette nouvelle équation normale se résout de la même manière que la version classique, en inversant la matrice normale augmentée.

6.2 Formulation du modèle pour l'inversion

Nous détaillons ici le modèle basé sur une inversion par la méthode des moindres carrés développée pour une application de positionnement précis sous-marin. Ce modèle utilise principalement les observations acoustiques mais peut également intégrer des observations de distance et de différences de profondeur inter-balises, suivant différentes approches (comme observables ou alors comme constantes). Nous détaillons également un mode d'inversion permettant la restitution directe des coordonnées du barycentre.

6.2.1 Données en entrée et en sortie

6.2.1.1 En sortie

Dans une expérience GNSS/A, l'objectif est d'obtenir la position de transpondeurs déployés au fond de l'océan, supposée fixe le temps d'une campagne de mesure. Si l'on a n_R transpondeurs, la position du i -ème R_i ($i \in \llbracket 1, n_R \rrbracket$) est notée $\mathbf{X}_{R_i} = [x_{R_i}, y_{R_i}, z_{R_i}]$.

De plus, si l'on adopte la stratégie de Spiess et al. [1998], on cherche à déterminer *in fine* les coordonnées du barycentre du polygone formé par les transpondeurs au fond. On note les coordonnées du barycentre $\mathbf{X}_G = [x_G, y_G, z_G]$.

On a, par définition :

$$\mathbf{X}_G = \sum_{i=1}^n \frac{\mathbf{X}_{R_i}}{n_R} \quad (6.26)$$

la finalité est donc de trouver les coordonnées $\mathbf{X}_{R_i}$ et plus encore $\mathbf{X}_G$.

6.2.1.2 En entrée

il est nécessaire *a minima* d'avoir à disposition :

- Un profil vertical de célérité (SSP), représenté sous la forme de deux vecteurs $\mathbf{Z}$, $\mathbf{C}$, correspondant à la profondeur et aux vitesses associées.
- La position de la tête acoustique en surface $\mathbf{X}_S = (x_S, y_S, z_S)$ dans une repère topocentrique.
- Du temps de trajet d'aller-retour (*two way travel time*) des impulsions acoustiques (*ping*) τ entre les équipements de surface et du fond.

Des informations supplémentaires peuvent être mises à profit afin d'améliorer le positionnement :

- La différence de hauteur δz entre les différentes balises fond de mer. Cette différence peut en pratique se mesurer à l'aide de capteurs de pressions embarqués sur les transpondeurs.
- La distance entre chaque paire de transpondeurs (*baseline length*), appelée ci-après par abus *baseline*, bien que la direction de cette dernière ne soit pas connue. Celle-ci peut être déterminée si les transpondeurs communiquent directement entre eux ; nous avons détaillé une méthodologie pour cet aspect dans le chapitre 3 à l'occasion de la présentation du distancemètre acoustique utilisé en Mer de Marmara.
- Les angles d'azimut et de site $[\theta_0, \phi_0]$ du rayon acoustique au moment de la réception de celui-ci par la tête acoustique. Cette donnée potentiellement enregistrable n'est pas exploitée dans cette étude.

6.2.1.3 À propos de la datation

Le paramètre position de la tête acoustique est dépendant du temps, du fait du déplacement constant de la plate-forme à la surface. Ainsi, si l'on considère une campagne de mesure durant un temps T et démarrant à t_0 , à chaque époque $t \in [t_0, t_0 + T]$ on a une position de l'émetteur de surface $\mathbf{X}_S(t) = [x_S(t), y_S(t), z_S(t)]$. Les temps d'aller-retour sont également dépendants de t , et si l'on réalise au cours

d'une campagne de mesure n_τ pings, on aura alors $n_\tau \times n_R$ temps d'aller-retour $\tau_{i,R_j}(t)$ avec $i \in \llbracket 1, n_\tau \rrbracket$ et $j \in \llbracket 1, n_R \rrbracket$.

Dans une moindre mesure, bien qu'il reste néanmoins un paramètre crucial pour la précision des coordonnées finales, le profil de vitesse est également dépendant du temps. On a donc $\mathbf{C}(t)$.

6.2.2 Observations acoustiques : fonction d'observation et matrice de design associées

La fonction d'observation f_{ASM} ² est ici une fonction de recherche d'eigenray telle qu'elle est présentée dans la section 4.3.2. Elle permet d'obtenir le temps de propagation τ de l'eigenray entre l'émetteur $\mathbf{X}_S$ et récepteur $\mathbf{X}_R$ en fonction d'un SSP $\mathbf{C}$. Dans la mesure où l'on ne recherche que $\mathbf{X}_R$, c'est la seule variable que f prend en entrée. les autres paramètres $\mathbf{X}_S$ et $\mathbf{C}$ ne sont pas estimés au sens des moindres carrés, mais changent cependant au cours du temps, ils sont traités comme des constantes variant d'une époque à une autre, et on a $\mathbf{\Omega}_{ASM} = [\mathbf{X}_S, \mathbf{C}]$

$$f_{ASM} : (\mathbf{X}_R, \mathbf{\Omega}_{ASM}) \longmapsto \tau \quad (6.27)$$

La fonction d'observation permet donc de déterminer les valeurs théoriques des temps de propagation τ_{theo} qui sont confrontées avec les observations effectives, et ce à partir de la position *a priori* du récepteur $\mathbf{X}_{R,0}$.

Nous avons dans la section précédente présenté trois méthodes de ray tracing. La plus performante en termes de temps de calcul et d'exactitude étant la méthode de Snell–Descartes, nous avons uniquement implémenté cette dernière comme fonction d'observation dans le cadre de l'inversion par moindres carrés.

Si l'on utilise n_R transpondeurs, la matrice de design associée $\mathbf{A}_{ASM}$ est diagonale par bloc, de taille $(n_\tau \cdot n_R, 3n_R)$ dans le cas idéal ou chaque transpondeur

2. ASM pour *Acoustique sous marine*

a répondu aux n_τ interrogations depuis la surface, et, dans un cas plus réaliste, $(\sum_{i_R=1}^{n_R} n_{\tau,R_i}, 3n_R)$ où on a un nombre n_{τ,R_i} de pings pour chaque récepteur R_i .

$$\mathbf{A}_{ASM} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_{ASM,R_1} & 0 & \cdots & 0 \\ 0 & \mathbf{A}_{ASM,R_2} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \mathbf{A}_{ASM,R_{n_R}} \end{bmatrix} \quad (6.28)$$

Avec :

$$\mathbf{A}_{ASM,R_i} = \begin{bmatrix} \frac{df_{ASM,\tau_1}}{dx_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_1}}{dy_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_1}}{dz_{R_i}} \\ \frac{df_{ASM,\tau_2}}{dx_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_2}}{dy_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_2}}{dz_{R_i}} \\ \vdots & \vdots & \vdots \\ \frac{df_{ASM,\tau_{n_\tau}}}{dx_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_{n_\tau}}}{dy_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_{n_\tau}}}{dz_{R_i}} \end{bmatrix} \quad (6.29)$$

f_{ASM,τ_i} étant la fonction d'observation associée à un temps d'aller-retour τ_i .

À chacune des observations acoustiques, on associe un poids $\pi_{\tau,i}$ qui viendra compléter la matrice des poids $\mathbf{P}_{ASM}$.

6.2.2.1 Dérivation de la fonction d'observation

Du choix de la fonction de ray tracing dépend la méthode de dérivation, dont dépend la génération de la matrice de design. On constate clairement que les fonctions eikonale et de Snell-Descartes présentées chapitre 4 ne sont pas définies explicitement, mais par un algorithme pour l'une, et par une somme de termes pour l'autre. L'utilisation d'une méthode de dérivation numérique est alors nécessaire pour déterminer les éléments de $\mathbf{A}$.

On se ramène ainsi à la définition d'une dérivée : si l'on considère une fonction φ alors sa dérivée de $\frac{d\varphi}{dx}$ en un point $x \in \mathbb{R}$ vaut :

$$\frac{d\varphi}{dx} = \lim_{h \rightarrow 0} \frac{\varphi(x+h) - \varphi(x)}{h} \quad (6.30)$$

On peut donc, pour un pas h donné, déterminer une approximation de la dérivée en utilisant la méthode dite du *quotient différentiel symétrique* tel que :

$$\frac{d\varphi}{dx} \approx \frac{\varphi(x+h) - \varphi(x-h)}{2h} \quad (6.31)$$

De la valeur de h dépend la précision de $\frac{d\varphi}{dx}$, la dérivation numérique induisant une erreur d'arrondi. Press et al. [1988] recommandent de choisir $h = x\sqrt{\varepsilon}$ où ε est le paramètre définissant la précision des flottants stockés par l'ordinateur³.

Dans le cas présent, nous avons donc pour chaque composante $x_{R,i}$ de $\mathbf{X}_R$.

$$\frac{d\varphi}{dx_i} \approx \frac{\varphi(x+h) - \varphi(x-h)}{2h} \quad (6.32)$$

avec un $h \sim 10^{-5}$.

Ainsi, pour la détermination des dérivées $\frac{df_{ASM}}{dx_R}$, $\frac{df_{ASM}}{dy_R}$, $\frac{df_{ASM}}{dz_R}$ associées à un temps d'aller-retour en fonction de la position du récepteur Il est nécessaire de réaliser 7 opérations de recherche d'eigenray, puisqu'il faut déterminer en plus de $f_{ASM}(x_R, y_R, z_R, \mathbf{\Omega}_{ASM})$,

$$\begin{aligned} &f_{ASM}(x_R + h, y_R, z_R, \mathbf{\Omega}_{ASM}) \\ &f_{ASM}(x_R - h, y_R, z_R, \mathbf{\Omega}_{ASM}) \\ &f_{ASM}(x_R, y_R + h, z_R, \mathbf{\Omega}_{ASM}) \\ &f_{ASM}(x_R, y_R - h, z_R, \mathbf{\Omega}_{ASM}) \\ &f_{ASM}(x_R, y_R, z_R + h, \mathbf{\Omega}_{ASM}) \\ &f_{ASM}(x_R, y_R, z_R - h, \mathbf{\Omega}_{ASM}) \end{aligned}$$

Chaque recherche d'eigenray nécessite 7 itérations en moyenne. Ainsi la détermination des dérivées spatiales pour un ping nécessite environ une cinquantaine ($\sim 7^2$ ⁴) d'opérations de ray tracing directes (voir également section 6.2.9).

3. $\varepsilon \approx 2.22 \cdot 10^{-16}$ pour un flottant codé sur 64 bits

4. Il est cependant nécessaire de préciser qu'il n'est pas question ici de loi en n^2 , et que la redondance du facteur 7 relève de la coïncidence

6.2.2.2 Prise en considération du déplacement de la plate-forme durant la période de propagation du ping

Pour nos applications, l'ordre de grandeur du temps de propagation d'un ping est environ 3 secondes pour un aller simple, soit ~ 6 secondes pour un temps d'aller-retour. Durant ce laps de temps, la plate-forme en surface bouge. En première approximation, ce déplacement de l'ordre du mètre peut être négligé devant la taille du chantier de l'ordre de plusieurs kilomètres, cependant cette hypothèse peut entraîner une erreur conséquente sur la restitution des positions des transpondeurs.

Pour pallier ce problème, que nous nommons problème du *forward/backward*, il faut affiner la fonction d'observation f_{ASM} . En supposant connues les positions de la plate-forme $\mathbf{X}_{S,emi}$ et $\mathbf{X}_{S,rec}$ à l'émission et à la réception du ping, la nouvelle fonction d'observation $f_{ASM,F/B}$ est alors :

$$f_{ASM,F/B}(\mathbf{X}_R, [\mathbf{X}_{S,emi}, \mathbf{X}_{S,rec}]_{\Omega}) = \tau_{F/B} \quad (6.33)$$

$$= f_{ASM}(\mathbf{X}_R, [\mathbf{X}_{S,emi}]_{\Omega}) + f_{ASM}(\mathbf{X}_R, [\mathbf{X}_{S,rec}]_{\Omega}) \quad (6.34)$$

$$= \tau_{emi} + \tau_{rec} \quad (6.35)$$

On cherche indépendamment les caractéristiques des rayons correspondants à la phase d'émission (τ_{emi}) et à la phase de réception (τ_{rec}), le temps de propagation total $\tau_{F/B}$ étant la somme des deux. En termes de complexité, le mode *forward/backward* double donc le nombre d'opérations de ray tracing à réaliser.

6.2.3 Contraintes de géométrie : fonction d'observation et matrice de design associées

La longueur des baselines entre chacun des transpondeurs est une information importante qui doit être mise à profit dans l'inversion moindres carrés si elle est mesurée *in situ*.

On note, D_{AB} la distance entre deux transpondeurs R_A et R_B de coordonnées $\mathbf{X}_{R_A} = [x_{R_A}, y_{R_A}, z_{R_A}]$ et $\mathbf{X}_{R_B} = [x_{R_B}, y_{R_B}, z_{R_B}]$. On a, par définition :

$$D_{AB} = \|\mathbf{X}_{R_B} - \mathbf{X}_{R_A}\| = \sqrt{(x_{R_B} - x_{R_A})^2 + (y_{R_B} - y_{R_A})^2 + (z_{R_B} - z_{R_A})^2} \quad (6.36)$$

Si l'on a n_R transpondeurs, on peut ainsi ajouter comme observations les longueurs de baselines $L_{i,j}$ avec $i, j \in \llbracket 1, n_R \rrbracket$. On a $n_D = n_R + \frac{n_R(n_R-3)}{2}$ (si toutes les baselines sont mesurées). La relation 6.36 de distance euclidienne constitue alors une fonction d'observation qui aux coordonnées de deux transpondeurs associe une longueur de baseline.

On a :

$$f_D(\mathbf{X}_{R_A}, \mathbf{X}_{R_B}) \longmapsto D_{AB} \quad (6.37)$$

Cette fonction peut se dériver analytiquement. On a :

$$\frac{df_D(\mathbf{X}_{R_A}, \mathbf{X}_{R_B})}{d\mathbf{X}_{R_A}} = \left[\frac{x_{R_A} - x_{R_B}}{D_{AB}}, \frac{y_{R_A} - y_{R_B}}{D_{AB}}, \frac{z_{R_A} - z_{R_B}}{D_{AB}} \right] \quad (6.38)$$

et

$$\frac{df_D(\mathbf{X}_{R_A}, \mathbf{X}_{R_B})}{d\mathbf{X}_{R_B}} = \left[\frac{x_{R_B} - x_{R_A}}{D_{AB}}, \frac{y_{R_B} - y_{R_A}}{D_{AB}}, \frac{z_{R_B} - z_{R_A}}{D_{AB}} \right] \quad (6.39)$$

On enrichit le vecteur des observations $\mathbf{L}$ de la sorte :

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} \mathbf{L}_{ASM} \\ \mathbf{L}_D \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tau_1 \\ \vdots \\ \tau_{n_\tau} \\ D_{12} \\ \vdots \\ D_{ij} \\ \vdots \\ D_{n_R-1, n_R} \end{bmatrix} \quad (6.40)$$

Et la matrice de design se retrouve enrichie également :

$$\mathbf{A} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_{ASM} \\ \mathbf{A}_D \end{bmatrix} \quad (6.41)$$

$\mathbf{A}_{ASM}$ étant la matrice de design des observations acoustiques définie ci-devant en section 6.2.2, et $\mathbf{A}_D$ la matrice de design des observations de géométrie de taille $(n_D, 3n_R)$.

On a (avec $n = n_R$):

$$\mathbf{A}_D = \begin{bmatrix} \frac{x_{R_1}-x_{R_2}}{D_{12}} & \frac{y_{R_1}-y_{R_2}}{D_{12}} & \frac{z_{R_1}-z_{R_2}}{D_{12}} & \frac{x_{R_2}-x_{R_1}}{D_{21}} & \frac{y_{R_2}-y_{R_1}}{D_{21}} & \frac{z_{R_2}-z_{R_1}}{D_{21}} & 0 & \dots 0 \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 \dots & \frac{x_{R_i}-x_{R_j}}{D_{ij}} & \frac{y_{R_i}-y_{R_j}}{D_{ij}} & \frac{z_{R_i}-z_{R_j}}{D_{ij}} & \dots 0 \dots & \frac{x_{R_j}-x_{R_i}}{D_{ji}} & \frac{x_{R_j}-x_{R_i}}{D_{ji}} & \frac{x_{R_j}-x_{R_i}}{D_{ji}} & \dots 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & \dots 0 \dots & 0 & \frac{x_{R_{n-1}}-x_{R_n}}{D_{n-1,n}} & \frac{y_{R_{n-1}}-y_{R_n}}{D_{n-1,n}} & \frac{z_{R_{n-1}}-z_{R_n}}{D_{n-1,n}} & \frac{x_{R_n}-x_{R_{n-1}}}{D_{n,n-1}} & \frac{x_{R_n}-x_{R_{n-1}}}{D_{n,n-1}} & \frac{x_{R_n}-x_{R_{n-1}}}{D_{n,n-1}} \end{bmatrix} \quad (6.42)$$

Ou, sous forme simplifiée :

$$\mathbf{A}_D = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_{D_{12}} & \mathbf{A}_{D_{21}} & 0 & \dots 0 \dots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 \dots & \mathbf{A}_{D_{ij}} & \dots 0 \dots & \mathbf{A}_{D_{ji}} & \dots 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & \dots 0 \dots & 0 & \mathbf{A}_{D_{n-1,n}} & \mathbf{A}_{D_{n,n-1}} \end{bmatrix} \quad (6.43)$$

Avec :

$$\mathbf{A}_{D_{ij}} = \begin{bmatrix} \frac{x_{R_i}-x_{R_j}}{D_{ij}} & \frac{y_{R_i}-y_{R_j}}{D_{ij}} & \frac{z_{R_i}-z_{R_j}}{D_{ij}} \end{bmatrix} \quad (6.44)$$

Il faut également, puisque l'on ajoute au problème des observations de nature différente, injecter des poids $\pi_{D,i}$ correspondants aux longueurs de baselines dans la matrice P correspondante.

6.2.4 Estimation directe des coordonnées du barycentre

La philosophie de Spiess et al. [1998] se base sur la recherche de la position du barycentre du polygone formé par les transpondeurs au fond comme donnée finale de l'expérience. Deux méthodes s'offrent alors pour l'estimation de $\mathbf{X}_G$. La première consiste à déterminer dans l'estimation par moindres carrés les positions individuelles de chacun des transpondeurs comme nous l'avons présenté ci-dessus,

puis d'en déduire la position du barycentre par la relation 6.26. La seconde méthode consiste à considérer directement les coordonnées $\mathbf{X}_G = [x_G, y_G, z_G]$ comme inconnues dans le processus d'inversion. Comme ces coordonnées sont inaccessibles directement, car immatérielles, on se ramène aux coordonnées effectives des transpondeurs par des différences de coordonnées $\Delta x, \Delta y, \Delta z$ tel que la position d'un transpondeur $\mathbf{X}_R = [x_G + \Delta x_R, y_G + \Delta y_R, z_G + \Delta z_R] = \mathbf{X}_G + \Delta \mathbf{X}_R$. Enfin, il est nécessaire d'ajouter des relations de contrainte précisant que les coordonnées $\mathbf{X}_G$ correspondent au barycentre du système.

Puisque l'on a :

$$\mathbf{X}_G = \sum_{i=1}^{n_R} \frac{\mathbf{X}_{R_i}}{n_R} \quad (6.45)$$

$$= \sum_{i=1}^{n_R} \frac{\mathbf{X}_G + \Delta \mathbf{X}_{R_i}}{n_R} \quad (6.46)$$

$$= \mathbf{X}_G \sum_{i=1}^{n_R} \frac{1}{n_R} \quad (6.47)$$

D'où :

$$\sum_{i=1}^{n_R} \Delta \mathbf{X}_{R_i} = 0 \quad (6.48)$$

La contrainte à imposer est la nullité de la somme des différences de coordonnées.

Cette approche a pour effet d'augmenter le nombre d'inconnues à estimer à $3n_R + 3$. Le vecteur des inconnues est alors de la forme :

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} x_G \\ y_G \\ y_G \\ \Delta x_{R_1} \\ \Delta y_{R_1} \\ \Delta z_{R_1} \\ \vdots \\ \Delta x_{R_n} \\ \Delta y_{R_n} \\ \Delta z_{R_n} \end{bmatrix} \quad (6.49)$$

Du fait la somme $\mathbf{X}_R = \mathbf{X}_G + \Delta\mathbf{X}_R$, il vient naturellement que :

$$\frac{df_{ASM,\tau}}{d\mathbf{X}_G} = \frac{df_{ASM,\tau}}{d\Delta\mathbf{X}_R} \quad (6.50)$$

Ainsi, par analogie avec les relations 6.28 et 6.29, la matrice de design $\mathbf{A}_{ASM}$ est alors de la forme :

$$\mathbf{A}_{ASM} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_{ASM,R_1} & \mathbf{A}_{ASM,R_1} & 0 & \cdots & 0 \\ \mathbf{A}_{ASM,R_2} & 0 & \mathbf{A}_{ASM,R_2} & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{A}_{ASM,R_{n_R}} & 0 & 0 & \cdots & \mathbf{A}_{ASM,R_{n_R}} \end{bmatrix} \quad (6.51)$$

En adaptant la méthode d'Helmert décrite en 6.1.4.2 et reprenant les notations de 6.25, on a la matrice $\mathbf{C}$ et le vecteur Φ suivants :

$$\mathbf{C} = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & \cdots & 1 & 0 & 0 & \cdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 1 & 0 & \cdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & 0 & 0 & 1 & \cdots \end{bmatrix} \quad (6.52)$$

$\underbrace{\hspace{10em}}_{n_R \text{ fois}}$

$$\Phi = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (6.53)$$

6.2.5 Estimation d'une profondeur unique

On peut, pour simplifier le problème, supposer en première approximation que tous les transpondeurs se trouvent à la même profondeur z , hypothèse valide si le relief au fond s'apparente à une plaine. On estime alors dans ce cas une unique inconnue représentant la composante profondeur que l'on nomme $\bar{z}$. Cette profondeur est soit la profondeur d'un transpondeur pris comme référence, soit la profondeur z_G du barycentre. Cela a pour effet de réduire le nombre d'inconnues de $3n_R$ à $2n_R + 1$.

Le vecteur des inconnues est alors :

$$\mathbf{X} = \begin{bmatrix} x_{R_1} \\ y_{R_1} \\ \vdots \\ x_{R_n} \\ y_{R_n} \\ \bar{z} \end{bmatrix} \quad (6.54)$$

La matrice de design prend ici la forme :

$$\mathbf{A}_{ASM} = \begin{bmatrix} \mathbf{A}_{ASM,R_1} & 0 & \cdots & 0 & \frac{df_{ASM,\tau_1}}{d\bar{z}} \\ 0 & \mathbf{A}_{ASM,R_2} & \cdots & 0 & \frac{df_{ASM,\tau_2}}{d\bar{z}} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & \cdots & \mathbf{A}_{ASM,R_{n_R}} & \frac{df_{ASM,\tau_{n_R},R_{n_R}}}{d\bar{z}} \end{bmatrix} \quad (6.55)$$

Avec dans ce cas :

$$\mathbf{A}_{ASM,R_i} = \begin{bmatrix} \frac{df_{ASM,\tau_1}}{dx_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_1}}{dy_{R_i}} \\ \frac{df_{ASM,\tau_2}}{dx_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_2}}{dy_{R_i}} \\ \vdots & \vdots \\ \frac{df_{ASM,\tau_{n_R},R_i}}{dx_{R_i}} & \frac{df_{ASM,\tau_{n_R},R_i}}{dy_{R_i}} \end{bmatrix} \quad (6.56)$$

6.2.6 Ajustement des profondeurs à l'aide d'observations relatives

L'hypothèse d'un $\bar{z}$ unique permet de simplifier le problème en réduisant le nombre d'inconnues à résoudre, mais il l'éloigne également de la réalité, car en pratique, les transpondeurs ne seront jamais à la même profondeur. On suppose également que les capteurs de pression par grand fond ne permettent pas de fournir une valeur exacte de la profondeur, mais qu'en revanche les différences de profondeur restent fiables. Une solution pour corriger cette approximation tout en n'estimant qu'un seul $\bar{z}$ consiste donc à injecter dans le problème des paramètres δz , propres à chaque transpondeur et permettant de lier sa profondeur à celle considérée comme référence. Il y a pour cela deux possibilités, considérer ces δz comme des observations ou comme des constantes.

6.2.6.1 Différences de profondeur comme observations

Cette approche se fait uniquement lorsque l'on estime directement le barycentre, comme décrit dans la section 6.2.4. Le vecteur des inconnues $\mathbf{X}$ est celui décrit à l'équation 6.49.

Si l'on dispose d'une observation de différence de profondeur δz_{AB} entre deux transpondeurs R_A et R_B tel que $\delta z_{AB} = z_{R_B} - z_{R_A} = \Delta z_{R_B} - \Delta z_{R_A}$, en reprenant la notation des excentrement par rapport au barycentre. On a alors une nouvelle fonction d'observation :

$$f_z : (z_{R_A}, z_{R_B}) \longmapsto \delta z_{A,B} \quad (6.57)$$

En prenant arbitrairement le transpondeur R_1 et sa profondeur z_{R_1} comme référence, on peut enrichir le vecteur des observations $\mathbf{L}$ des observations de différences

de profondeur ainsi :

$$\mathbf{L} = \begin{bmatrix} \mathbf{L}_{ASM} \\ \mathbf{L}_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \tau_1 \\ \vdots \\ \tau_{n_\tau} \\ \delta z_{12} \\ \vdots \\ \delta z_{1j} \\ \vdots \\ \delta z_{1,n_R} \end{bmatrix} \quad (6.58)$$

La matrice de design, tel que décrite en 6.51, est concaténée avec la matrice binaire $\mathbf{A}_z$ de taille $(n_R, 3 + 3n_R)$:

$$\mathbf{A}_z = \begin{bmatrix} 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -1 & 0 & 0 & 1 & & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & & & & \ddots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -1 & & & & & 0 & 0 & 1 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & & & & & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & -1 & & 0 & & & 0 & 0 & 1 \end{bmatrix} \quad (6.59)$$

Où la colonne de la composante z_{R_1} du transpondeur pris comme référence des profondeurs (ici le transpondeur R_1) est remplie de coefficients -1 , et les éléments correspondants à l'observation $\delta z_{1,j}$ et à la composante z_{R_j} du transpondeur R_j sont égaux à 1. Il est également nécessaire de faire entrer en jeu une pondération spécifique π_z aux observations de différence de profondeur.

6.2.6.2 Différences de profondeur comme constantes

Si l'on ne souhaite pas injecter les différences de profondeur comme observables au sens des moindres carrés, on peut néanmoins utiliser les δz_{R_i} comme faisant partie du vecteur $\mathbf{\Omega}$ des paramètres variables non considérés comme inconnues. Cette approche ne fonctionne que si l'on estime une profondeur $\bar{z}$: si l'on estime bien un seul $\bar{z}$ pour l'ensemble des transpondeurs, on appliquera cependant la fonction de ray tracing de manière à trouver l'eigenray pour chaque transpondeur entre le point d'émission $\mathbf{X}_S$ et le point $\mathbf{X}_{R_i} = [x_{R_i}, y_{R_i}, \bar{z} + \delta z_{R_i}]$ avec $\delta z_{R_i} = \dot{z}_{R_i} - \bar{z}$, $\dot{z}_{R_i}$ étant la profondeur vraie du transpondeur qu'il est inutile d'estimer ici ($\bar{z}$ étant

la seule profondeur nécessaire à la résolution du problème et δz_{R_i} étant directement mesurée).

6.2.6.3 Nuances entre les deux approches

Il existe une différence essentielle entre les deux méthodes d'injection de paramètres de profondeur décrite ci-dessus : dans la première approche, les différences de profondeur sont considérées comme observations, on peut donc leur affecter un poids, et obtenir un résidu de mesure à l'issue de l'inversion. Tandis que dans la seconde, elles agissent comme simples constantes « inertes ». Tout dépend donc de la confiance que l'on accorde à la qualité de ces observations. La seconde est la plus simple, mais aussi la plus instable si les δz sont de mauvaise qualité, car l'erreur se répercutera directement dans l'estimation de $\bar{z}$ sans moyen de compensation.

6.2.7 Opérations supplémentaires de contrôle qualité des observations

Les séries de données en conditions réelles sont le plus souvent polluées par des observations grossières, voire fausses (*outliers*). Elles générées par de multiples facteurs (défaillance ponctuelle du matériel, brusque changement des caractéristiques de l'environnement ...). Il est alors préférable de les éliminer, ou de réduire leur influence dans le calcul d'inversion, la méthode des moindres carrés étant particulièrement sensible aux valeurs aberrantes.

Nous décrivons ici les méthodes de nettoyage et de repondération en fonction de la qualité des observations qui ont été implémentées. Ces approches sont utilisées uniquement dans le cas d'utilisation de données observées en condition réelle.

6.2.7.1 Élimination des valeurs aberrantes

Nous avons choisi deux méthodes :

En amont de l'inversion par moindres carrés on utilise la méthode, simple, mais robuste, d'élimination d'observations par la *MAD* (*Median Absolute Devia-*

tion) [Leys et al., 2013].

Pour un ensemble d'observations $\mathbf{L}_{ASM}$, l'opérateur MAD se définit comme :

$$\text{MAD} = \text{median} (|\mathbf{L}_{ASM} - \text{median}(\mathbf{L}_{ASM})|) \quad (6.60)$$

Puis pour chaque observation τ_i on définit un opérateur M_i tel que :

$$M_i = \frac{b (\tau_i - \text{median}(\mathbf{L}_{ASM}))}{\text{MAD}} \quad (6.61)$$

b étant un coefficient lié à la distribution statistique des données considérées [Rousseeuw & Croux, 1993]. Si l'on appelle Ψ la fonction de répartition associée à la distribution, alors $b = \Psi(3/4)$. Si la distribution est normale, alors $b \approx 0.67449$.

On procède ensuite à un test de validité. Si :

$$M_i > s \quad (6.62)$$

alors l'observation est considérée comme un *outlier*. s est une valeur seuil usuellement prise à 3 si la distribution est normale.

À l'issue de l'inversion les résidus pour chacune des observations ayant été déterminés, on peut décider de supprimer pour l'itération suivante les observations τ_i ne satisfaisant pas le critère $v_{\tau,i} < s\sigma_{v,ASM}$, où $\sigma_{v,ASM}$, est l'écart-type de la série statistique constitué par les résidus des observations acoustiques $\mathbf{V}_{ASM}$. Dans ce cas également on prendra par défaut une valeur seuil $s = 3$.

6.2.7.2 Pondération par les résidus

Une autre approche permettant de renforcer le caractère normal d'une distribution consiste à pondérer les observations t_i par leurs résidus déterminés à l'itération précédente. La matrice $\mathbf{P}_{ASM}$. Ainsi, à partir de l'itération numéro 2, dès lors qu'un

résidu $v_{\tau,i}$ est généré pour chacune des observations τ_i , le poids associé vaut :

$$\pi_{\tau,i} = \frac{k_{ASM}}{v_{\tau,i}^2} \quad (6.63)$$

Où k_{ASM} est un coefficient commun permettant d'ajuster les poids des observations acoustiques par rapport à ceux des observations de distance et de profondeur.

6.2.8 Résumé des stratégies d'inversion

De la description détaillée des différentes approches ci-dessus, on peut extraire le résumé en cinq points suivant :

- L'ajout ou non des distances entre les transpondeurs (baselines) permettant de contraindre la géométrie du polygone de transpondeurs (section 6.2.3)
- L'estimation directe dans l'inversion des coordonnées du barycentre du polygone de transpondeurs, au lieu d'une détermination à partir des coordonnées de chacune des balises. (section 6.2.4)
- L'estimation d'une profondeur unique pour l'intégralité du réseau (6.2.5)
- L'ajout ou non d'information concernant les profondeurs relatives (δz) des transpondeurs, cette approche peut être appliquée de deux manières différentes :
 - En ajoutant les δz comme observations. Il est à noter que cette approche ne fonctionne que si l'on estime le barycentre directement dans l'inversion (section 6.2.6.1).
 - En ajoutant les δz comme constantes. Il est à noter que cette approche ne fonctionne que si l'on estime une profondeur unique (section 6.2.6.2).

De plus, la pondération des observations (qui sont de nature différente) au travers des valeurs π_i revêt également une importance notable, et influe sur le résultat final.

6.2.9 Notes sur le temps de calcul

Les fonctions de ray tracing sont appelées à deux moments lors de l'étape d'inversion, lors de l'évaluation du modèle fonctionnel et lors de l'établissement

de la matrice de design $\mathbf{A}$. Comme précisé section 6.2.2.1, le problème inverse est un processus de recherche itératif nécessitant environ 7 itérations doublées par le mode *forward/backward* soit environ 14 itérations. L'établissement des dérivées partielles pour un temps d'aller-retour τ dans les 3 directions en mode *forward/backward* nécessite environ :

$$\underbrace{\sim 7}_{\text{itérations}} \times \underbrace{3 \times 2 + 1}_{\substack{\text{dérivation} \\ \text{(avant, arrière, centrale)}}} \times \underbrace{2}_{f./b.} \approx 100 \text{ tracés de rayon pour chaque } \tau$$

Ainsi, en pratique, pour une expérience composée de 10000 pings sur 4 balises on obtient 40000 observations, l'estimation des observations modélisées prend environ 38 s et la matrice de design environ 440 s, et ce en exploitant les 8 cœurs d'un processeur *Intel Core i7-4770 @ 3.40GHz*. Ces estimations sont renouvelées à chaque itération de l'inversion par moindres carrés pour 3 itérations.

Les autres opérations – estimations des dérivées partielles des paramètres annexes (instantanés), et inversion de la matrice normale – sont alors négligeables devant le temps d'établissement des matrices et vecteurs $\mathbf{A}$ et $\mathbf{\Lambda}$.

Chapitre 7

Simulation de données GNSS/A

7.1 Introduction

Au-delà des méthodes d'inversion décrite au chapitre précédent, une stratégie pour simuler des données a été mise au point. Celle-ci comporte à la fois l'étape de génération des observations *ex nihilo*, et l'étape de perturbation à la manière d'un environnement le plus réaliste possible. Les observations à générer sont : la trajectoire de la plateforme en surface, la géométrie des balises au fond, leur distance relative et les différences de profondeur δz , et les observations acoustiques τ proprement dites entre la surface et le fond. Nous décrivons également ici les approches utilisées pour perturber ces différentes observations. Pour la trajectoire, nous ajoutons un bruit gaussien et décrivons une méthode pour ajouter un offset entre la position vraie et celle qui sera utilisée pour la restitution. Pour les observations acoustique, nous présentons une stratégie de bruitage dite « zonale », dont le but est de modéliser la variabilité de l'océan suivant la profondeur, et une autre stratégie permettant de représenter l'effet d'un gradient latéral de célérité. Nous intégrons également dans les observations simulées l'effet de la marée en terme de modification de hauteur de la colonne d'eau.

Le schéma 7.1 ci-après présente les différents observables qui sont générés artificiellement, ainsi que les différentes approches mises en place pour simuler les imprécisions de mesures et les erreurs induites par le milieu.

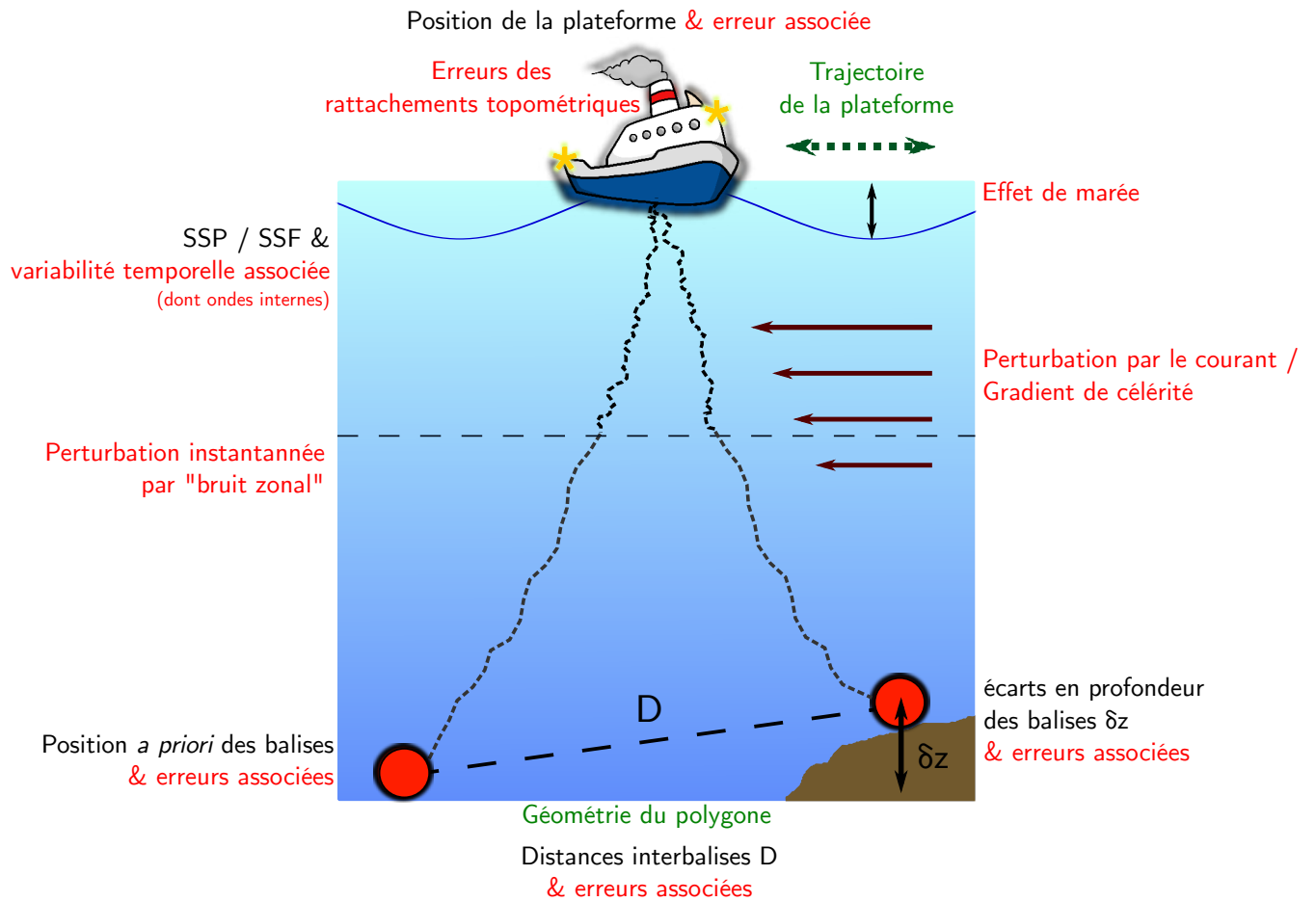


FIG. 7.1 – Paramètres constituant les simulations GNSS/A. Les éléments relatifs au concept de l'expérience sont en vert, les observables en noir et les perturbations associées en rouge

7.2 Génération des observations

7.2.1 Du caractère aléatoire des paramètres générés

Pour tous les paramètres exigeant la génération de nombres aléatoires, on s'assure de la reproductibilité de ceux-ci en utilisant l'algorithme *Mersenne Twister* [Matsumoto & Nishimura, 1998]. Celui-ci permet de générer une suite de nombres ayant un caractère aléatoire en ne prenant en entrée qu'un unique entier appelé *seed*. Si l'on souhaite que les valeurs d'un élément de la simulation ayant un compor-

tement aléatoire (dérive, bruit sur la position ...) restent identiques dans différentes expériences, on applique le même *seed* au processus de génération.

7.2.2 Localisation des transpondeurs et générations des observations auxiliaires

Selon Spiess et al. [1998], l'écart entre les transpondeurs au fond est un compromis entre deux critères : Plus le polygone est grand, plus l'erreur de positionnement est petite [Spiess, 1985b]. En revanche, l'influence des variations de sound speed augmente à mesure que les chemins des rayons acoustiques sont différents, *i.e.* que les transpondeurs sont espacés. Qualitativement, il est donc privilégié d'avoir une taille de polygone équivalente à la profondeur. On choisit une profondeur standard de 5000 m, l'ordre de grandeur correspondant à la plaine abyssale dans les Antilles (comme vu en section 5.5) il vient que l'écart entre les balises doit également être de 5 km. Le nombre de transpondeurs définit la forme du polygone : triangle ou quadrilatère.

Les observations auxiliaires à savoir longueur des baselines et différences de profondeur viennent naturellement une fois que les positions des transpondeurs sont définies.

7.2.3 Génération de la trajectoire de la plate-forme

Simulation d'une trajectoire *droite* Dans le cadre des simulations, une trajectoire rectiligne se caractérise par un nombre n_p de passes à l'aplomb du réseau de transpondeurs, une direction α par rapport au nord, une longueur L et une largeur l , un point central $[x_0, y_0]$ qui peut être vu comme le centre de masse de la trajectoire de la plate-forme et un nombre $n_{\tau,p}$ de pings par passe pour un total de $n_\tau = n_R \cdot n_p \cdot n_{\tau,p}$. L'écart entre deux positions d'émission sur une même droite sera donc $\frac{L}{n_{\tau,p}}$. On prend également en compte la vitesse v de la plate-forme que l'on considère comme constante durant l'expérience. Ceci permet d'enregistrer l'époque d'émission d'un ping $t_{\tau,emi}$ tel que pour chaque ping τ_i avec $i \in \llbracket 1, n_\tau \rrbracket$, on a $e_{\tau,emi,i} = t_0 + \frac{L}{n_\tau v}$ ou t_0 est l'époque de début des mesures (prise à zéro dans

le cadre des simulations).

La figure 7.2 représente une trajectoire de ce type.

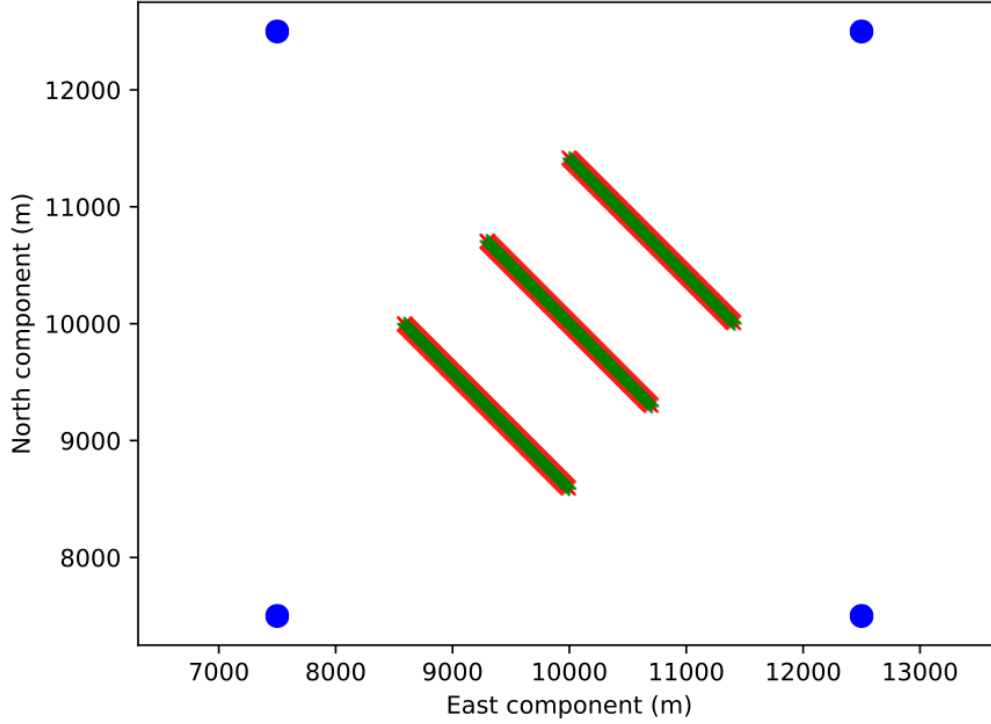


FIG. 7.2 – Exemple de trajectoire dite *droite* : trois passes au centre du polygone de transpondeurs de 1000m de long, avec 1000 pings par passe, pivotées de 45° . Les points bleus représentent l'emplacement des transpondeurs, les croix vertes les positions d'émission et les croix rouges les positions de réception des pings

Simulation d'une trajectoire de dérive Nous faisons l'hypothèse qu'une dérive de la plate-forme peut être représentée par une marche aléatoire au sens de Markov, *i.e.* que chaque étape i de la trajectoire caractérisée par les coordonnées (x_i, y_i) est totalement décorrélée des précédentes.

Pour simuler le déplacement planimétrique, on utilise le système de coordonnées polaires. Ainsi, si à l'étape initiale i le point se situe en (x_i, y_i) , il se déplacera à l'étape $i + 1$ d'un pas ρ et d'un angle α , tel que $x_{i+1} = x_i + \rho \cos(\alpha_{i+1})$ et $y_{i+1} = y_i + \rho \sin(\alpha_{i+1})$. Le pas ρ est constant, signifiant que le mobile se déplace à vitesse constante. L'angle α est le paramètre aléatoire, permettant de représenter le changement de cap de la plate-forme ; et l'on suppose ce dernier possède un caractère gaussien. On a ainsi α_{i+1} qui suit une loi normale $\mathcal{N}(\alpha_i, \sigma_\alpha^2)$, σ_α désignant l'écart-type du changement de cap possible.

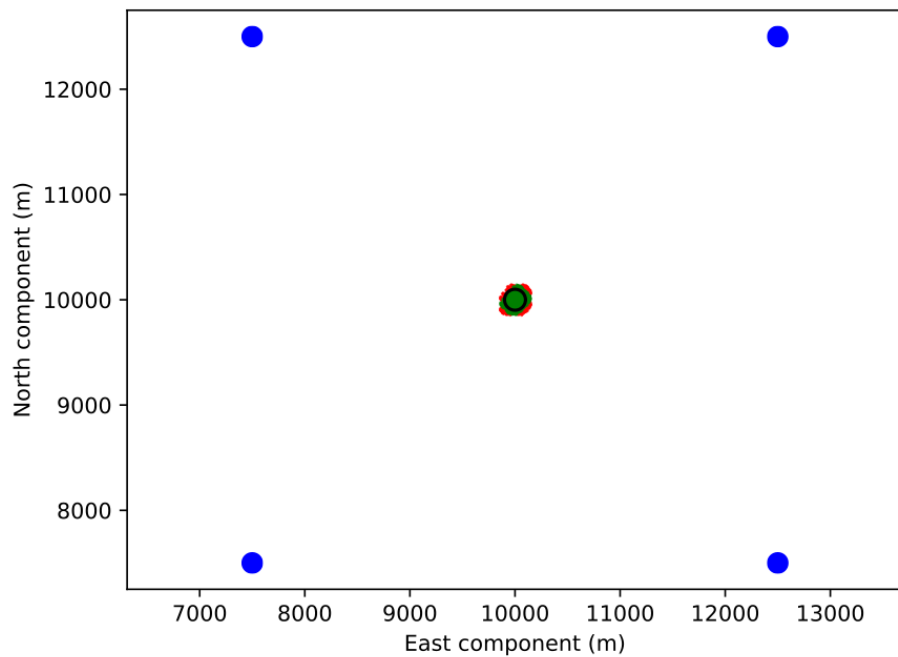
Afin de représenter la tenue de station par asservissement de la plate-forme sur un point précis, tout en étant soumis à une dérive des courants, on conscrit la marche aléatoire à un cercle. Le point où l'on souhaite idéalement stationner (x_0, y_0) correspond alors au centre du cercle limite de rayon R , et, si à la génération de l'étape $i + 1$, on a $\sqrt{(x_{i+1} - x_0)^2 + (y_{i+1} - y_0)^2} > R$, on réitère le calcul de α_{i+1} jusqu'à trouver des paramètres (x_{i+1}, y_{i+1}) compatibles avec les dimensions du cercle.

La figure 7.3 représente une trajectoire de ce type.

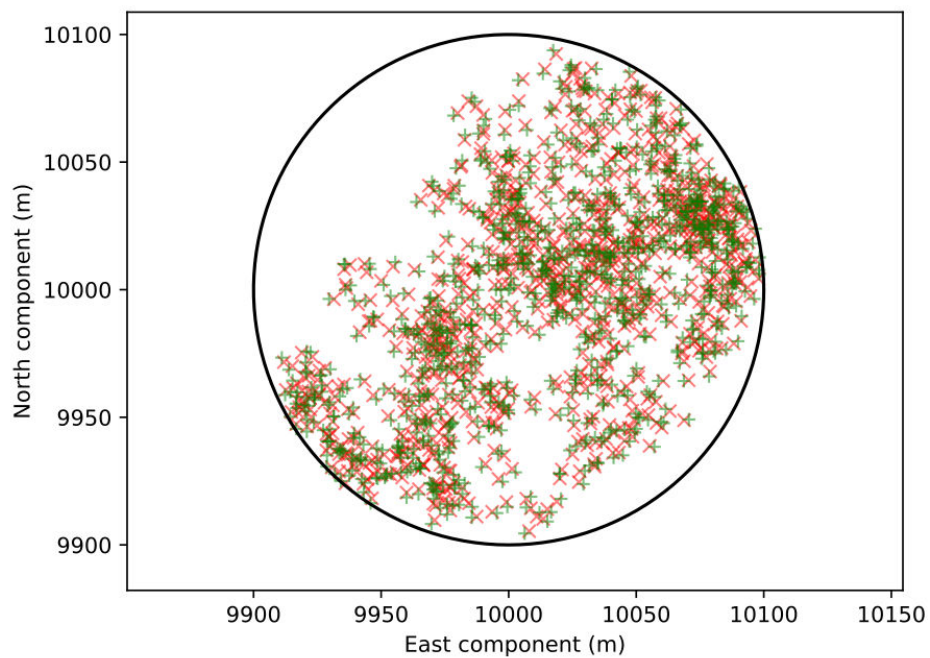
7.2.4 Génération des observations acoustiques entre la surface et le fond

Une fois que les transpondeurs sont disposés virtuellement au fond et la trajectoire de la plate-forme en surface est définie, trouver le temps de parcours entre les deux extrémités peut se faire au moyen d'une fonction de recherche d'eigenray tel que décrite au chapitre 4. Nous détaillons cependant certaines étapes visant à affiner et à rendre le plus réaliste possible la génération des temps de propagation.

Recherche du temps de propagation durant la phase *retour* Le mode *forward/backward* décrit ci-devant en section 6.2.2.2 soulève un problème lors de la génération des observations : alors que l'on peut facilement trouver le temps de parcours τ_{emi} de l'eigenray reliant l'émetteur $\mathbf{X}_S(e_{emi})$ au transpondeur $\mathbf{X}_R$ dont l'émission a lieu à l'époque t_{emi} avec une fonction de recherche d'eigenray



(a) Ensemble de l'expérience



(b) Agrandissement sur le cercle contenant la trajectoire

FIG. 7.3 – Exemple de trajectoire dite de *dérive* : 1000 pings à l'intérieur d'un cercle (en noir) de 100m de rayon au centre du polygone de transpondeurs. Les points bleus représentent l'emplacement des transpondeurs, les croix vertes les positions d'émission et les croix rouges les positions de réception des pings

« classique », la recherche du temps de propagation durant la phase de retour τ_{rec} est moins évidente : la plate-forme s'étant déplacée jusqu'à une position $\mathbf{X}_S(e_{rec})$ avec $e_{rec} = e_{emi} + \tau_{emi} + \tau_{rec}$

Il faut donc trouver le temps de parcours τ_{rec} tel que :

$$f_{ASM}(\mathbf{X}_S(e_{emi} + \tau_{emi} + \tau_{rec}), \mathbf{\Omega}_{ASM}) = \tau_{rec} \quad (7.1)$$

Avec $\mathbf{\Omega}_{ASM} = [\mathbf{X}_R, \mathbf{Z}, \mathbf{C}]$

Il est ainsi nécessaire de passer par une fonction d'optimisation à résolution itérative afin de trouver la racine $\hat{\tau}_{rec}$ solution de l'équation

$$f_{ASM}(\mathbf{X}_S(e_{emi} + \tau_{emi} + \hat{\tau}_{rec}), \mathbf{\Omega}_{ASM}) - \hat{\tau}_{rec} = 0 \quad (7.2)$$

7.2.5 Modèle de célérité employé : SSP, SSPT ou SSF

Pour la génération des observations acoustiques, il est nécessaire d'utiliser un modèle de vitesse. Plusieurs options s'offrent alors : 1. La première est d'utiliser un profil vertical (SSP) $c(z)$ que l'on suppose immuable pour toutes les époques d'observations. 2. La seconde consiste en l'emploi d'un profil de célérité temporel (SSPT). $c(z, t)$: la vitesse du son change d'une époque à une autre, mais nous travaillons toujours dans ce cas avec l'hypothèse d'un milieu horizontalement stratifié. Cette approche permet de répercuter la variabilité du milieu au cours du temps sur les simulations. 3. On peut enfin utiliser un champ de vitesse (SSF) $c(x, y, z)$ afin de représenter la variabilité spatiale du milieu et tester la robustesse de l'hypothèse de stratification horizontale sur la qualité du positionnement des transpondeurs. Quoiqu'il en soit, la restitution se fera dans tous les cas en utilisant un SSP dépendant uniquement de la profondeur.

7.3 Perturbation des observations

7.3.1 Stratégie de bruitage *zonal*

L'idée est de reproduire ici la nature aléatoire du milieu aquatique, et répercuter ses effets sur la propagation de l'onde. Certaines sections de la colonne d'eau

(typiquement les premières dizaines et dans une moindre mesure les premières centaines de mètres) sont plus turbulentes que les eaux profondes beaucoup plus calmes, et entraînent donc un bruit sur l'onde plus important. Ainsi plus un rayon passe de temps/parcours de distance dans une couche, plus il sera affecté par les perturbations de celle-ci.

On divise alors la colonne d'eau en plusieurs zones ζ , entre les profondeurs $z_{\zeta,up}$ et $z_{\zeta,down}$ à chacune de ces zones on associe un écart-type σ_ζ homogène à une vitesse (m/s). Pour chaque rayon, on enregistre lors de l'étape de ray tracing le temps de propagation $\tau(z)$ et le chemin parcouru $s(z)$ en fonction de la profondeur. On connaît ainsi le temps τ_ζ et le chemin s_ζ parcouru par le rayon dans la zone ζ . on en déduit alors une vitesse moyenne de propagation dans la zone $v_\zeta = \frac{s_\zeta}{\tau_\zeta}$. Cette vitesse est ensuite bruitée avec un bruit blanc afin d'obtenir une vitesse bruitée :

$$\tilde{v}_\zeta = v_\zeta + \epsilon_{\zeta,t} \quad (7.3)$$

Où $\epsilon_{\zeta,t}$ suit une loi normale $\mathcal{N}(0, \sigma_\zeta^2)$, et change d'une époque à une autre. Cette vitesse permet ensuite de trouver un temps de propagation $\tilde{\tau}_\zeta$ dans la zone telle que :

$$\tilde{\tau}_\zeta = \frac{s_\zeta}{\tilde{v}_\zeta} \quad (7.4)$$

En sommant l'intégralité des temps de propagation $\tilde{\tau}_{\zeta,i}$ de toutes les zones ζ_i , on trouve $\tilde{\tau}$ le temps de propagation bruité total :

$$\tilde{\tau} = \sum_i^{n_\zeta} \tilde{\tau}_{\zeta,i} \quad (7.5)$$

En mode *forward/backward*, on suppose que le bruit de vitesse $\epsilon_{\zeta,t}$ est le même pour la phase d'émission et de réception.

L'utilisation d'un bruit blanc pour représenter l'effet aléatoire du milieu a ses limites. En effet, les bruits ne sont pas décorrélés spatialement et temporellement, alors que l'on considère ici chaque zone et chaque époque comme indépendantes les unes des autres. Cependant, cette approche permet de générer un bruit proportionnel au temps passé dans une couche : en effet, qualitativement, pour un chemin parcouru égal, un rayon tiré en direction du Nadir sera moins affecté par

les variations instantanées du milieu qu'un rayon rasant la surface ; cet effet est modélisé par cette stratégie. Pour nos applications, cela permet par exemple d'observer les effets d'un décentrement de la plate-forme par rapport à l'aplomb du barycentre du polygone de transpondeurs.

7.3.2 Effet induit par un gradient latéral de célérité

Pour étudier l'influence d'un gradient latéral de célérité dans l'océan, il est nécessaire dans notre cas de passer par une approche de ray tracing eikonal dans un champ de célérité à trois dimensions. L'étude des observations CTD suivant un profil nord-sud à la section 5.4.4 permet d'obtenir un gradient moyen pour la zone. Les gradients moyens – mais réalistes – issus des observations *in situ* (représentés figures 5.16 et 5.15) ont tout d'abord été injectés tels quels dans un SSF, de manière analogue à celle décrite en 4.5 pour un gradient théorique. Cependant, du fait de leurs irrégularités, ces gradients observés provoquent des discontinuités dans le SSF, qui perturbent fortement le processus de convergence de l'algorithme de recherche des eigenrays. Cette approche simple est donc inexploitable, et une autre visant à « lisser » les gradients a été mise en place.

Pseudoprofil de Munk Nous introduisons ici le concept de *pseudoprofil* de Munk qui vise à substituer un profil de vitesse « réaliste » (*i.e.* mesurée *in situ*) noté $\tilde{C}(z)$, par un profil simplifié, mais néanmoins le plus proche possible de celui observé. En repartant du profil de célérité synthétique de Munk explicité section 4.1.4, on remplace les termes définis explicitement par des variables pour aboutir à la relation :

$$c(z) = \hat{z}_1 \left[1.0 + \hat{\epsilon} \left(\frac{2(z - \hat{z}_2)}{\hat{z}_2} - 1 + \exp \left(-\frac{2(z - \hat{z}_2)}{\hat{z}_2} \right) \right) \right] \quad (7.6)$$

Où $\hat{z}_1$, $\hat{z}_2$, et $\hat{\epsilon}$ sont des variables estimées par moindres carrés, afin qu'un profil de vitesse synthétique $\hat{C}(z)$, dit *pseudoprofil*, s'adapte au profil observé $\tilde{C}(z)$ (figure 7.4).

Établissement d'un champ de célérité synthétique On considère deux profils de célérité $\tilde{C}_A(z)$ et $\tilde{C}_B(z)$ « réalistes » espacés d'une distance d_{AB} (corres-

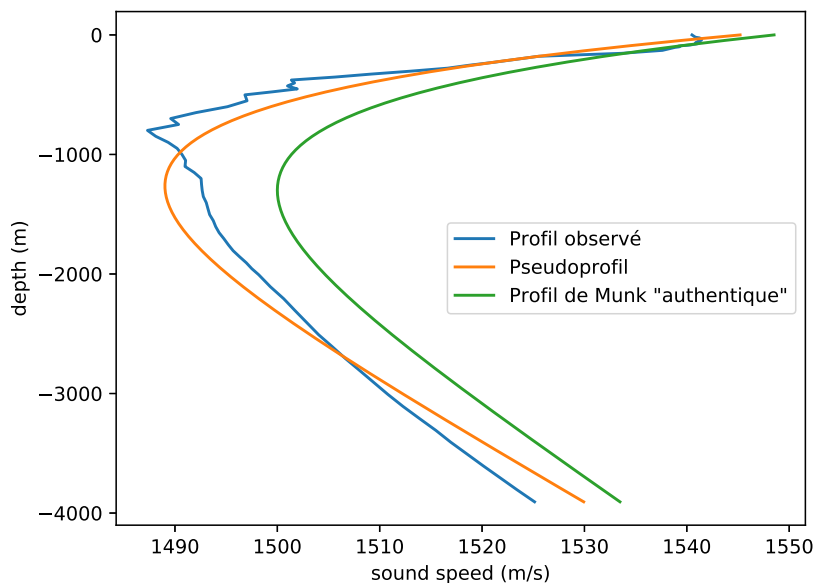


FIG. 7.4 – Représentation de l’ajustement d’un *pseudoprofil* à un profil de célérité mesuré *in situ*. le profil de Munk « authentique » représenté également permet de voir à quel point il diffère du *pseudoprofil*

pondant en pratique aux profils CTD des campagnes *CARIBINFLOW* et *M66/1* décrits en section 5.4.4). On estime les coefficients permettant d’obtenir les pseudoprofils $\tilde{C}_A(z)$ et $\tilde{C}_B(z)$. Ces deux profils servent alors à construire un champ de célérité dont l’un des côtés (la composante x en l’occurrence) est de longueur d_{AB} . $\tilde{C}_A(z)$ et $\tilde{C}_B(z)$ constituent en somme les frontières du SSF. La célérité intermédiaire entre ces deux profils extrémaux étant déterminés par interpolation linéaire, on obtient *ipso facto* un gradient de célérité, lui aussi synthétisé.

Passage d’un ray tracing eikonal à un ray tracing par méthode de Snell–Descartes Appliquer un gradient de célérité latéral ne peut se faire qu’en réalisant les opérations de ray tracing dans un SSF (en trois dimensions), et ce en utilisant la méthode eikonale. Cependant, comme vu au chapitre 4, le problème inverse de recherche des eigenrays lié à cette approche est considérablement plus long que celle utilisant la méthode de Snell–Descartes. Pour des raisons pratiques de gain de temps de calcul, nous générons des abaques de différences de temps de

propagation, ceci afin de rapidement appliquer les retards induits par le gradient de célérité sur un ray tracing par méthode de Snell-Descartes, plus efficace.

Pour ce faire, on génère deux SSF : un premier c_γ affecté par un gradient latéral selon la méthode décrite ci-dessus, le second c_0 sans gradient, correspondant à un environnement stratifié dans lequel un ray tracing eikonal est équivalent à un ray tracing par méthode de Snell-Descartes. Si on désigne par P l'ensemble des points des deux SSF (qui ont la même géométrie), on a :

$$\forall (x, y, z) \in P, \quad c_0(x, y, z) = c_\gamma(\bar{x}, \bar{y}, z) \quad (7.7)$$

où $(\bar{x}, \bar{y})$ est le centre de la surface du SSF.

On répartit régulièrement sous forme de grille un émetteur « à la surface » des SSF, et on procède à une recherche d'eigenray pour des points uniformément répartis dans P , avec c_0 puis c_γ . On obtient des temps de propagation $\mathbf{T}_0 = [\tau_{0,i}]$ et $\mathbf{T}_\gamma = [\tau_{\gamma,i}]$, qui permettent d'obtenir une grille de conversion de $\Delta\mathbf{T}_\gamma = \mathbf{T}_\gamma - \mathbf{T}_0$.

On procède enfin à l'opération de génération des observations « classique » par méthode de Snell-Descartes telle que décrite ci-dessus, avec le SSP $c_0(z)$. $\Delta\mathbf{T}_\gamma$ sert alors d'abaque pour appliquer par interpolation la différence de temps de propagation induite par le gradient, et ce en fonction de l'emplacement de la source $\mathbf{X}_S$ et du récepteur $\mathbf{X}_R$.

7.3.3 Perturbation causée par la marée

Nous avons vu en section 5.6 que la marée produit une variation de la hauteur de ± 10 cm aux Antilles. Son effet sur la propagation de l'onde est modélisé par une sinusoïde telle que :

$$\delta\tau_{tide} = \frac{A_{tide}}{c(0)} \cdot \sin\left(\frac{2\pi}{T_{tide}}\right) \quad (7.8)$$

Où $A_{tide} = 10$ cm, $T_{tide} = 12$ h et $c(0)$ est la vitesse du son à la surface. Le retard maximum induit par la marée est alors d'environ $6,5 \times 10^{-5} \text{ s} \times 2 = 1,3 \times 10^{-4} \text{ s}$ pour un temps aller / retour.

Le déplacement physique de la plate-forme causée par la marée est quant à lui négligé, car compensé par le positionnement dynamique.

7.3.4 Bruit et décalage systématique de la position de la plate-forme

Afin de représenter l'incertitude du positionnement cinématique GNSS de la plate-forme à la surface, on ajoute à chaque époque un bruit blanc sur la position de la source $\mathbf{X}_S$.

On a ainsi :

$$\tilde{\mathbf{X}}_S(t) = \mathbf{X}_S + \boldsymbol{\epsilon}_t \quad (7.9)$$

Avec :

$$\boldsymbol{\epsilon}_t = [\epsilon_{t,x}, \epsilon_{t,y}, \epsilon_{t,z}] \sim \mathcal{N}(0, \boldsymbol{\sigma}_{\mathbf{X}}^2) \quad (7.10)$$

où $\boldsymbol{\sigma}_{\mathbf{X}} = [\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z]$ est l'écart-type caractérisant le bruit sur la position.

De plus, on souhaite également ajouter un décalage systématique ou *offset*, afin de représenter une erreur de positionnement relatif entre les instruments. Dans le repère propre à la plate-forme *RPY*, on suppose donc que la position vraie $\mathbf{X}_{S,RPY}$ de la tête acoustique est en pratique localisée au point $\tilde{\mathbf{X}}_{S,RPY}$ tel que :

$$\tilde{\mathbf{X}}_{S,RPY} = \mathbf{X}_{S,RPY} + \Delta\mathbf{X}_{S,RPY} \quad (7.11)$$

avec $\Delta\mathbf{X}_{S,RPY}$ le vecteur d'excentrement. Ce vecteur doit être ensuite passé dans le repère *iNED*(t_i) (section 4.2.3) de l'époque t_i suivant la transformation 4.8 pour obtenir le vecteur $\Delta\mathbf{X}_{S,iNED}(t_i)$. Le tangage et le roulis sont laissés nuls, et le cap η est donné par les positions $\mathbf{X}_S(t_i)$ et $\mathbf{X}_S(t_{i+1})$ aux époques t_i et t_{i+1} par la formule :

$$\eta = \arctan2(y_S(t_{i+1}) - y_S(t_i), x_S(t_{i+1}) - x_S(t_i)) \quad (7.12)$$

On rappelle que $\arctan2(y, x) = 2 \arctan \frac{y}{\sqrt{x^2+y^2}+x}$

La position du point d'émission affecté par l'offset à l'époque t_i est alors :

$$\tilde{\mathbf{X}}_S(t_i) = \mathbf{X}_S(t_i) + \Delta \mathbf{X}_{S,iNED}(t_i) \quad (7.13)$$

Chapitre 8

Positionnement absolu et référencement interne de la plate-forme en surface

Même si la modélisation de la trajectoire des rayons acoustiques constitue l'étape cruciale pour un positionnement sous marin de qualité, la localisation de la plate-forme à la surface reste néanmoins un autre paramètre à maîtriser pour garantir le succès de l'expérience.

Le positionnement par satellite s'avère particulièrement adapté à l'opération, et ce pour une double raison. La première est sa facilité de déploiement et d'utilisation, et ce sans autorisation ou abonnement particuliers. La seconde est la précision optimale que l'on peut espérer avec les GNSS, par rapport à d'autres systèmes de radionavigation, comme le LORAN par exemple. Ce rapport « coût – bénéfice » conduit les instruments GNSS à être le centre du dispositif de positionnement de surface. Cependant, des équipements supplémentaires doivent être considérés : outre le positionnement absolu, il faut assurer la mesure de l'orientation de la plate-forme. Ceci ne pouvant être opéré par un récepteur GNSS unique, il faut soit disposer plusieurs couples antenne/récepteur sur la plate-forme, ou alors équiper cette dernière d'une centrale d'attitude.

Ainsi, si l'on considère l'ensemble des équipements de surface suivants : une ou plusieurs antennes GNSS, une centrale d'attitude et la tête acoustique, deux problèmes se posent dans le contexte du positionnement de surface d'une expérience GNSS/A. Tout d'abord, et puisque le matériel expérimental est composé d'instruments de différentes natures, et que le dispositif ne peut en pratique être considéré comme ponctuel, les données n'étant pas enregistrées au même endroit. Il faut donc exprimer l'emplacement relatif de chaque instrument par rapport aux autres, dans un référentiel commun, solidaire de la plate-forme, et ceci afin de transférer la position absolue enregistrée par l'antenne GNSS embarquée, à la tête acoustique communiquant avec les balises au fond de la mer. Le second enjeu est celui de la meilleure précision que l'on peut espérer du positionnement, et donc du référencement de la tête acoustique dans un repère global.

Les travaux entrepris sur la question du positionnement de surface englobent ainsi :

- Le traitement des données de positionnement GNSS suivant différentes stratégies.
- Les opérations de topométrie sur la plate-forme.
- La combinaison des données de rattachement, de positionnement, et d'attitude dans l'objectif de déduire la position absolue de la tête acoustique.

8.1 Positionnement absolu GNSS cinématique

8.1.1 Rappel sur les approches pratiques de traitement GNSS

En pratique, il existe quatre concepts fondamentaux complémentaires utilisant deux à deux des approches différentes, permettant d'obtenir une position correspondante au type de travail effectué et à la qualité recherchée [Duquenne et al., 2005] :

Signal : le code / la phase Le positionnement natif du GPS américain, premier GNSS opérationnel, est dit « sur le code », *i.e.* par corrélation d'un signal créneau pseudo-aléatoire émis par les satellites permettant la datation de ce dernier et ainsi la localisation de l'instrument au sol. Brouillé pour raisons stratégiques aux premières années du déploiement du système, le code a été substitué dans la communauté géodésique par le positionnement dit « sur la phase », basée sur le comptage du nombre de cycles de l'onde porteuse.

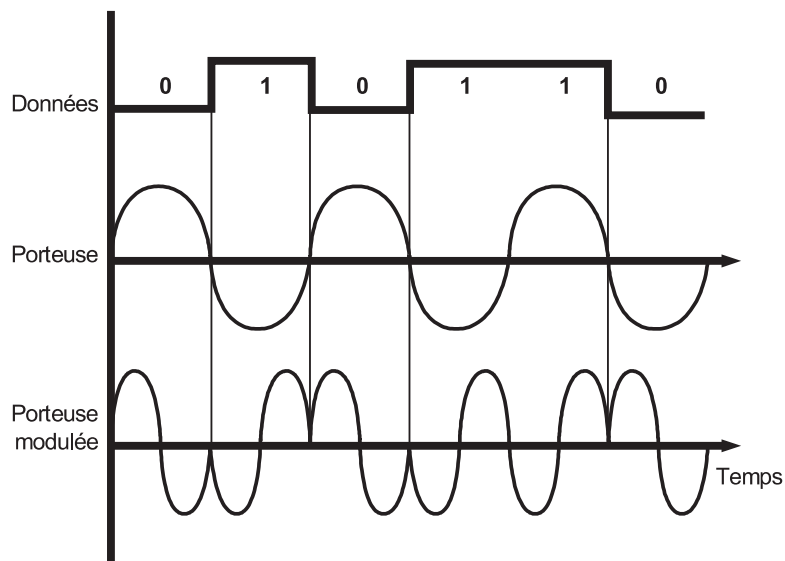


FIG. 8.1 – Illustrations du signal créneau (code) et de l'onde porteuse associée [Piéplu, 2006]

Disponibilité : temps réel / post-traitement Pour des besoins pratiques (navigation opérationnelle la plupart du temps), la position du point a souvent besoin d'être connue immédiatement. On parle alors de positionnement « temps réel ». Si l'on cherche en revanche une localisation la plus exacte possible, il est nécessaire de procéder à un recalcul des données brutes à l'issue de l'expérimentation, en utilisant des orbites et modèles correctifs améliorés. On parle alors de résultats « post-traités ».

Mode : naturel / relatif Le point que l'on cherche à localiser peut l'être directement à partir des positions des satellites de la constellation, ou alors peut l'être

relativement à des stations au sol, on parle alors de positionnement relatif. Celui-ci est souvent synonyme de positionnement différentiel, et bien qu'en pratique ils recouvrent tous deux la même approche, les concepts sous-jacents sont *stricto sensu* différents [Petovello, 2011]. Le positionnement relatif consiste à obtenir les coordonnées d'un point, et ce par rapport à une station de référence fixe en déterminant le vecteur tridimensionnel entre les deux, couramment appelé baseline. Si les coordonnées absolues de la station de référence sont préalablement connues (ce qui est le cas dans l'immense majorité des cas), alors celles du point à déterminer le sont également. Pour ce faire, on adopte une démarche dite différentielle, qui consiste à éliminer dans les équations d'observations les erreurs communes.

Le mode naturel ou positionnement ponctuel s'affranchit d'une référence au sol, le corollaire étant qu'une modélisation précise des phénomènes perturbant les observations et éliminés classiquement par la méthode différentielle est alors nécessaire pour espérer un positionnement efficace [Morel et al., 2014].

Mobilité : cinématique / statique Selon que le point est – à l'échelle humaine – mobile (véhicule, navire ...) ou statique (point au sol), le traitement sera différent. Les cadences d'échantillonnage des données brutes devront également être différentes.

Chaque mode de traitement combine ces quatre concepts : par exemple, un récepteur « GPS grand public » fonctionnera en natif sur le code, pour un positionnement ponctuel temps réel cinématique.

8.1.2 Positionnement GNSS pour le GNSS/A

Pour nos applications, comme la plate-forme est soumise aux mouvements de la surface de l'océan (vagues et marées) le positionnement ne peut qu'être de type cinématique. Dans la mesure où l'on recherche la meilleure exactitude possible, nous adoptons préférentiellement une stratégie en post-traitement, même si toutefois nous envisageons également un traitement en temps réel à des fins expérimentales (et quoi qu'il en soit, la plate-forme reste équipé d'un système de positionnement temps réel pour les questions de navigation).

Trois modes de traitements existent alors : le *positionnement relatif cinématique post-traité* ou *Post Process Kinematik* (PPK), le *positionnement cinématique temps réel* *Real Time Kinematik* (RTK), et le *Positionnement ponctuel précis cinématique* (PPP).

8.1.2.1 Rappel sur le positionnement sur la phase

Rappelons tout d'abord le principe du GNSS : on peut résumer la problématique du positionnement par satellite à une mesure de distance entre le récepteur R et le satellite S_i :

$$\|RS_i\| = c\Delta t \quad (8.1)$$

L'objectif est alors de déterminer le temps de propagation Δt de l'onde. Les émetteurs embarqués et les récepteurs sont équipés d'horloges permettant de dater les instants d'émission t^s et de réception t_r . t^s et t_r sont entachés d'une erreur δ^s et δ_r qu'il faut déterminer. De plus, d'autres paramètres perturbent l'onde, et entraînent une augmentation du temps de propagation ; il s'agit principalement de l'allongement dû à la traversée de l'ionosphère, de la troposphère et de l'application des effets de la relativité, notés δ_{tropo} , δ_{iono} , δ_{relat} .

Dans le cas du positionnement sur la phase, on mesure la différence Φ_r^s entre la phase de la porteuse émise par le satellite et celle générée par le récepteur. Cette mesure est reliée à la différence des instants d'émission et de réception à une ambiguïté N_r^s près et est convertie en unité de longueur (appelée pseudo-distance ϕ) par multiplication par la longueur d'onde λ^s .

L'équation d'observation pour la mesure de phase est alors :

$$\frac{1}{\lambda^s} \phi_r^s = \Phi_r^s = \frac{c}{\lambda^s} (t_r - t^s) + \frac{c}{\lambda^s} (\delta_r - \delta^s) + \frac{c}{\lambda^s} (\delta_{tropo} - \delta_{iono} + \delta_{relat}) + N_r^s \quad (8.2)$$

On pose $c(t_r - t^s) = \rho_r^s$ la distance géométrique entre le satellite S et le récepteur R , et on utilise la fréquence de la porteuse $f^s = \frac{c}{\lambda^s}$ par commodité. L'équation

d'observation devient :

$$\Phi_r^s = \frac{1}{\lambda^s} \rho_r^s + f^s(\delta_r - \delta^s) + f^s(\delta_{tropo} - \delta_{iono} + \delta_{relat}) + N_r^s \quad (8.3)$$

Si l'on considère deux récepteurs A et B pour le même satellite, les équations d'observation étant :

$$\Phi_A^s = \frac{1}{\lambda^s} \rho_A^s + f^s(\delta_A - \delta^s) + f^s(\delta_{tropo} - \delta_{iono} + \delta_{relat}) + N_A^s \quad (8.4)$$

$$\Phi_B^s = \frac{1}{\lambda^s} \rho_B^s + f^s(\delta_B - \delta^s) + f^s(\delta_{tropo} - \delta_{iono} + \delta_{relat}) + N_B^s \quad (8.5)$$

On met en place les différences dites *simples* entre les deux récepteurs et le même satellite :

$$\Phi_B^s - \Phi_A^s = \frac{1}{\lambda^s} (\rho_B^s - \rho_A^s) + f^s(\delta_B - \delta_A) + N_B^s - N_A^s \quad (8.6)$$

$$\Delta\Phi_{AB}^s = \frac{1}{\lambda^s} \Delta\rho_{AB}^s + f^s \Delta\delta_{AB} + \Delta N_{AB}^s \quad (8.7)$$

Ainsi, si l'on considère l'erreur de datation due au satellite, ainsi que les retards atmosphériques et relativistes identiques pour les deux récepteurs, les termes s'annulent et l'équation d'observation se simplifie.

On poursuit la démarche en mettant en place les *doubles différences*, entre deux satellites j et k . En considérant que les fréquences des porteuses sont les mêmes ($f^j = f^k = f$ et $\lambda^j = \lambda^k = \lambda$), on a les simples différences :

$$\Delta\Phi_{AB}^j = \frac{1}{\lambda} \Delta\rho_{AB}^j + f \Delta\delta_{AB} + \Delta N_{AB}^j \quad (8.8)$$

$$\Delta\Phi_{AB}^k = \frac{1}{\lambda} \Delta\rho_{AB}^k + f \Delta\delta_{AB} + \Delta N_{AB}^k \quad (8.9)$$

Et les doubles différences qui en découlent :

$$\Delta\Phi_{AB}^k - \Delta\Phi_{AB}^j = \frac{1}{\lambda} (\Delta\rho_{AB}^k - \Delta\rho_{AB}^j) + (\Delta N_{AB}^k - \Delta N_{AB}^j) \quad (8.10)$$

$$\nabla\Delta\Phi_{AB}^{jk} = \frac{1}{\lambda} \nabla\Delta\rho_{AB}^{jk} + \nabla\Delta N_{AB}^{jk} \quad (8.11)$$

On constate que les erreurs de datation dues aux satellites s'annulent. L'estimation des quantités $\nabla\Delta\rho_{AB}^{jk}$ et $\nabla\Delta N_{AB}^{jk}$ se fait alors par moindres carrés.

8.1.2.2 Positionnement relatif cinématique (PPK)

Si le point que l'on souhaite localiser est en mouvement (point que nous appellerons *rover*, ou R , par opposition à la station fixe, que nous appellerons *base* ou B), alors la quantité ρ_R^s est dépendante du temps. De manière évidente, une seule observation est disponible par époque, et on ne peut pas utiliser la redondance des observations pour résoudre le problème, qui est alors sous-déterminé. Il faut donc simplifier le problème en ayant les ambiguïtés $\nabla\Delta N_{RB}^{jk}$ préalablement déterminées. L'équation d'observation devient alors [Hofmann-Wellenhof et al., 2008] :

$$\nabla\Delta\Phi_{RB}^{jk} - \nabla\Delta N_{RB}^{jk} = \frac{1}{\lambda}\nabla\Delta\rho_{RB}^{jk} \quad (8.12)$$

La résolution préalable des ambiguïtés est le problème central du positionnement différentiel cinématique, de nombreux algorithmes dits *on-the-fly* ont été mis au point. Le schéma général consiste à estimer un premier jeu de valeurs approchées d'ambiguïtés réelles ou *flottantes*, puis de converger vers une solution d'entiers par diverses méthodes statistiques, et enfin résoudre le problème avec la meilleure solution d'ambiguïtés entières [Duquenne et al., 2005].

L'exactitude du positionnement cinématique différentiel est soumise à la proximité du rover et de la base : les retards troposphériques et ionosphériques supposés égaux lors de l'établissement des doubles différences le sont uniquement si les deux récepteurs observent le même ciel, hypothèse de moins en moins valide au fur et à mesure que le rover s'éloigne de la base.

8.1.2.3 Positionnement cinématique temps réel (RTK)

Les observations de phase de la base peuvent être transmises au rover en temps réel, via radio, Internet ou le réseau téléphonique mobile. On parle alors de positionnement cinématique temps réel, en anglais *Real Time Kinetic* ou *RTK*. La portée maximale d'une base unique étant relativement limitée (~ 10 km), l'utili-

sation de plusieurs stations de référence permet d'accroître la portée jusqu'à une centaine de kilomètres [El-Mowafy, 2012]. On parle alors de *NRTK*, pour *Network*. Il existe plusieurs techniques pour combiner les données issues des stations du réseau, décrites dans Takac & Zelzer [2008].

8.1.2.4 Positionnement ponctuel précis (PPP) cinématique

La stratégie PPP s'affranchit de binômes de récepteurs, et de la différence de mesure. C'est pour cela qu'on l'appelle également *approche zéro-différence*. Tous les termes de l'équation d'observation 8.2 doivent alors être préalablement connus ou déterminés. Les erreurs de propagation atmosphériques ainsi que les erreurs d'horloges satellites et récepteurs sont préalablement estimées par des centres de calculs spécialisés. Les ambiguïtés sont là aussi estimées par des algorithmes spécifiques, qui, depuis quelques années sont également capables de restituer la nature entière de celles-ci (on parle alors de résolution *IPPP* pour *Integer*) [Morel et al., 2014].

8.1.2.5 Échantillonnage des mesures

Les cadences d'enregistrement des récepteurs actuels vont désormais très facilement au-delà du Hertz, et combiné avec des capacités de stockage des données quasi illimitées, il est aisé d'acquérir lors de l'expérience le maximum de données avec le plus petit pas d'échantillonnage possible. Ceci est fait en pratique : la fréquence d'acquisition sélectionnée usuellement pour nos expériences de positionnement cinématique est de 10 Hz. Cependant, deux facteurs limitent la pleine exploitation de ce que l'on appelle génériquement la « haute fréquence » :

- Nous restons limités par la capacité de traitement des logiciels, que ce soit en temps de calcul, ou tout simplement en termes d'impossibilité technique de gestion des données avec un intervalle inférieur à la seconde
- Si l'on adopte un positionnement différentiel, la base et le rover doivent être à la même fréquence. Si l'on utilise des stations d'un réseau indépendant (le RGP de l'IGN), il faut préalablement s'assurer auprès du service concerné de la faisabilité d'un ré-échantillonnage adéquat des observations de la station de base.

Le traitement sera pour ces deux raisons réalisé de préférence avec un échantillonnage de 1 Hz.

8.1.3 Protocole expérimental

L'objectif est double : premièrement, estimer la fidélité d'un positionnement absolu cinématique à l'heure actuelle. Deuxièmement, réaliser un comparatif des performances des différentes chaînes de traitement existantes. Il faut également garder à l'esprit l'expérience dans le contexte antillais, où les mesures s'effectueront au large, à une centaine de kilomètres des côtes, distance à laquelle le positionnement différentiel cinématique montre ses limites. Nous souhaitons alors tester la qualité du positionnement au fur et à mesure que la distance entre la base et le rover augmente.

Pour ce faire, nous réalisons deux expériences différentes, mais ayant la même finalité.

Récepteur fixe La première consiste à déterminer avec un traitement cinématique les coordonnées d'une station fixe, et ce afin de quantifier la dispersion du positionnement. Nous utilisons comme rover la station permanente de l'ENSG (code *ENSG*) à Marne-la-Vallée. L'intérêt de cette station est triple :

- Elle dispose de coordonnées ITRF déterminées de manière fiable.
- Située en région parisienne, un nombre important de stations permanentes existent dans le secteur.
- La station permanente du RGP *MLVL* est à proximité immédiate (moins d'un mètre), les deux stations observent donc exactement le même ciel, ce qui permet de quantifier la qualité du positionnement dans ce cas expérimental.

Le jour considéré pour les tests est le 7 septembre 2015 (2015/250). Les stations permanentes utilisées comme bases dans le cas d'un positionnement différentiel sont rapportées sur la carte figure 8.2, et les distances entre ces stations et la station « rover » sont précisées dans le tableau 8.1.

Récepteur mobile La seconde consiste à se placer dans une configuration mobile en environnement marin avec l'exploitation des données d'une bouée GPS (afin de se rapprocher des conditions opérationnelles de multitrajets et de saut de cycles).

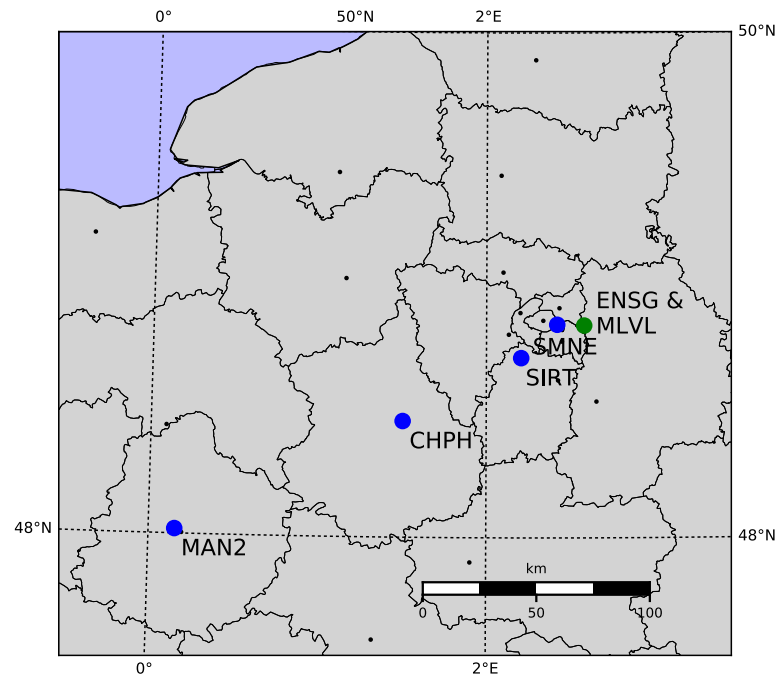


FIG. 8.2 – Localisation des stations de références utilisées pour le positionnement différentiel du « rover » *ENSG*

station de base	distance (<i>km</i>)
MLVL	0.0017
SMNE	11.9196
SIRT	31.3163
CHPH	90.5610
MAN2	201.8694

TAB. 8.1 – Distance entre la station rover *ENSG* et les stations de base utilisées pour un traitement différentiel

Ladite bouée (*UMRB*) a été déployée à l'île d'Aix. La station permanente SONEL *ILDX* est à proximité, et les autres stations permanentes utilisées comme

bases dans le cas d'un positionnement différentiel sont rapportées sur la carte figure 8.3, et les distances de celles-ci par rapport à la bouée dans le tableau 8.2.

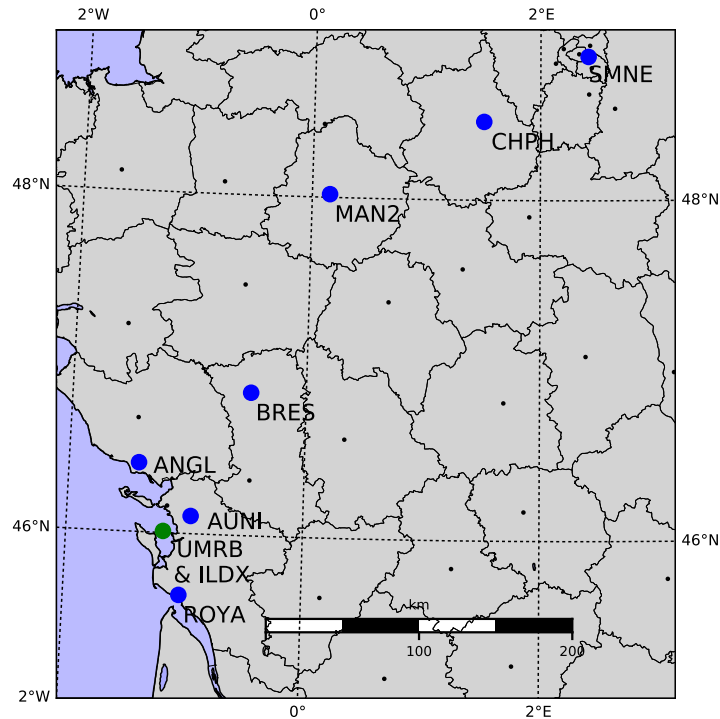


FIG. 8.3 – Localisation des stations de références utilisées pour le positionnement différentiel de la bouée *UMRB*

station de base	distance (<i>km</i>)
ILDX	0.2847
AUNI	20.4980
ROYA	42.6232
ANGL	47.7268
BRES	107.0477
MAN2	245.3681
CHPH	339.6535
SMNE	416.1190

TAB. 8.2 – Distance entre la station rover *UMRB* et les stations de base utilisées pour un traitement différentiel

8.1.4 Logiciels opérationnels employés

Les chaînes de traitement scientifiques utilisées pour notre étude sont énoncées ci-après :

8.1.4.1 Les traitements différentiels

TRACK développé par le MIT et associé à la suite GAMIT/GLOBK [Herring et al., 2006]. Ce programme propose trois modes de traitement explorés ici : *air*, initialement conçu pour le positionnement d’avion à haute fréquence, et les modes *short* et *long*, conçu respectivement pour de courtes (< 1 km) et de longues baselines, mais de stations statiques. Nous testons ici les performances du mode *air*.

RTKLIB est une suite libre permettant un grand nombre de possibilités de traitement (Cinématique/Statique, différentiel/PPP) [Takasu & Yasuda, 2009]. Du fait des performances encore très expérimentales du mode PPP, nous nous intéressons uniquement au mode différentiel.

8.1.4.2 Les traitements PPP

GENS a été développé par le CNES. Son originalité réside dans sa capacité à traiter le problème IPPP à partir des biais d’horloges satellites et des produits d’horloges et orbites cohérents avec le caractère entier des ambiguïtés [Laurichesse et al., 2009; Loyer et al., 2012].

APPS correspond à l’outil en ligne de la suite du JPL GIPSY/OASIS [Lichten & Border, 1987]. Sa résolution d’ambiguïtés entières passe par l’établissement de doubles différences à partir des observations non différenciées de l’utilisateur et de celles d’un réseau de référence [Bertiger et al., 2010].

SCRS-PPP de la division de géodésie du Natural Resources Canada (NR-CAN) [Kouba & Héroux, 2001]. Nous n’utiliserons que sa version en ligne bien qu’un client lourd téléchargeable soit désormais disponible.

8.1.4.3 Du temps de calcul

À titre informatif, pour un traitement des observations d'une station échantillonnée à 1 s sur 24 h, TRACK nécessite ~ 40 min et RTKLIB ~ 10 min. Les deux traitements différentiels sont exécutés en local. Les trois chaînes de calcul PPP GINS, APPS/GIPSY et NRCAN ont une philosophie client-serveur, où les données brutes sont transmises à un centre de calcul qui réalise tout ou l'essentiel du traitement. Pour une journée de données, NRCAN nécessite ~ 20 min, APPS/GIPSY $\sim 3 \times 60$ min et GINS $\sim 24 \times 10$ min. Pour les deux derniers logiciels, il est nécessaire de découper les sessions, une période d'observation trop grande n'étant pas compatible avec les capacités du logiciel¹. Ces valeurs sont indicatives, elles dépendent de la qualité des données fluctuantes suivant la station et le jour d'acquisition, et de la charge du processeur / du serveur suivant que le traitement est réalisé en local / à distance.

8.1.5 Résultats

Les coordonnées produites à l'issue des traitements sont dans le référentiel géocentrique ITRF08. Elles sont passées dans un référentiel topocentrique via la transformation décrite en 4.2.2. Une solution de référence est alors choisie et les autres solutions sont comparées à celle-ci. On compare les trois composantes E , N , et U , et on en déduit une différence moyenne (arithmétique et RMS) pour l'intégralité de la série, ainsi qu'un écart type. On compare également l'écart en distance euclidienne tel que :

$$\Delta D_{3D,i} = \sqrt{(E_i - E_{ref,i})^2 + (N_i - N_{ref,i})^2 + (U_i - U_{ref,i})^2} \quad (8.13)$$

et :

$$\Delta D_{2D,i} = \sqrt{(E_i - E_{ref,i})^2 + (N_i - N_{ref,i})^2} \quad (8.14)$$

et on en déduit une moyenne arithmétique et RMS pour toute la série. On définit les indicateurs RMS_{3D} sur les trois composantes et RMS_{2D} sur les seules composantes

1. On constate par ailleurs que la complexité d'exécution de GINS est en $O(n^2)$ et que la période de données traitée doit être la plus petite possible.

planimétriques telles que :

$$RMS_{3D} = \sqrt{RMS_E^2 + RMS_N^2 + RMS_U^2} \quad (8.15)$$

$$RMS_{2D} = \sqrt{RMS_E^2 + RMS_N^2} \quad \text{avec : } RMS_x = \sqrt{\langle (\Delta x_i - \overline{\Delta x})^2 \rangle} \quad (8.16)$$

8.1.5.1 Récepteur fixe

Les coordonnées ITRF de la station $ENSG^2$ à l'époque des mesures sont :

$$X_{ENSG} = 4201575.85487 \quad (8.17)$$

$$Y_{ENSG} = 189861.53838 \quad (8.18)$$

$$Z_{ENSG} = 4779065.51962 \quad (8.19)$$

Elles sont utilisées comme référence, et les coordonnées topocentriques des solutions sont déterminées à partir de ce point.

Les résultats des comparaisons de solutions sont présentés dans les figures 8.4 à 8.7 et dans le tableau 8.3. On représente les résultats obtenus avec RTKLIB avec les différentes stations de base, de même pour les résultats issus de TRACK, ainsi que pour les résultats des traitements PPP.

Pour un traitement avec RTKLIB, on constate que la solution se dégrade nettement en fonction de la distance de la station de base : les coordonnées fournies via la station *MAN2* et *CHPH* sont considérées comme erratiques, et leurs indicateurs RMS_{3D} et RMS_{2D} sont élevés (> 5 cm). RTKLIB n'est donc pas capable de fournir une position fiable que si la base est proche du rover. Les résultats des bases plus proches sont donc repris sur le graphe 8.5. La station *SIRT* est, dans une moindre mesure moins fiable que les stations à proximité *MLVL* et *SMNE* (RMS_{3D} et RMS_{2D} plus grands de ~ 1 cm).

TRACK (avec le mode *air*) est en revanche capable de fournir une position relativement correcte : les RMS_{2D} restent inférieurs à 3 cm et les RMS_{3D} à 4 cm pour

2. Ces coordonnées ont été déterminées de façon indépendante par le Service de géodésie et de nivellement (SGN)

toutes les stations. Pour les stations proches (*MLVL*, *SMNE* et *SIRT*), ils sont de l'ordre du centimètre.

Concernant les trois traitements PPP, leur RMS_{2D} sont tous inférieurs ou égaux à 2 cm et les RMS_{3D} sont inférieurs à 4 cm. Le traitement via APPS/GIPSY présente cependant des RMS légèrement plus forts que ceux de GINS et NRCAN. Toujours suivant les critères des RMS_{3D} et RMS_{2D} , le traitement réalisé par NRCAN est comparable à celui fourni par TRACK en utilisant la station de base *SMNE*, et GINS avec le traitement impliquant *CHPH*.

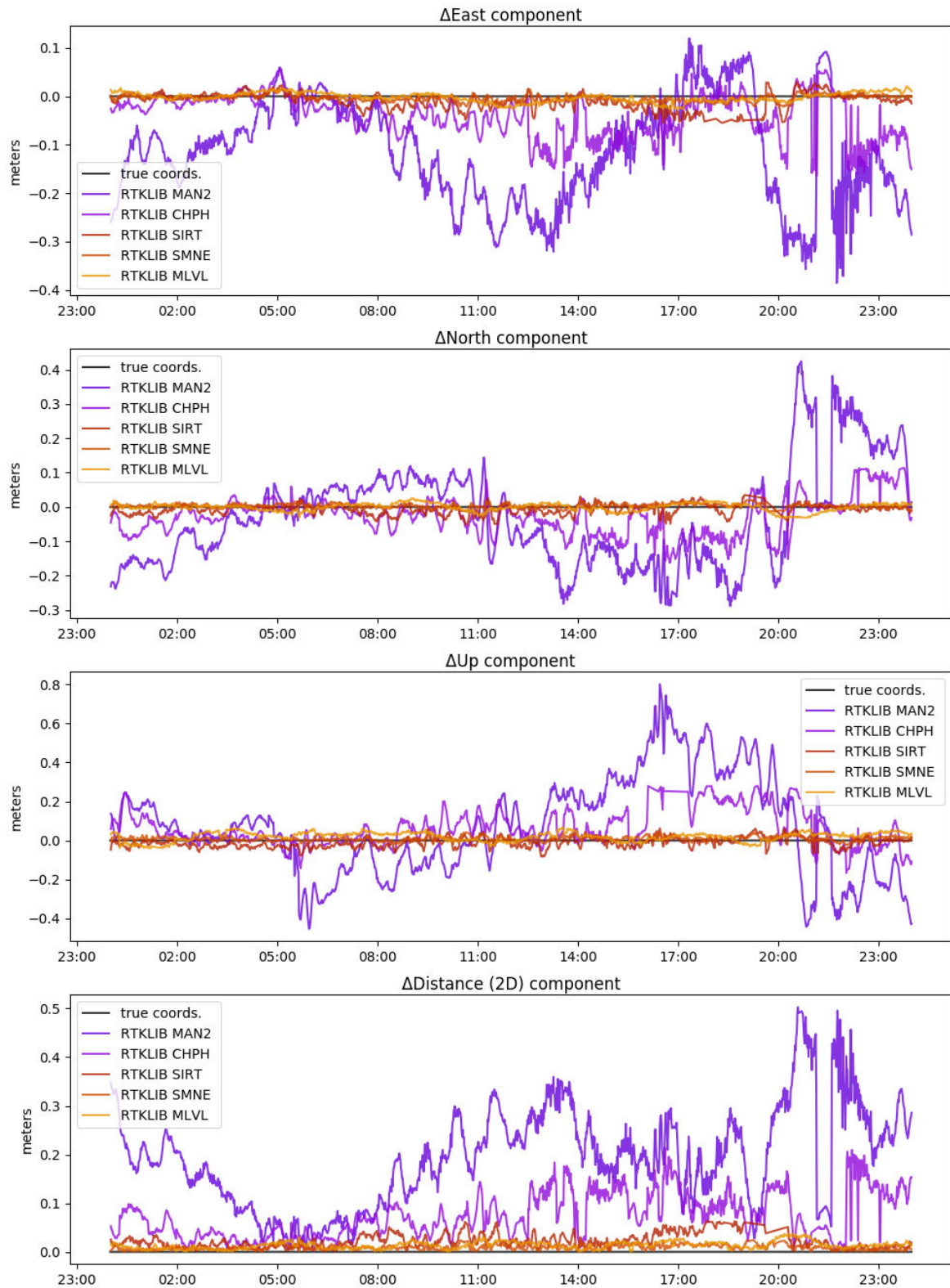


FIG. 8.4 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre les solutions déterminées par traitement différentiel avec RTKLIB et les coordonnées de référence pour la station rover *ENSG*; toutes les stations de base sont représentées

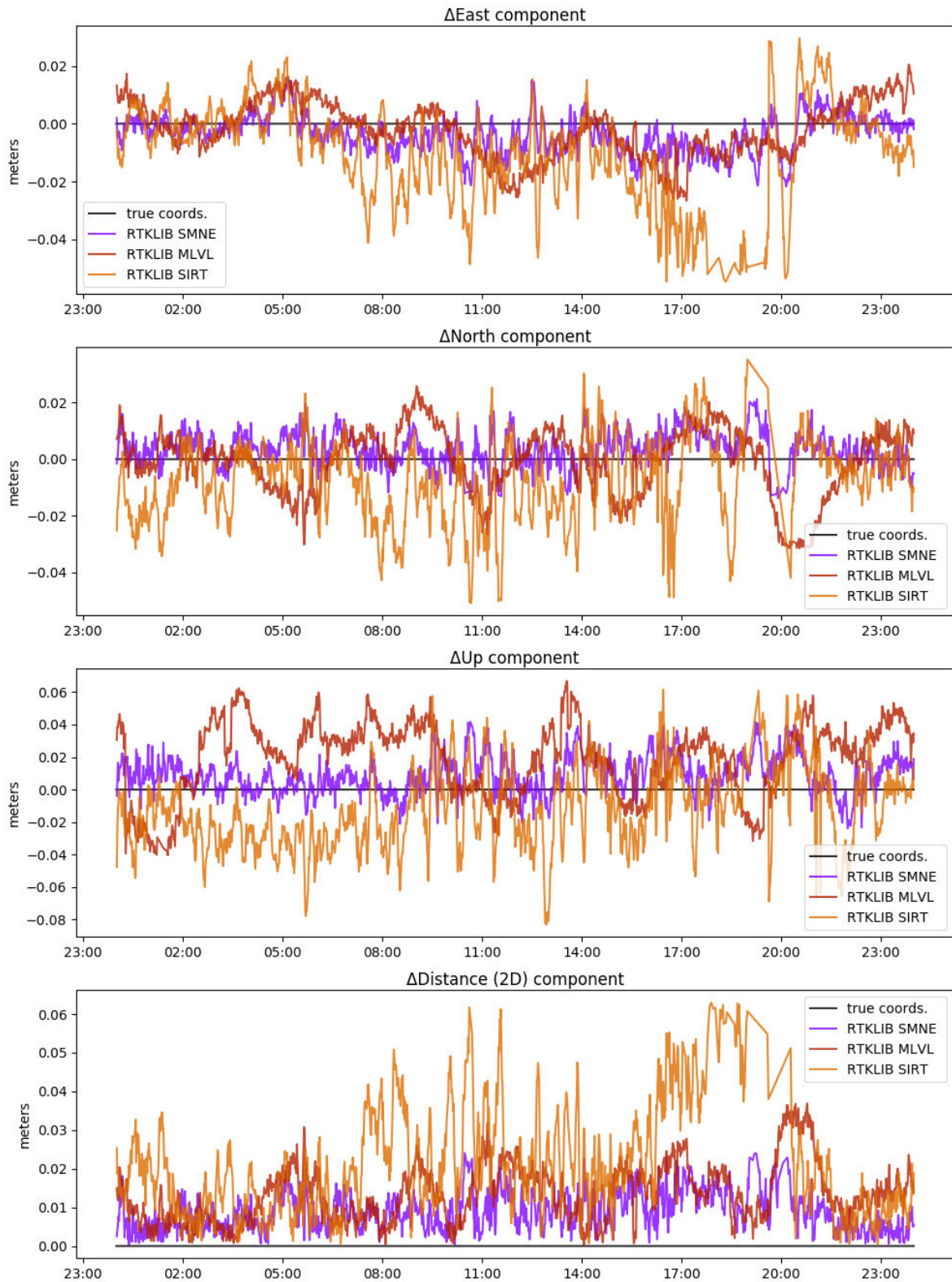


FIG. 8.5 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre les solutions déterminées par traitement différentiel avec RTKLIB et les coordonnées de référence pour la station rover *ENSG*; seules les stations cohérentes sont représentées

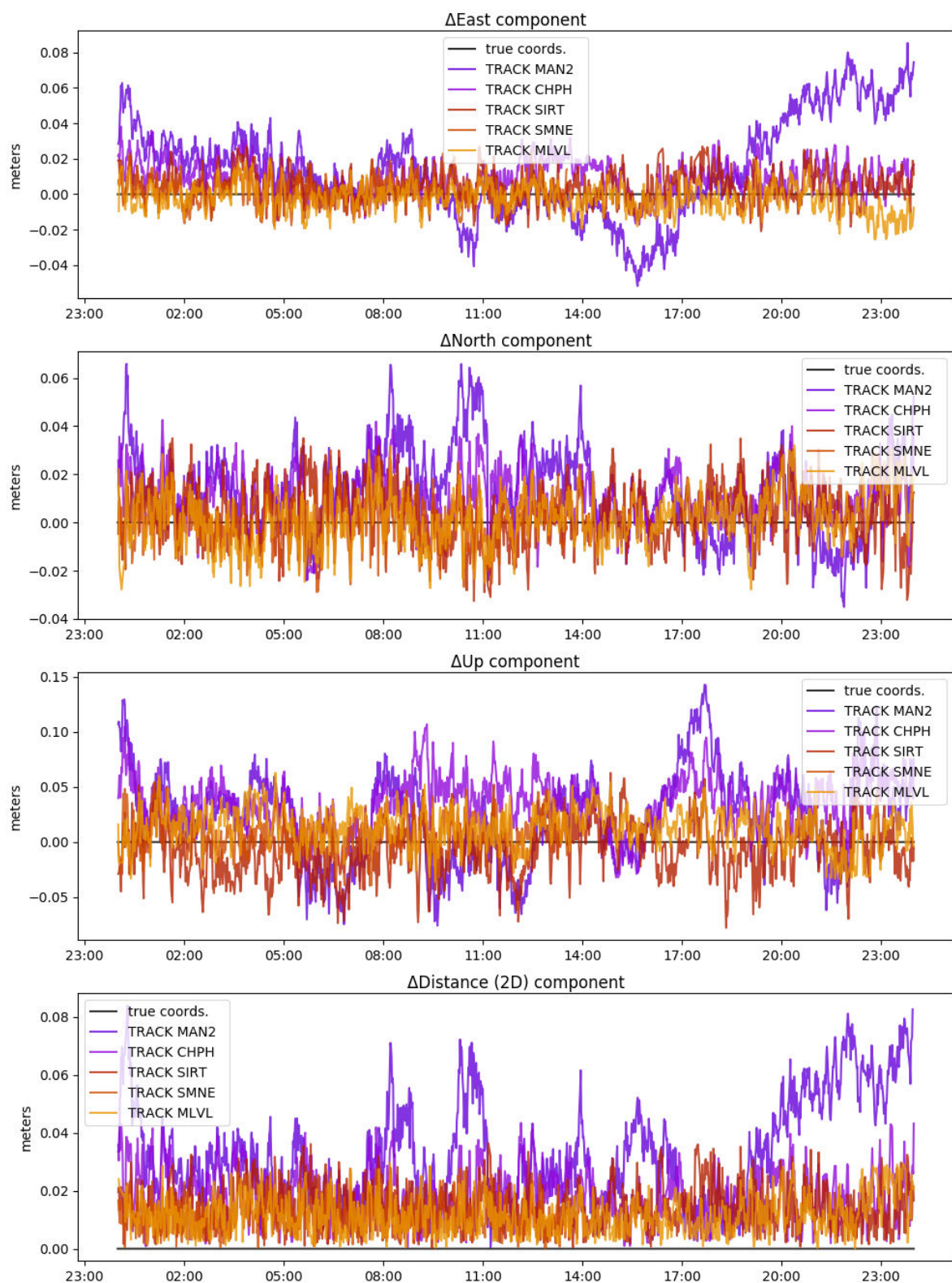


FIG. 8.6 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre les solutions déterminées par traitement différentiel avec TRACK et les coordonnées de référence pour la station rover *ENSG*

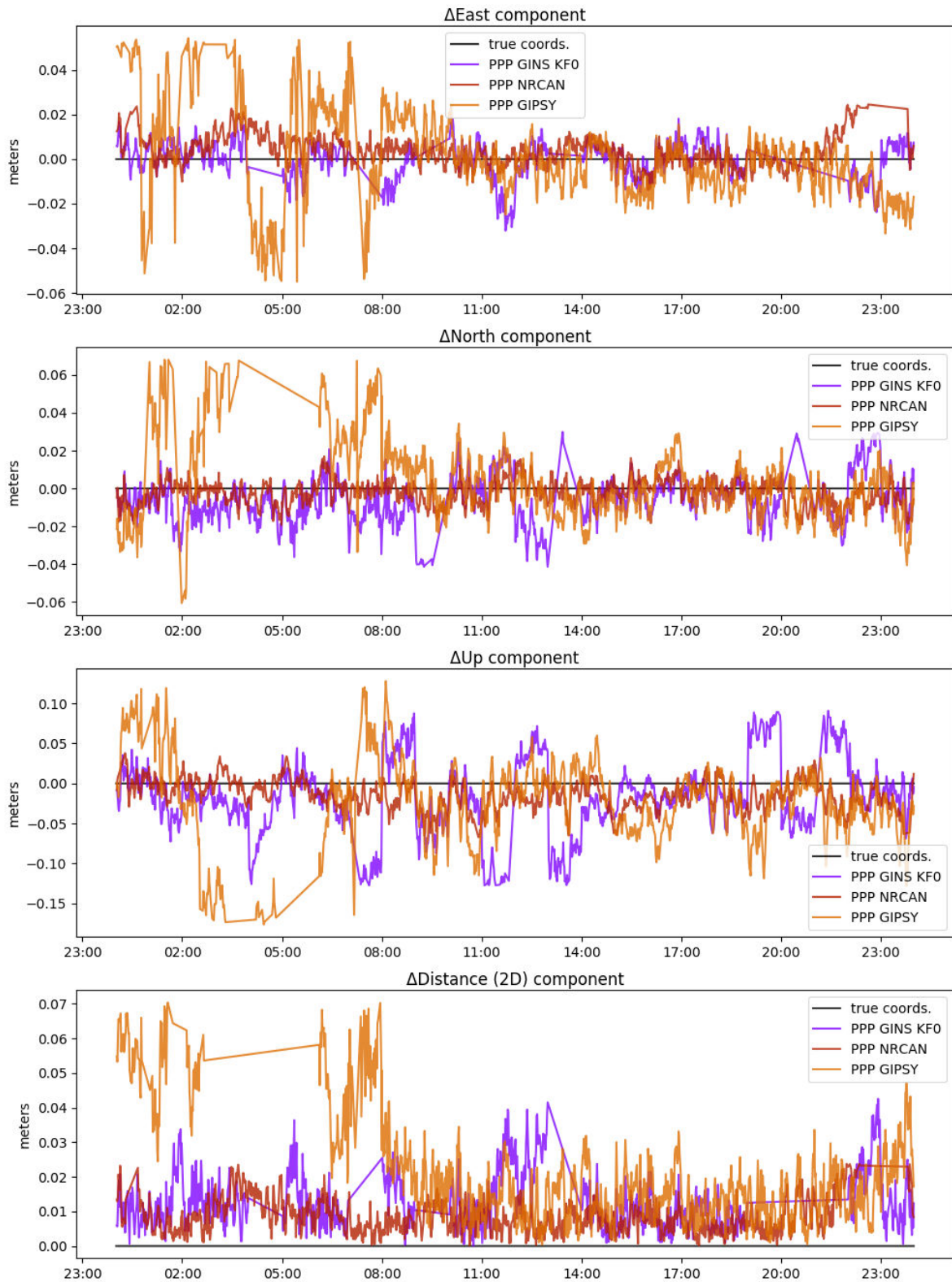


FIG. 8.7 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre les solutions déterminées par traitement PPP et les coordonnées de référence pour la station rover *ENSG*

Expérience	$\langle \Delta E \rangle$	RMS ΔE	$\sigma \Delta E$	$\langle \Delta N \rangle$	RMS ΔN	$\sigma \Delta N$	$\langle \Delta U \rangle$	RMS ΔU	$\sigma \Delta U$
RTKLIB MLVL	-0.0021	0.0098	0.0096	-0.0006	0.0111	0.0110	0.0195	0.0296	0.0223
RTKLIB SMNE	-0.0035	0.0073	0.0064	0.0038	0.0072	0.0061	0.0090	0.0148	0.0117
RTKLIB SIRT	-0.0098	0.0191	0.0165	-0.0077	0.0161	0.0142	-0.0126	0.0274	0.0243
RTKLIB CHPH	-0.0416	0.0606	0.0441	-0.0304	0.0604	0.0522	0.0585	0.1049	0.0870
RTKLIB MAN2	-0.1155	0.1572	0.1067	-0.0314	0.1492	0.1459	0.0685	0.2583	0.2491
TRACK MLVL	-0.0023	0.0080	0.0077	0.0018	0.0107	0.0106	0.0128	0.0211	0.0167
TRACK SMNE	0.0019	0.0077	0.0075	0.0009	0.0098	0.0098	0.0077	0.0183	0.0166
TRACK SIRT	0.0037	0.0097	0.0090	0.0030	0.0123	0.0119	-0.0075	0.0245	0.0233
TRACK CHPH	0.0095	0.0135	0.0095	0.0100	0.0151	0.0113	0.0350	0.0429	0.0248
TRACK MAN2	0.0143	0.0307	0.0271	0.0130	0.0217	0.0174	0.0227	0.0471	0.0412
PPP GINS	-0.0006	0.0094	0.0094	-0.0054	0.0158	0.0149	-0.0176	0.0511	0.0480
PPP NRCAN	0.0037	0.0090	0.0082	-0.0023	0.0088	0.0085	-0.0149	0.0257	0.0209
PPP GIPSY	0.0005	0.0193	0.0193	0.0035	0.0209	0.0206	-0.0223	0.0570	0.0524

Expérience	$\langle \Delta D_{2D} \rangle$	RMS ΔD_{2D}	$\sigma \Delta D_{2D}$	$\langle \Delta D_{3D} \rangle$	RMS ΔD_{3D}	$\sigma \Delta D_{3D}$	RMS_{3D}	RMS_{2D}
RTKLIB MLVL	0.0134	0.0153	0.0075	0.0309	0.0334	0.0127	0.0191	0.0105
RTKLIB SMNE	0.0089	0.0102	0.0049	0.0154	0.0171	0.0075	0.0104	0.0072
RTKLIB SIRT	0.0212	0.0254	0.0141	0.0352	0.0388	0.0163	0.0214	0.0177
RTKLIB CHPH	0.0744	0.0871	0.0453	0.1238	0.1489	0.0827	0.0781	0.0605
RTKLIB MAN2	0.1911	0.2152	0.0989	0.3032	0.3359	0.1446	0.1947	0.1533
TRACK MLVL	0.0113	0.0129	0.0061	0.0229	0.0253	0.0106	0.0144	0.0095
TRACK SMNE	0.0111	0.0125	0.0057	0.0198	0.0219	0.0092	0.0128	0.0089
TRACK SIRT	0.0138	0.0156	0.0072	0.0258	0.0288	0.0129	0.0168	0.0111
TRACK CHPH	0.0184	0.0204	0.0087	0.0435	0.0472	0.0184	0.0274	0.0143
TRACK MAN2	0.0329	0.0375	0.0179	0.0532	0.0572	0.0211	0.0348	0.0266
PPP GINS	0.0144	0.0170	0.0091	0.0517	0.0669	0.0425	0.0314	0.0130
PPP NRCAN	0.0108	0.0125	0.0062	0.0254	0.0289	0.0138	0.0165	0.0089
PPP GIPSY	0.0214	0.0266	0.0158	0.0511	0.0620	0.0350	0.0368	0.0201

TAB. 8.3 – Différences moyennes (arithmétique notée $\langle \cdot \rangle$, et RMS) et écarts type suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance, ainsi que les indicateurs RMS_{3D} et RMS_{2D} entre les solutions déterminées par différents traitements et les coordonnées de référence pour la station rover *ENSG*

8.1.5.2 Récepteur mobile

Pour la bouée mobile, il n'existe pas *a fortiori* de solution de référence fiable. On utilise alors comme référence la solution TRACK en mode *short* avec la station de base la plus proche, à savoir *ILDX*. Les autres solutions sont alors ramenées dans le référentiel topocentrique de celle-ci à chaque époque et sont comparées, suivant la méthode décrite ci-dessus. Les résultats des comparaisons de solution sont présentés dans les figures 8.8 à 8.11 et dans le tableau 8.4.

Concernant le traitement via RTKLIB, le constat est le même que précédemment : la solution se dégrade rapidement et des RMS_{3D} et $RMS_{2D} \sim 5$ cm sont atteints dès la station *AUNI*, à 20 km du chantier. Concernant les traitements avec TRACK, les RMS_{3D} et RMS_{2D} restent ~ 3 cm jusqu'à la station *MAN2* à 245 km du rover. Les traitements PPP ont des RMS_{2D} légèrement inférieurs à 2 cm, ce qui les rend similaires au RMS_{2D} des traitements différentiels pour des stations de base situées à une cinquantaine de kilomètres du rover. Les RMS_{3D} de chacun des traitements PPP sont en revanche relativement différents les uns des autres, pouvant atteindre ~ 5 cm pour GINS ; cet indicateur est en effet sensible à la détermination de la composante verticale, la plus difficile à estimer. Il faut aussi noter que composante verticale de GIPSY est affectée par un offset.

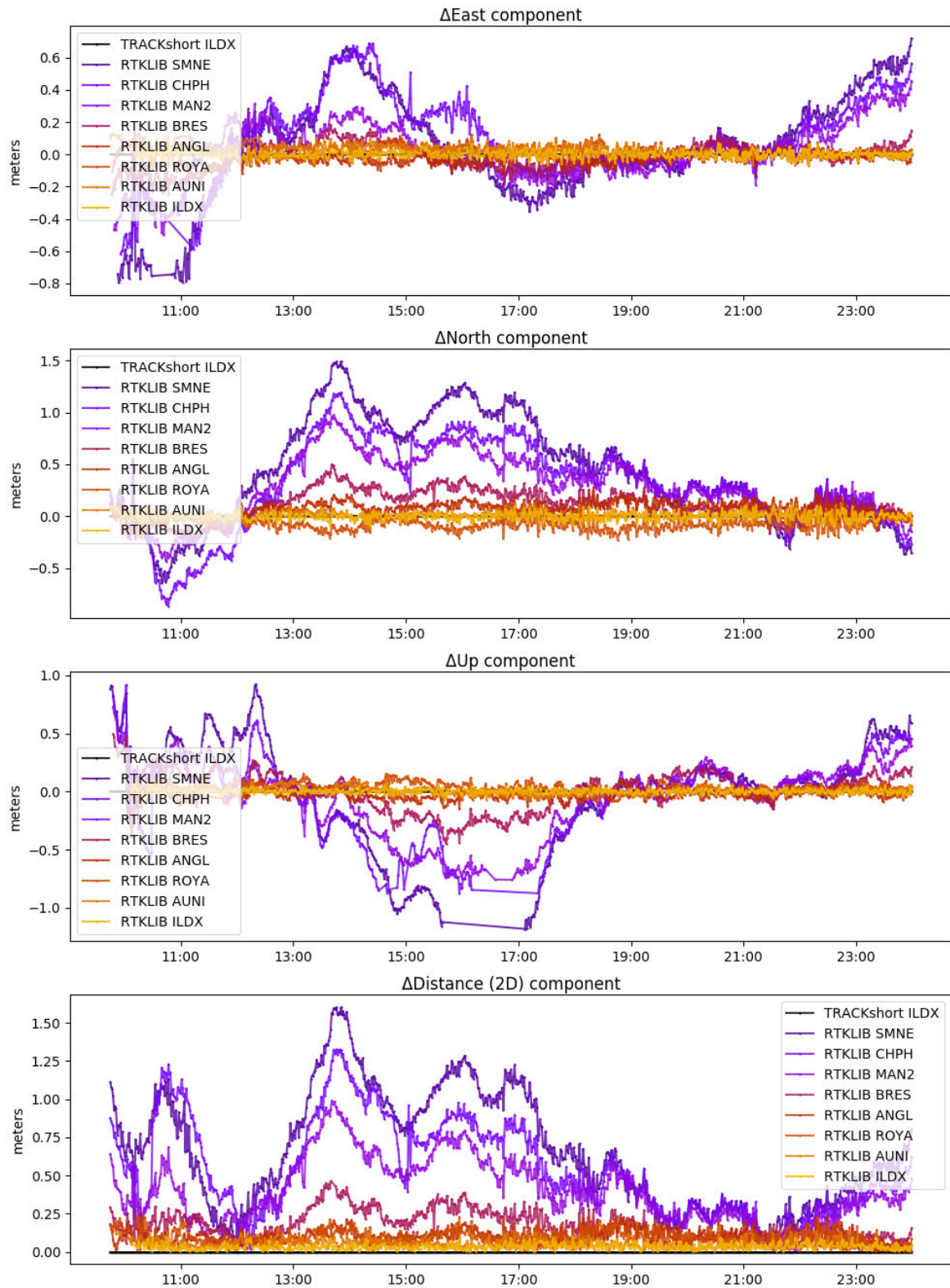


FIG. 8.8 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre les solutions déterminées par traitement différentiel avec RTKLIB et la solution de référence (TRACK avec pour base *ILDX*) pour la bouée rover *UMRB*; toutes les stations de base sont représentées

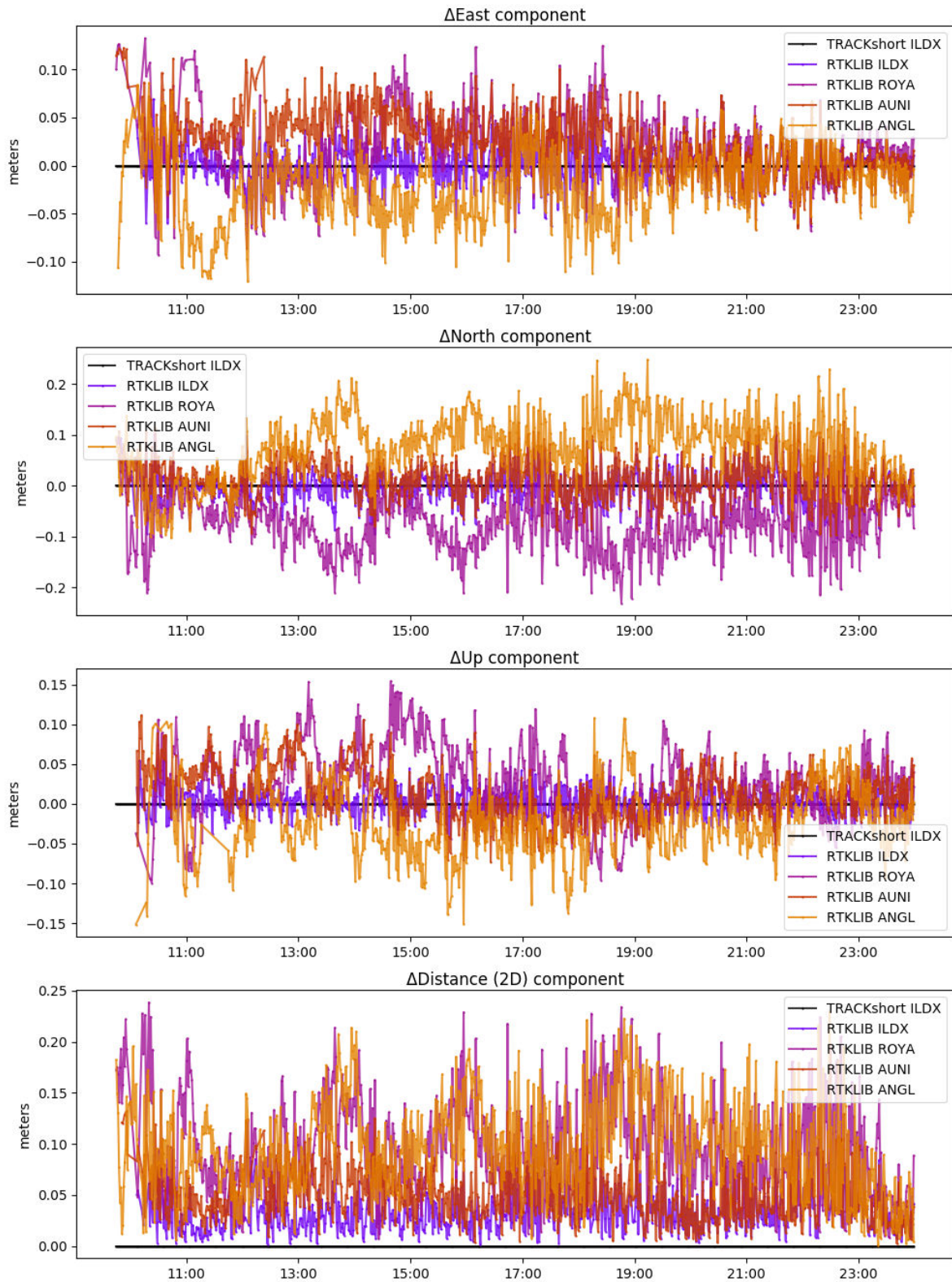


FIG. 8.9 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre les solutions déterminées par traitement différentiel avec RTKLIB et la solution de référence (TRACK avec pour base *ILDX*) pour la bouée rover *UMRB*; seules les stations cohérentes sont représentées

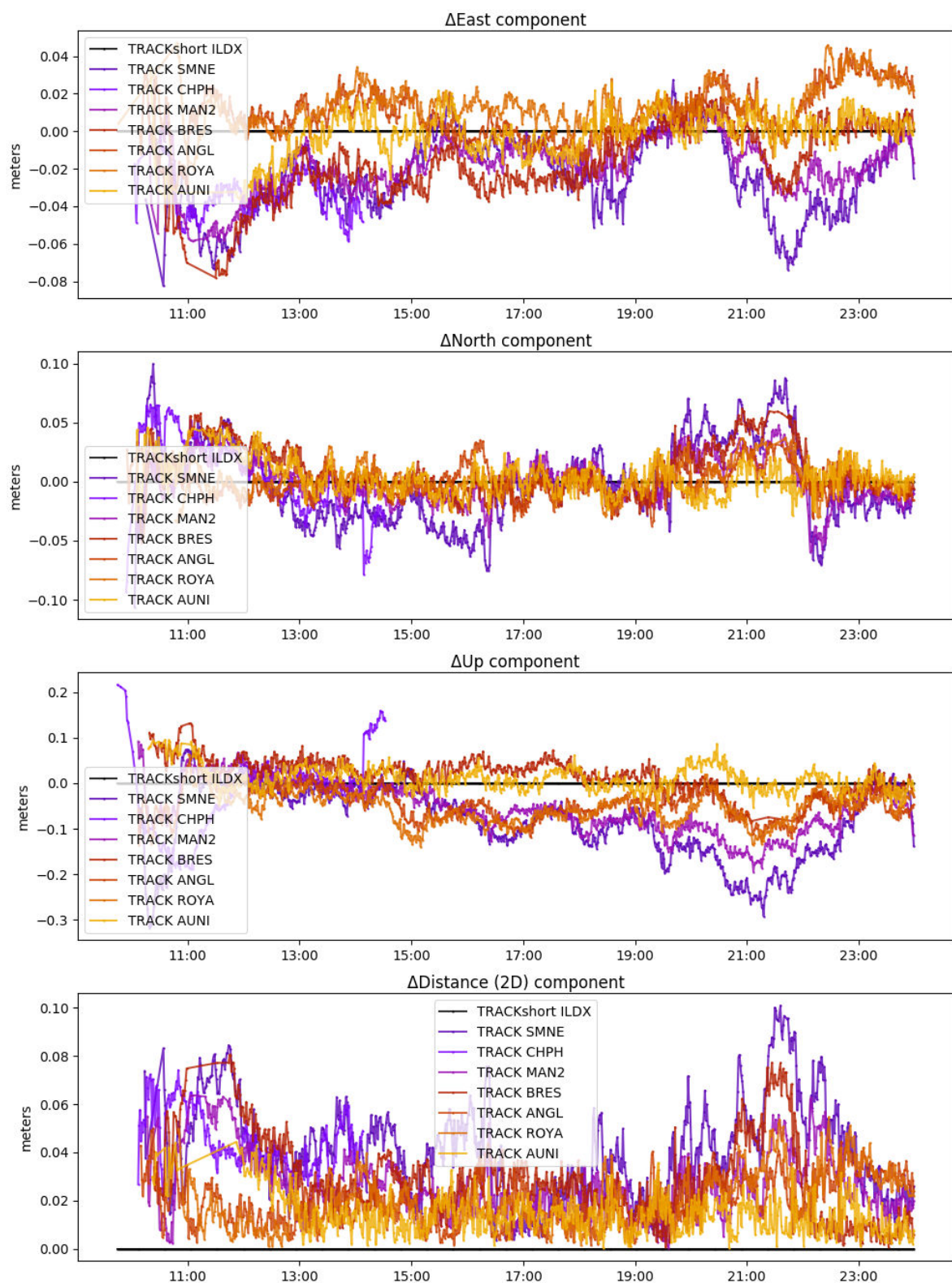


FIG. 8.10 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre les solutions déterminées par traitement différentiel avec TRACK et la solution de référence (TRACK avec pour base *ILDX*) pour la bouée rover *UMRB*

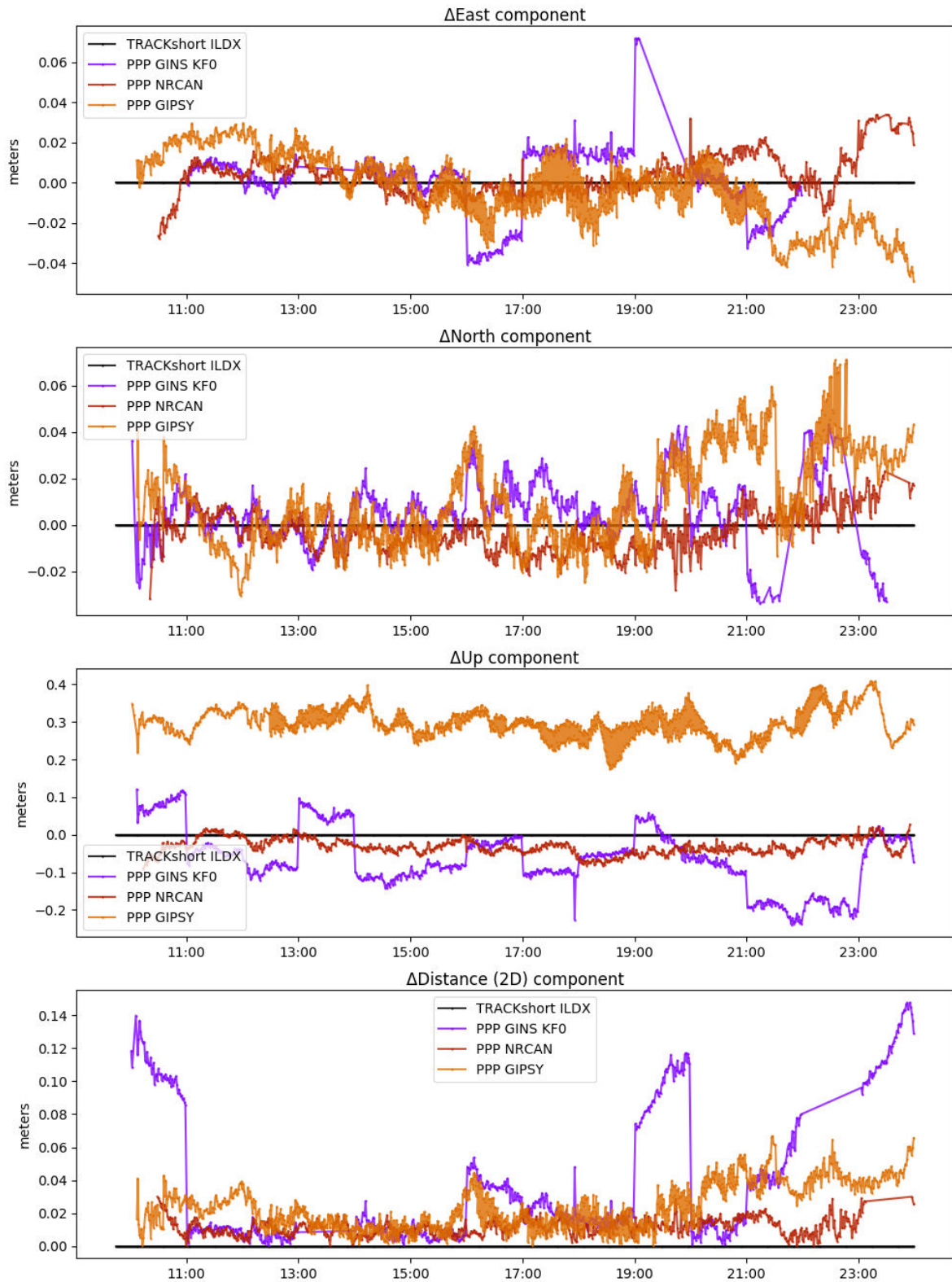


FIG. 8.11 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre les solutions déterminées par traitement PPP et la solution de référence (TRACK avec pour base *ILD*X) pour la bouée rover *UMRB*

Expérience	$\langle \Delta E \rangle$	RMS ΔE	$\sigma \Delta E$	$\langle \Delta N \rangle$	RMS ΔN	$\sigma \Delta N$	$\langle \Delta U \rangle$	RMS ΔU	$\sigma \Delta U$
RTKLIB ILDX	0.0002	0.0227	0.0227	-0.0001	0.0342	0.0342	0.0019	0.0183	0.0182
RTKLIB AUNI	0.0258	0.0410	0.0319	0.0135	0.0406	0.0383	0.0113	0.0347	0.0328
RTKLIB ROYA	0.0193	0.0399	0.0349	-0.0791	0.0933	0.0495	0.0303	0.0532	0.0438
RTKLIB ANGL	-0.0216	0.0425	0.0366	0.0756	0.0981	0.0625	-0.0226	0.0488	0.0432
RTKLIB BRES	-0.0125	0.0803	0.0793	0.1160	0.1797	0.1373	0.0082	0.1670	0.1668
RTKLIB MAN2	0.0210	0.1785	0.1772	0.2863	0.4129	0.2976	-0.0617	0.3157	0.3096
RTKLIB CHPH	0.1154	0.2722	0.2465	0.2959	0.5274	0.4366	-0.0274	0.3331	0.3320
RTKLIB SMNE	0.0587	0.3211	0.3156	0.4252	0.6578	0.5019	-0.0100	0.4483	0.4481
TRACK ILDX	0.0029	0.0064	0.0057	-0.0002	0.0097	0.0097	-0.0133	0.0231	0.0188
TRACK AUNI	-0.0010	0.0115	0.0114	0.0039	0.0154	0.0149	0.0102	0.0281	0.0262
TRACK ROYA	0.0139	0.0179	0.0112	0.0020	0.0127	0.0126	-0.0536	0.0630	0.0330
TRACK ANGL	0.0098	0.0165	0.0133	-0.0002	0.0130	0.0130	-0.0454	0.0571	0.0347
TRACK BRES	-0.0178	0.0263	0.0194	0.0091	0.0237	0.0219	0.0182	0.0416	0.0374
TRACK MAN2	-0.0179	0.0228	0.0142	0.0010	0.0191	0.0191	-0.0535	0.0768	0.0551
TRACK CHPH	-0.0349	0.0369	0.0119	0.0067	0.0331	0.0324	-0.0221	0.0890	0.0862
TRACK SMNE	-0.0238	0.0319	0.0212	-0.0006	0.0341	0.0341	-0.0826	0.1153	0.0806
PPP GINS KF0	0.0013	0.0194	0.0194	0.0043	0.0163	0.0157	-0.0616	0.1007	0.0797
PPP NRCAN	0.0038	0.0122	0.0116	-0.0030	0.0119	0.0115	-0.0305	0.0386	0.0237
PPP GIPSY	-0.0021	0.0157	0.0156	0.0103	0.0224	0.0199	0.2955	0.2981	0.0393

Expérience	$\langle \Delta D_{2D} \rangle$	RMS ΔD_{2D}	$\sigma \Delta D_{2D}$	$\langle \Delta D_{3D} \rangle$	RMS ΔD_{3D}	$\sigma \Delta D_{3D}$	RMS_{3D}	RMS_{2D}
RTKLIB ILDX	0.0341	0.0398	0.0205	0.0341	0.0398	0.0205	0.0259	0.0290
RTKLIB AUNI	0.0503	0.0574	0.0276	0.0503	0.0574	0.0276	0.0389	0.0408
RTKLIB ROYA	0.0953	0.1059	0.0461	0.0953	0.1059	0.0461	0.0662	0.0718
RTKLIB ANGL	0.0976	0.1076	0.0453	0.0976	0.1076	0.0453	0.0678	0.0756
RTKLIB BRES	0.1695	0.1956	0.0978	0.1695	0.1956	0.0978	0.1490	0.1392
RTKLIB MAN2	0.3993	0.4512	0.2101	0.3993	0.4512	0.2101	0.3173	0.3181
RTKLIB CHPH	0.5419	0.6241	0.3095	0.5419	0.6241	0.3095	0.3930	0.4197
RTKLIB SMNE	0.6505	0.7523	0.3780	0.6505	0.7523	0.3780	0.4956	0.5176
TRACK ILDX	0.0100	0.0112	0.0051	0.0100	0.0112	0.0051	0.0149	0.0082
TRACK AUNI	0.0145	0.0167	0.0084	0.0145	0.0167	0.0084	0.0196	0.0136
TRACK ROYA	0.0206	0.0233	0.0109	0.0206	0.0233	0.0109	0.0385	0.0155
TRACK ANGL	0.0193	0.0216	0.0098	0.0193	0.0216	0.0098	0.0351	0.0149
TRACK BRES	0.0289	0.0335	0.0170	0.0289	0.0335	0.0170	0.0316	0.0251
TRACK MAN2	0.0262	0.0291	0.0128	0.0262	0.0291	0.0128	0.0476	0.0210
TRACK CHPH	0.0451	0.0468	0.0124	0.0451	0.0468	0.0124	0.0588	0.0350
TRACK SMNE	0.0409	0.0455	0.0200	0.0409	0.0455	0.0200	0.0718	0.0330
PPP GINS KF0	0.0392	0.0555	0.0393	0.0392	0.0555	0.0393	0.0600	0.0179
PPP NRCAN	0.0138	0.0155	0.0070	0.0138	0.0155	0.0070	0.0244	0.0120
PPP GIPSY	0.0225	0.0263	0.0136	0.0225	0.0263	0.0136	0.1728	0.0194

TAB. 8.4 – Différences moyennes (arithmétique, notée $\langle \cdot \rangle$, et RMS) et écarts types suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance, ainsi que les indicateurs RMS_{3D} et RMS_{2D} entre les solutions déterminées par différents traitements et la solution de référence (TRACK en mode *short* avec pour base *ILDX*) pour la bouée rover *UMRB*

8.2 Rattachements topométriques des instruments à bord

Cette étape a pour but de définir les vecteurs dits *de rattachement* entre les instruments embarqués, mais également, étape préalable, définir un repère ortho-normé interne à et solidaire de la plate-forme (le repère *RPY*). Cette opération s'effectue via les techniques de topométrie³ classique (triangulation et mesure de distances au tachéomètre) et le traitement des observations est basé sur les formules de trigonométrie idoines.

Ici, nous considérons la plate-forme la plus simple conceptuellement, mais également la plus technique en termes d'exploitation pratique : le navire. Le problème de topométrie à bord est rendu plus complexe qu'un levé standard à terre par deux aspects : premièrement, si l'on souhaite pouvoir exploiter les instruments déployés à demeure sur le bateau (centrale d'attitude, GPS de navigation) il faut se rattacher sur le référentiel interne préexistant, et pour ce faire, réaliser des observations sur ou à partir des points matérialisant ce repère. La réciproque étant que si l'on ne souhaite pas se rattacher au repère préexistant, il faut quoi qu'il en soit en créer un nouveau. Ceci exige dans tous les cas de devoir déployer de manière temporaire ou permanente un ensemble de points d'appui permettant de matérialiser ou de densifier le référentiel interne.

Deuxièmement, il faut composer avec le fait que le navire est non seulement mobile, mais également soumis à la gîte et la houle, ainsi que dans une moindre mesure à une déformation structurale interne. Ce constat simple a des implications notables pour les observations topométriques : le tachéomètre est particulièrement sensible aux mouvements, ce qui a pour effet de bruite les mesures. D'autre part, l'axe vertical du tachéomètre est à terre perpendiculaire à une équipotentielle du champ de pesanteur, à l'issue d'une opération communément appelée « bullage », où l'instrument est correctement calé à l'aide d'une bulle niveleuse. À bord, on souhaite que ce même axe vertical du tachéomètre soit cette fois-ci parallèle à l'axe des *Z* du navire, qui lui n'est pas forcément parallèle à la verticale locale. Dans la mesure

3. Même si ce terme est synonyme de topographie, nous le préférons car il n'est question ici que de « mesure » comme finalité, et non de représentation « graphique »

où il n'existe pas de moyen simple d'accéder à cet axe Z , une approximation doit être faite sur la verticalité du tachéomètre, en réalisant un bullage grossier lorsque le navire est à quai et relativement stable.

Ces opérations de topométrie à bord ont été réalisées sur deux navires de gabarits différents : le *Pourquoi Pas ?* dans le cadre de la campagne *MARSITE* (chapitre 3), le *Téthys II* dans le cadre de la campagne *GEODESEA* (qui sera par ailleurs décrite en détail dans le chapitre 10). L'expérience réalisée à bord du *Pourquoi Pas ?* avait comme principal but de tester une méthodologie de métrologie, sans avoir l'intégralité des matériels GNSS/A déployés (typiquement, la tête acoustique n'était pas installée dans ce but). La mission *GEODESEA* est quant à elle spécifiquement conçue pour du positionnement précis sous-marin.

Nous détaillons dans les prochaines sections la méthodologie employée pour mesurer l'emplacement des instruments nécessaires à la réalisation d'une expérience GNSS/A.

8.2.1 Référentiel interne du navire préexistant

Il peut être judicieux de rattacher les matériels déployés temporairement au référentiel interne existant du navire. C'est le cas par exemple du *Pourquoi Pas ?*, où un levé métrologique complet a été réalisé par la DCNS lors de la construction du navire. De plus, compte tenu des dimensions du bateau, il n'est pas aisé de réaliser un levé topométrique rapide en une seule visée, se baser sur l'existant est donc un choix judicieux. Exploiter ce référentiel permet théoriquement de se rattacher facilement aux installations et instruments à bord utiles, si ce n'est nécessaire, à la bonne marche de l'expérience GNSS/A : par exemple la centrale d'attitude, les GNSS, ou plus spécifiquement le puits *TravOcéan* percé dans la coque dans lequel la tête acoustique pourrait être introduite.

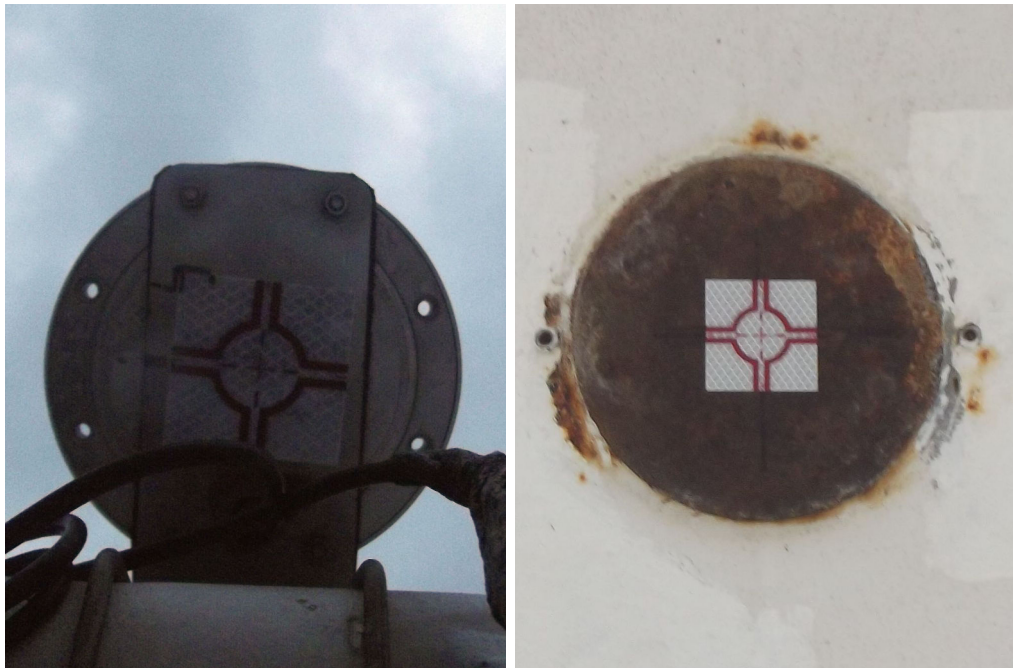
En pratique, il faut reconnaître les points référencés, et le cas échéant les matérialiser. En effet, dans le cas du *Pourquoi Pas ?*, il n'y a que trois points de référence, situés sur la ligne de foi, à l'avant, centre, et arrière du navire, et correspondant à

des cercles d'une dizaine de centimètres de diamètre. Ils sont trop imprécis et non adaptés pour un levé topométrique au tachéomètre.

8.2.2 Installation des matériels temporaires

Les matériels déployés à bord du navire le temps de la campagne peuvent être classés en deux parties : ceux nécessaires à la réalisation de l'expérience GNSS/A proprement dite (en pratique ce sont principalement les antennes GNSS, mais aussi la tête acoustique et la centrale d'attitude) et ceux nécessaires aux opérations de topométrie : tachéomètre et prismes. Il est nécessaire d'installer physiquement sur le bateau :

- des réflecteurs autocollants pour les points isolés (figure 8.12). Ils servent à la fois à définir un point de visée pour les instruments installés (à demeure ou non) et à matérialiser les points de référence du repère interne au bateau (préexistant ou *ad hoc*).
- des perches pour les antennes GNSS (figure 8.13). On veillera à les disposer à la fois de manière à limiter au maximum le masque causé par la structure du navire et à les éloigner le plus possible des antennes actives (radar, radio ...) sources de perturbation.
- des plaques-soutiens usinées spécifiquement pour l'expérience, pouvant se fixer par un système d'étriers au bastingage du navire (figure 8.14). Sur ces plaques s'adaptent des embases topographiques standards servant elles-mêmes de support aux prismes, tachéomètre, ou aux antennes GNSS. Les embases sont nivelées à quai, restent à demeure et ne sont pas réajustées pendant l'intégralité de la campagne.
- une perche latérale en partie immergée sur laquelle est installée la tête acoustique (figure 8.15). Il est judicieux d'adjoindre directement sur celle-ci une centrale d'attitude, et dans son prolongement une antenne GNSS, ceci afin de réduire notablement les bras de levier avec le centre de phase de la tête acoustique. À bord du *Théthys II*, une potence a ainsi été installée à l'aplomb de la perche pour y recevoir une antenne GNSS (figure 10.5(b)).



(a) au niveau de l'antenne GNSS installée à demeure en tête du mât (b) au niveau d'un point de référence sur le pont supérieur

FIG. 8.12 – Réflecteurs autocollants installés sur le *Pourquoi Pas ?*



(a) équipée d'un prisme 360°

(b) équipée d'un marqueur autocollant

FIG. 8.13 – Perches supportant les antennes GNSS



(a) Tachéomètre installé sur une plaque-support (b) Prisme installé sur une plaque-support

FIG. 8.14 – Plaques amovibles fixées aux filières des garde-corps, et recevant les embases servant elles-mêmes de support aux instruments



(a) Perche en position repliée. La tête acoustique (avec centrale d'attitude intégrée) est au premier plan, et la potence équipée d'une antenne GNSS est visible en arrière-plan (b) Potence à l'aplomb de la perche équipée d'un prisme lors du levé topométrique

FIG. 8.15 – Perche latérale immergée supportant la tête acoustique à bord du *Théthys II*

8.2.3 Procédure de mesure

À chaque opération de levé (également anglicisée en *survey*), on réalise au tachéomètre sur chaque point de station un double tour d’horizon par double retournement [Milles & Lagofun, 1999], où l’on observe la distance par rapport au tachéomètre, ainsi que les angles horizontaux et zénithaux. Cependant, on enregistre non pas une, mais dix mesures, avec réajustement de la visée après cinq, ceci pour compenser la gîte qui perturbe la stabilité de l’instrument. Ces 5 + 5 mesures seront ensuite moyennées lors du traitement.

Des stratégies différentes ont cependant été mises en place selon les campagnes, décrites ci-après.

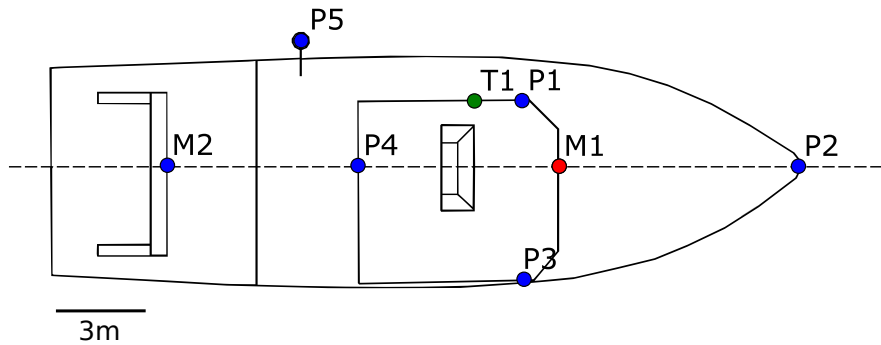
8.2.3.1 *Téthys II (GEODESEA)*

Pour l’expérience *GEODESEA*, il a été décidé de procéder à des mesures topométriques uniquement au début et à la fin de la mission, avant l’appareillage et au retour au port, lorsque le navire est stable. Ceci permet également d’interchanger facilement les antennes avec les prismes, les GNSS n’étant plus nécessaires. Il y a ainsi deux sessions de mesures, notées *A* et *B*, la première réalisée le 17 juin et la seconde le 22 juin.

Compte tenu de la relative petite taille du navire (24.90 m), un seul point de station seulement est nécessaire, et est judicieusement choisi pour pouvoir y viser tous les autres. Le *Téthys II* ne dispose pas de référentiel interne préalablement observé, ou tout du moins celui-ci n’est pas accessible. Nous avons donc défini notre propre référentiel *ad hoc*, combiné avec les emplacements des antennes GNSS. Les points matérialisés et mesurés sont représentés sur la figure 8.16.

Les points *Mx* désignent des marqueurs autocollants, les *Px* des supports à prismes ou à antennes GNSS, et le point *T1* représente la station du tachéomètre. Le marqueur *M1* constitue l’origine, la ligne de foi (axe *X*) est définie comme étant la droite passant par *M1* et *P2*, et l’axe *Y* est matérialisé par les points *P1* et *P3*. En phase opérationnelle d’observation acoustique, les points *P1*, *P2*, *P3* et *P5* reçoivent des antennes GNSS. L’antenne en *P5* est une antenne « maître » dans le prolongement de la tête acoustique, afin de positionner cette dernière avec un bras de levier moindre. Les antennes en *P1*, *P2*, *P3* ont pour vocation première de me-

sur l'attitude du navire, mais également de se substituer à l'antenne « maître » en cas de défaillance.



Tethys II - Marseille

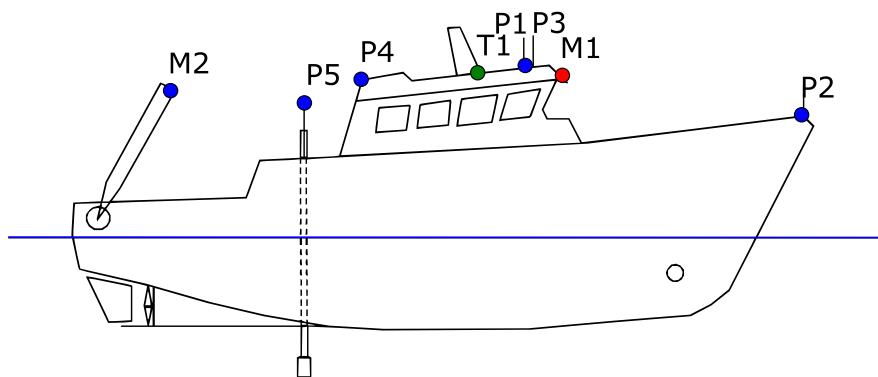


FIG. 8.16 – Points mesurés lors des opérations de topométrie à bord du *Téthys II*. Le point rouge correspond à l'origine arbitraire du repère, le point vert au point de stationnement du tachéomètre. Les points *P* correspondent à des plaques-supports où sont installés prismes ou antennes, et les points *M* à des marqueurs autocollants

8.2.3.2 Pourquoi Pas ? (MARSITE)

L'expérience de métrologie réalisée sur le *Pourquoi Pas ?* se focalise ici plus sur les possibilités offertes par le « navire amiral » de la flotte océanographique

française pour la faisabilité d'une campagne GNSS/A, ce dernier étant le plus à même de réaliser cette mission dans le contexte antillais.

Les dimensions du navire sont autrement plus imposantes que celles du *Téthys II*. (107.6 m), ce qui impose des contraintes pratiques supplémentaires. Il est nécessaire de procéder à des observations tachéométriques à partir de plusieurs points de station. Trois antennes ont été installées à l'avant, sur le pont supérieur et à l'arrière comme illustré figure 8.17. Un réseau de points repères (marqueurs auto-collants et prismes) a été installé sur le pont supérieur pour densifier le nombre d'observables, et ce afin d'apporter de la contrainte. Dans le cas contraire, les points seraient tous répartis « en longueur » et leur détermination serait beaucoup plus sensible aux approximations d'horizontalité.

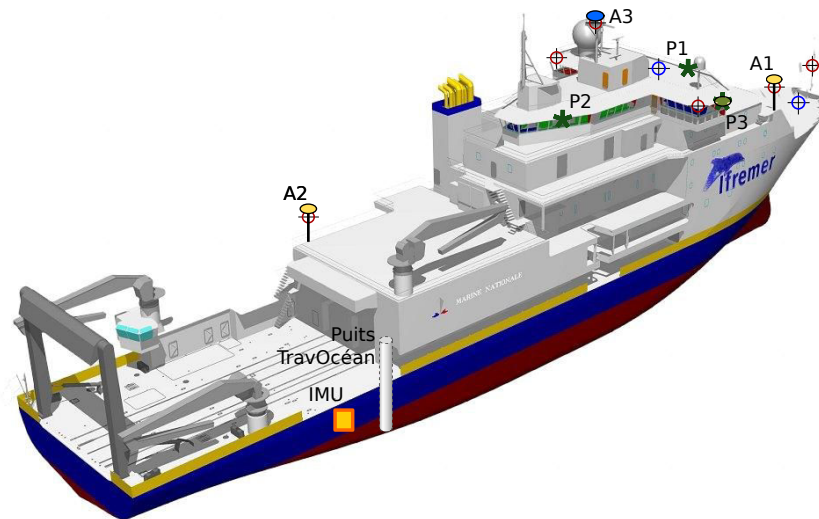


FIG. 8.17 – Points mesurés lors des opérations de topométrie à bord du *Pourquoi Pas ?* : les cibles bleues correspondent aux points de référence préexistants matérialisés pour les levés, et les cibles rouges représentent les points matérialisés spécifiquement pour l'occasion. Les astérisques verts représentent les plaques-supports, sur lesquelles sont alternativement installés le tachéomètre ou les prismes, voire une antenne GNSS pour le point *P3*. Les antennes installées le temps de la campagne sont représentées par des ellipses jaunes et l'antenne à demeure du navire est représentée par une ellipse bleue. Sont également représentées de manière indicative les positions sur le navire de la centrale d'attitude (IMU) et du puits TravOcéan.

Le temps à quai étant consacré à la préparation de la mission principale (voir chapitre 3), les observations métrologiques ont été réalisées alors que le navire était en mer. Les antennes étant en fonctionnement, il est préférable dans ce cas d'avoir un marqueur topométrique (réflecteur ou prisme) accessible sur le support en même temps que l'antenne déployée. Ainsi, un réflecteur autocollant a été placé sur la perche de l'antenne $A2$, et l'antenne $A1$ a été installée solidairement à un prisme 360° . L'antenne placée sur une plaque-support $P3$, a dû en revanche être démontée pour être remplacée par un prisme le temps de certains levés.

Au cours de la mission de 5 jours, on réalise en moyenne 2 levés par jour, un le matin et un second l'après-midi, pour un total de 11 levés. On stationne sur les points $P1$, $P2$, et $P3$ en début et fin de mission lorsque l'antenne installée sur ce point est retirée.

8.2.4 Traitement des données

Le traitement des données topométriques peut se décliner en quatre étapes :

Nettoyage et correction Les erreurs aberrantes sont nettoyées en utilisant la méthode de la MAD similaire à celle de la section 6.2.7.1, les excentricités (hauts de prismes) sont corrigées ainsi que les constantes de prisme.

Réduction des observations Les visées horizontales des cercles gauche et droit sont combinées suivant la formule :

$$Ah = \frac{Ah_G + (Ah_D - 200)}{2} \text{ si } Ah_D > 180^\circ \quad (8.20)$$

$$Ah = \frac{Ah_G + (Ah_D + 200)}{2} \text{ si } Ah_D < 180^\circ \quad (8.21)$$

Le cas échéant, les ensembles de 10 visées sont moyennés, afin d'obtenir des mesures d'angles horizontaux Ah , verticaux Av et de distances D moyennes pour chaque point ciblé.

Détermination de coordonnées approchées On détermine des coordonnées approchées pour chaque point à partir des formules de trigonométrie :

$$X = D_h * \cos Ah \quad (8.22)$$

$$Y = D_h * \sin Ah \quad (8.23)$$

$$Z = \frac{D_h}{\tan Av} \quad (8.24)$$

D_h étant la distance projetée sur l'horizontale telle que $D_h = D \cos Av$

Compensation finale par moindres carrés Les observations moyennées et les coordonnées approchées utilisées comme *a priori* sont injectées dans le logiciel de compensation par moindres carrés GaMa [Čepek, 2002]. Il permet de fixer ou de contraindre un point à une valeur donnée, mode que nous utilisons pour les points appartenant au réseau préexistant, ou au point origine du réseau *ad hoc*. Nous utilisons pour la compensation par moindres carrés les observations réduites des cercles gauche et droit, mais non moyennées.

8.2.5 Résultats

8.2.5.1 Pour les levés à bord de la *Téthys II*

Les tableaux 8.5 et 8.6 donnent les valeurs moyennes ainsi que l'écart type des angles azimutaux et zénithaux pour les sessions *A* et *B* visées en série pour les points observés depuis le point de station du théodolite *T1*. On constate que l'écart type est de l'ordre de 10^{-4° dans la plupart des cas, mais peut être pour certains points de l'ordre de 10^{-3° , voire 10^{-2° . Si l'on cherche une exactitude millimétrique à $10m$, l'écart de fermeture doit théoriquement être de $\frac{10^{-3}}{10} = 10^{-4}rad \sim 0.006^\circ$. Les observations restent globalement compatibles avec cette valeur seuil.

Les tableaux 8.7 et 8.8 présentent les coordonnées approchées obtenues à partir des observations moyennées. On constate des différences millimétriques entre les levées *A* et *B*.

Les tableaux 8.9 et 8.10 donnent les résultats de la compensation par moindres carrés. Cette fois-ci, les écarts entre les corrections sont de l'ordre du centimètre

voire de la dizaine de centimètres. Les écarts types sont au maximum de 5 mm pour la session *B* et atteignent 20 mm pour certains points de la session *A*. De manière générale, la session *A* semble entachée d'erreurs de mesures, induisant ces écarts types importants.

Cible	Ah (°)	σAh (°)	Av (°)	σAv (°)	D (m)	σD (m)	N obs.
P2	153.79343	0.00031	98.75461	0.00017	11.88990	0.00018	20
P3	215.88860	0.00109	80.98256	0.00752	5.88419	0.00021	20
P1	140.64360	0.03084	64.16176	0.01687	2.07478	0.00431	40
P4	285.05988	0.00177	88.50382	0.00134	3.27035	0.00092	20
M1	178.11168	0.00041	92.77695	0.00350	3.67736	0.00020	20
M2	311.98083	0.00032	95.36480	0.00145	10.22564	0.00072	20

TAB. 8.5 – Valeurs moyennes et écarts types des ensembles de visées d'angles et de distances à bord du *Téthys II* pour la session *A*

Cible	Ah (°)	σAh (°)	Av (°)	σAv (°)	D (m)	σD (m)	N obs.
P2	153.79064	0.00055	98.74712	0.00013	11.88916	0.00017	20
P3	215.88002	0.00320	80.97878	0.01377	5.88570	0.00055	20
P1	140.69097	0.00716	64.28473	0.00169	2.07148	0.00018	41
P4	285.09675	0.00028	88.51496	0.00061	3.27052	0.00004	10
P5	342.10174	0.00465	107.46938	0.00158	6.08257	0.00014	20
M1	178.11379	0.00281	92.78860	0.00163	3.67638	0.00041	20
M2	311.98248	0.00089	95.37833	0.00118	10.22218	0.00154	20

TAB. 8.6 – Valeurs moyennes et écarts types des ensembles de visées d'angles et de distances à bord du *Téthys II* pour la session *B*

Cible	X (m)	Y (m)	Z (m)
M1	+0.0000	+0.0000	+0.0000
M2	-12.9944	+0.0335	-0.7793
P1	-1.1614	+2.1755	+1.0777
P2	+8.5398	-0.0000	-1.6292
P3	-1.2571	-3.4563	+1.1017
P4	-5.6112	+0.0248	+0.2645
P5	-8.5374	+3.9268	-1.6505
T1	-3.0253	+2.0811	+0.1789

TAB. 8.7 – Coordonnées approchées estimées par trigonométrie des points à bord du *Téthys II* pour la session *A*

Cible	X (m)	Y (m)	Z (m)
M1	+0.0000	+0.0000	+0.0000
M2	-12.9988	+0.0327	-0.7779
P1	-1.1822	+2.1765	+1.0723
P2	+8.5393	+0.0000	-1.6315
P3	-1.2592	-3.4548	+1.1004
P4	-5.5926	+0.0380	+0.2638
T1	-3.0263	+2.0815	+0.1782

TAB. 8.8 – Coordonnées approchées estimées par trigonométrie des points à bord du *Téthys II* pour la session *B*

Point		Coords. apriori (m)	Correction (m)	Valeur ajustée (m)	σ (mm)
M2	x	-12.9944	0.04338	-12.951	18
	y	0.03352	0.00652	0.04004	8.5
	z	-0.78331	0.00969	-0.77362	1.6
P1	x	-1.1614	-0.20306	-1.36446	14.7
	y	2.17551	-0.01128	2.16423	8
	z	1.17669	-0.19422	0.98247	4.4
P2	x	8.5398	-0.131	8.4088	18
	y	-0	0.02253	0.02253	8.4
	z	-1.65024	0.04059	-1.60964	2.3
P3	x	-1.2571	-0.01944	-1.27655	12.4
	y	-3.45628	0.06713	-3.38916	15.5
	z	1.11351	-0.02747	1.08604	2.3
P4	x	-5.61118	0.02276	-5.58842	16
	y	0.0248	0.01298	0.03778	11.9
	z	0.26386	0.0003	0.26416	0.8
T1	X	-3.02533	0.00274	-3.02259	11.6
	Y	2.08114	-0.00188	2.07926	8
	Z	0.17907	-0.00125	0.17782	0.7

TAB. 8.9 – Résultats de l'inversion par moindres carrés du levé à bord du *Téthys II* pour la session *A*

Point		Coords. apriori (m)	Correction (m)	Valeur ajustée (m)	σ (mm)
M2	x	-12.9944	0.0491	-12.9453	5.5
	y	0.03352	0.00599	0.03951	2.6
	z	-0.78331	0.00903	-0.77427	0.5
P1	x	-1.1614	-0.18081	-1.34221	4.5
	y	2.17551	-0.0121	2.16342	2.5
	z	1.17669	-0.30962	0.86707	1.2
P2	x	8.5398	-0.13031	8.40949	5.5
	y	-0	0.02113	0.02113	2.6
	z	-1.65024	-0.07878	-1.72901	0.8
P3	x	-1.2571	-0.01816	-1.27526	3.8
	y	-3.45628	0.06619	-3.3901	4.8
	z	1.11351	-0.07828	1.03523	0.7
P4	x	-5.61118	0.00467	-5.6065	4.9
	y	0.0248	-0.0019	0.0229	3.7
	z	0.26386	-7e-05	0.26379	0.3
P5	x	-8.53735	0.25794	-8.27941	5.3
	y	3.92675	-0.08759	3.83917	2.8
	z	-1.73518	0.04888	-1.6863	1.4
T1	X	-3.02533	0.00385	-3.02147	3.6
	Y	2.08114	-0.00265	2.07849	2.5
	Z	0.17907	-0.00091	0.17816	0.2

TAB. 8.10 – Résultats de l'inversion par moindres carrés du levé à bord du *Téthys II* pour la session *B*

8.2.5.2 Pour les levés à bord du *Pourquoi Pas ?*

Concernant les mesures topométriques du *Pourquoi Pas ?*, l'intégralité des observations réduites, mais non moyennées des 11 sessions de levées, soit 1461 observations brutes ont été utilisées dans une même compensation *via* GaMa, présenté tableau 8.11. À l'issue du nettoyage interne au logiciel basé sur un test du χ^2 , où 1328 angles azimutaux, 759 angles zénithaux, et 1331 distances sont conservés (soit un total de 3418 observations). L'écart type des composantes Z reste cependant anormalement fort, et peut potentiellement entacher l'estimation des composantes X et Y , nous avons alors procédé à une séparation des compensations des composantes planimétriques et altimétriques (tableaux 8.12 et 8.13). Pour la compensation « planimétrique », 1328 angles azimutaux et 1378 distances sont retenus, et pour la compensation « altimétrique », l'intégralité des observations zénithales (1461) est conservée. Les corrections et écarts types des composantes X et Y pour la compensation « planimétrique » sont alors millimétriques. Celles des composantes Z de la compensation « altimétrique » sont d'un ordre de grandeur plus grand, ceci provenant sans doute des approximations de verticalité des différents points de station du tachéomètre, à savoir $P1$, $P2$, et $P3$.

Point		Coords. apriori (m)	correction (m)	Valeur ajustée (m)	σ (mm)
A1	x	86.3371	0.00011	86.3372	4.9
	y	0.03969	-0.00037	0.03932	3.7
	z	19.709	-0.00046	19.7085	2.6
A2	x	25.2327	-0.00604	25.2266	6.3
	y	-6.76703	0.00576	-6.76127	24.1
	z	19.0387	0.057	19.0957	201.4
A3	x	58.9582	-0.00301	58.9552	4
	y	0.25997	0.00208	0.26205	12.8
	z	37.2548	0.05774	37.3125	201.4
A4	x	80.8884	0.00082	80.8892	2
	y	9.45945	0.00347	9.46292	6.1
	z	23.8017	0.0019	23.8036	1.8
M1	x	101.479	-0.0008	101.478	4.5
	y	0.12612	-0.00099	0.12513	1.8
	z	21.2961	0.00052	21.2966	1.7
M2	x	64.3812	-0.00145	64.3798	0.8
	y	11.0093	0.002	11.0113	11
	z	27.8422	0.0011	27.8433	1.5
M3	x	67.7889	-0.00104	67.7879	3.9
	y	-0.05562	0.00203	-0.05359	10.2
	z	28.671	-0.0011	28.6699	1.6
M4	x	64.6038	0.00877	64.6126	6.6
	y	-9.99395	0.00215	-9.9918	10.8
	z	27.9431	-0.00046	27.9427	1.5
P1	x	71.3897	-0.0012	71.3885	4.9
	y	-5.07734	0.00191	-5.07543	8.5
	z	28.1487	-0.00224	28.1465	1.5
P2	x	53.0506	-0.00242	53.0482	4.7
	y	-3.74244	0.00366	-3.73878	14.7
	z	28.1644	0.05346	28.2179	201.4
P3	x	67.0548	0.00124	67.056	7.1
	y	-11.3113	0.00149	-11.3098	10
	z	28.0636	-0.21143	27.8521	328

TAB. 8.11 – Résultats de l'inversion par moindres carrés pour l'intégralité des levés topométriques réalisés à bord du *Pourquoi Pas ?* : compensation des composantes planimétriques et altimétriques conjointes

Point		Coords. apriori (m)	correction (m)	Valeur ajustée (m)	σ (mm)
A1	x	86.3362	-0.00055	86.3357	2.8
	y	0.04085	0.00094	0.04179	1.3
A2	x	25.2309	-0.0045	25.2264	2.5
	y	-6.7594	0.01404	-6.74536	6.7
A3	x	58.9573	-0.00296	58.9543	2.4
	y	0.26412	0.00702	0.27113	3.8
A4	x	80.8885	-0.00052	80.888	1.3
	y	9.46137	0.00322	9.46459	2.4
M1	x	101.478	-0.00199	101.476	2.2
	y	0.12564	-0.00153	0.12411	0.6
M2	x	64.3813	-0.00128	64.38	0.4
	y	11.0129	0.00564	11.0185	3.1
M3	x	67.7879	-0.00229	67.7856	1.6
	y	-0.0525	0.0055	-0.047	3.3
M4	x	64.6016	0.00666	64.6082	1.9
	y	-9.99054	0.00574	-9.9848	3
P1	x	71.3881	-0.00284	71.3853	1.4
	y	-5.07463	0.00474	-5.06989	2.4
P2	x	53.0491	-0.0039	53.0452	1.5
	y	-3.73777	0.0085	-3.72927	4.1
P3	x	67.0525	-0.00108	67.0514	2
	y	-11.3081	0.0048	-11.3033	2.8

TAB. 8.12 – Résultats de l'inversion par moindres carrés pour l'intégralité des levés topométriques réalisés à bord du *Pourquoi Pas ?* : compensation des composantes planimétriques seules

Point	Hauteur apriori (m)	Correction (m)	Valeur ajustée (m)	σ (mm)
A1	20.9329	-0.01242	20.9205	32.8
A2	19.6581	-0.02547	19.6327	35.8
A3	34.0714	-0.02629	34.0452	24.2
A4	24.1109	-0.01272	24.0982	28.1
M1	21.648	-0.00934	21.6387	41.1
M2	28.0046	-0.00048	28.0041	20.8
M3	28.8327	-0.01437	28.8183	14.8
M4	28.1059	-0.01679	28.0891	15.7
P1	28.31	-0.01501	28.295	12.1
P2	28.31	-0.02822	28.2818	16
P3	28.31	-0.0063	28.3037	16.2

TAB. 8.13 – Résultats de l'inversion par moindres carrés pour l'intégralité des levés topométriques réalisés à bord du *Pourquoi Pas ?* : compensation de la composante altimétrique seule

8.3 Gestion de l'attitude de la plate-forme

En sus de la position absolue et du référentiel interne de la plate-forme, il faut tenir compte de son orientation dans l'espace *i.e.* par les trois angles de Cardan (voir 4.2.3). Celle-ci est enregistrée via une centrale d'attitude embarquée, et restituée dans le traitement par la méthode décrite ci-dessous.

8.3.1 Rappel sur les quaternions

Les quaternions peuvent être vus comme une extension en 3 dimensions des nombres complexes, et permettent par des opérations basiques des simplifications dans les manipulations d'objets géométriques.

Un quaternion q se définit comme suit [Großekatthöfer & Yoon, 2012]:

$$q = q_s + q_x \cdot i + q_y \cdot j + q_z \cdot k \quad (8.25)$$

Où s, q_x, q_y, q_z sont des scalaires, et i, j, k trois symboles vérifiant la propriété fondamentale de Hamilton :

$$i^2 = j^2 = k^2 = ijk = -1 \quad (8.26)$$

On introduit alors la forme vectorielle d'un quaternion telle que :

$$\mathbf{q} = \begin{bmatrix} s \\ q_x \\ q_y \\ q_z \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s \\ \mathbf{v} \end{bmatrix} \quad (8.27)$$

Et à la manière des nombres complexes, définissons les notions de conjugué :

$$\bar{\mathbf{q}} = \begin{bmatrix} s \\ -q_x \\ -q_y \\ -q_z \end{bmatrix} \quad (8.28)$$

De norme :

$$\|\mathbf{q}\| = \sqrt{q_s + q_x + q_y + q_z} \quad (8.29)$$

D'inverse :

$$\mathbf{q}^{-1} = \frac{\bar{\mathbf{q}}}{\|\mathbf{q}\|} \quad (8.30)$$

Et de produit entre deux quaternions q_1 et q_2 :

$$\mathbf{q}_1 \otimes \mathbf{q}_2 = \begin{bmatrix} s_1 \cdot s_2 - \mathbf{v}_1 \cdot \mathbf{v}_2 \\ s_1 \cdot \mathbf{v}_2 + s_2 \cdot \mathbf{v}_1 + \mathbf{v}_1 \times \mathbf{v}_2 \end{bmatrix} \quad (8.31)$$

Il est à noter que le produit de quaternions n'est pas commutatif.

Le théorème d'Euler [Euler, 1775] énonce que n'importe quelle rotation entre un point A et un point B peut être décrite par un unique axe $\vec{e}$ et un unique angle θ . Si l'on appelle e_x, e_y, e_z les composantes *normalisées* de $\vec{e}$ tel que :

$$\begin{bmatrix} e_x \\ e_y \\ e_z \end{bmatrix} = \frac{\vec{e}}{\|\vec{e}\|} \quad (8.32)$$

alors cette rotation peut être décrite par un quaternion :

$$\mathbf{q}_{A \rightarrow B} = \begin{bmatrix} \cos \frac{\theta}{2} \\ e_x \cdot \sin \frac{\theta}{2} \\ e_y \cdot \sin \frac{\theta}{2} \\ e_z \cdot \sin \frac{\theta}{2} \end{bmatrix} \quad (8.33)$$

Les coordonnées du point B découlent ensuite de la relation :

$$\mathbf{B} = \mathbf{q}_{A \rightarrow B} \begin{bmatrix} 0 \\ \mathbf{A} \end{bmatrix} \mathbf{q}_{A \rightarrow B}^{-1} \quad (8.34)$$

L'objectif pour nos applications est de passer du repère interne *RPY* de la plate-forme au repère topocentrique orienté *iNED* (section 4.2). Si une centrale d'attitude, ou tout autre dispositif fournit les angles de Cardan, à savoir le roulis

ϱ , le tangage ϖ et le cap η , alors le quaternion correspondant à cette rotation est : [Diebel, 2006]

$$\mathbf{q}_{RPY \rightarrow iNED} = \begin{bmatrix} \cos \frac{\varrho}{2} \cos \frac{\varpi}{2} \cos \frac{\eta}{2} + \sin \frac{\varrho}{2} \sin \frac{\varpi}{2} \sin \frac{\eta}{2} \\ \sin \frac{\varrho}{2} \cos \frac{\varpi}{2} \cos \frac{\eta}{2} - \cos \frac{\varrho}{2} \sin \frac{\varpi}{2} \sin \frac{\eta}{2} \\ \cos \frac{\varrho}{2} \sin \frac{\varpi}{2} \cos \frac{\eta}{2} + \sin \frac{\varrho}{2} \cos \frac{\varpi}{2} \sin \frac{\eta}{2} \\ \cos \frac{\varrho}{2} \cos \frac{\varpi}{2} \sin \frac{\eta}{2} - \sin \frac{\varrho}{2} \sin \frac{\varpi}{2} \cos \frac{\eta}{2} \end{bmatrix} \quad (8.35)$$

La force des quaternions est double : premièrement, les opérations de calculs sont accélérées par rapport à l'utilisation des matrices de rotation car les expressions sont simplifiées. Deuxièmement, et puisqu'il est d'ailleurs déconseillé d'utiliser une interpolation directe des angles de Cardan [Dam et al., 1998], l'interpolation entre deux quaternions (correspondant à deux enregistrements de la centrale d'attitude) est optimisée par des méthodes spécifiques, dont la plus utilisée est le *Slerp* (pour *spherical linear interpolation*) [Kremer, 2008]. Dans une définition géométrique standard, si l'on considère deux points A et B , sous-tendus par l'angle Ω et un paramètre d'interpolation t compris entre 0 et 1, l'interpolateur Slerp sera :

$$\text{Slerp}(\mathbf{A}, \mathbf{B}, t) = \frac{\sin(1-t)\Omega}{\sin \Omega} \mathbf{A} + \frac{\sin t\Omega}{\sin \Omega} \mathbf{B}. \quad (8.36)$$

Intuitivement, le point interpolé appartiendra à la courbe entre A et B correspondant à un arc de grand cercle d'une sphère unité.

Sous forme de quaternion, l'interpolation s'écrit :

$$\text{Slerp}(\mathbf{q}_A, \mathbf{q}_B, t) = (\mathbf{q}_B \mathbf{q}_A^{-1})^t \mathbf{q}_A \quad (8.37)$$

8.3.2 Procédure opérationnelle

On dispose comme données de base :

- des positions d'une antenne GNSS principale, dans un référentiel global (typiquement ITRF), soit géocentriques (x_i, y_i, z_i) soit géographiques $(\varphi_i, \lambda_i, h_i)$ aux instants d'échantillonnage $t_{GNSS,i}$. On note $\mathbf{X}_{ITRF,GNSS}(t_{GNSS,i})$.

- des angles de roulis ϱ_i , de tangage ϖ_i et de cap η_i , aux instants d'échantillonnage $t_{INS,i}$.
- des temps d'aller-retour (en anglais *two-way travel time*) τ_i entre la tête acoustique et chacune des balises fond de mer, réceptionnés à l'instant $t_{ASM,rec,i}$. L'instant d'émission $t_{ASM,emi,i}$ du ping correspondant est déterminé par la relation $t_{ASM,rec,i} = t_{ASM,emi,i} + \tau_i$.
- des vecteurs de rattachements des différents instruments dans le repère RPY . On considère le point de référence de la centrale d'attitude comme l'origine de ce repère. On a $\mathbf{X}_{RPY,INS} = [0, 0, 0]$. Les coordonnées $\mathbf{X}_{RPY,GNSS}$ du centre de phase de l'antenne GNSS et $\mathbf{X}_{RPY,AHD}$ du centre de phase de la tête acoustique sont donc exprimées en fonction de la centrale d'attitude.

L'objectif est d'obtenir dans le référentiel topocentrique NED les coordonnées $\mathbf{X}_{NED,AHD}(t)$ de la tête acoustique aux instants d'émission $t_{emi,i}$ et de réception $t_{rec,i}$ du ping.

On définit comme le point origine $[x_0, y_0, z_0]$ du repère NED l'aplomb du barycentre du réseau de balises situé à la surface (on peut également le définir comme la position moyenne de la trajectoire de la plate-forme). La trajectoire de la plate-forme $\mathbf{X}_{ITRF,GNSS}$ est ensuite passée dans le repère NED suivant la formule 4.8, et on a $\mathbf{X}_{NED,GNSS}$ pour tout instant d'échantillonnage $t_{GNSS,i}$. Il est ensuite nécessaire de recourir à une interpolation pour obtenir les positions de la plate-forme aux instants de réception et d'émission des pings $t_{emi,i}$ et $t_{rec,i}$. Dans la mesure où l'échantillonnage est important (de l'ordre du Hertz) et les mouvements relativement faibles, l'interpolation choisie est une interpolation linéaire.

En parallèle, on passe les coordonnées des instruments internes à la plate-forme dans le repère RPY vers le repère topocentrique excentré $iNED$, c'est-à-dire en transférant les données d'attitude de la plate-forme à la position relative des instruments à bord. Pour cela, on associe à chaque enregistrement de la centrale d'attitude $\varrho_i, \varpi_i, \eta_i$ un quaternion $\mathbf{q}_i$ selon les formules énoncées ci-dessus. La procédure étant la même pour les instants d'émission et de réception, nous renom-

mons t_i les instants $t_{emi,i}$ et $t_{rec,i}$. Ensuite, par interpolation *Slerp*, on détermine l'attitude de la plate-forme à l'instant t_i représentée par le quaternion $\mathbf{q}_i$.

En découlent les positions du GNSS et de la tête acoustique dans le référentiel $iNED$ aux instants d'émission et de réception. On a :

$$\mathbf{X}_{iNED,AHD}(t_i) = \mathbf{q}_i \begin{bmatrix} 0 \\ \mathbf{X}_{RPY,AHD}(t_i) \end{bmatrix} \mathbf{q}_i^{-1} \quad (8.38)$$

$$(8.39)$$

$$\mathbf{X}_{iNED,GNSS}(t_i) = \mathbf{q}_i \begin{bmatrix} 0 \\ \mathbf{X}_{RPY,GNSS}(t_i) \end{bmatrix} \mathbf{q}_i^{-1} \quad (8.40)$$

le vecteur $\mathbf{V}_i$ entre les positions $iNED$ du GNSS et de la tête acoustique est tel que :

$$\mathbf{V}_i = \overrightarrow{GNSS \ AHD} = \mathbf{X}_{iNED,AHD} - \mathbf{X}_{iNED,GNSS} \quad (8.41)$$

Enfin on transfère la position NED du GNSS à la tête acoustique par translation

$$\mathbf{X}_{NED,AHD}(t_i) = \mathbf{X}_{NED,GNSS}(t_i) + \mathbf{V}_i \quad (8.42)$$

Quatrième partie

Résultats de la méthodologie GNSS/A



GNSS et balise acoustique en phase de récupération
durant la mission *GEODESEA*

Chapitre 9

Résultats des simulations

9.1 Qualité des observables

Les études unitaires sur chacune des composantes de la technologie GNSS/A réalisées dans les chapitres précédents, ainsi que la documentation des matériels permettent de dresser le tableau 9.1 suivant où sont répertoriées les incertitudes de chacun des éléments du système. Ces valeurs permettent ensuite de produire des simulations réalistes.

Type de mesure	Incertitude
GNSS Cinématique PPP, planimétrie	± 20 mm (plani) ¹
GNSS Cinématique PPP, altimétrie	± 50 mm (alti) ²
Rattachement à bord	± 5 mm ³
Datation (balise acoustique)	± 10 μ s ⁴
Datation (tête acoustique)	± 10 μ s ⁵
Centrale Inertielle	± 0.04 ° ⁶
Baselines (distancemétrie acoustique)	± 3 mm ⁷
Différence de hauteur (pression)	0.01% soit ± 0.5 m à 5000 m ⁸

TAB. 9.1 – Incertitudes liées aux observables

9.2 Indicateurs de qualité

Nous utiliserons pour quantifier la qualité du positionnement pour une simulation les paramètres suivants :

Les écarts-types formels La matrice N^{-1} est la matrice de variance-covariance du système pour les inconnues, à un facteur multiplicatif σ_0^2 près, appelé *facteur unitaire de variance*[Sillard, 2001] (en anglais *variance of unit weight* [Strang & Borre, 1997])

On a comme estimation de σ_0^2 la quantité :

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{\mathbf{V}^t \mathbf{P} \mathbf{V}}{n - p} \quad (9.1)$$

Ainsi la matrice de variance-covariance du système pour les inconnues se définit comme :

$$\Sigma_{\mathbf{X}} = \hat{\sigma}_0^2 \mathbf{N}^{-1} = \begin{bmatrix} \sigma_{x_1}^2 & \sigma_{x_1 x_2} & \cdots & \sigma_{x_1 x_p} \\ \sigma_{x_2 x_1} & \ddots & \cdots & \vdots \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \sigma_{x_p x_1} & \cdots & \cdots & \sigma_{x_p}^2 \end{bmatrix} \quad (9.2)$$

Où $\sigma_{x_i x_j}$ est la covariance entre la i -ème et la j -ième inconnue, et $\sigma_{x_i}^2$ la variance, et ainsi par définition σ_{x_i} l'écart-type de la i -ème inconnue.

Écarts à la position vraie L' écart E_G en termes de distance entre la position $\hat{\mathbf{X}}_G$ restituée du barycentre à l'issue de l'inversion et la position vraie $\dot{\mathbf{X}}_G$ de celui-ci, connue, car disponible à la génération des données.

On peut distinguer l'écart en planimétrie qui ne concerne que les composantes x et y de la position, et l'écart suivant les trois composantes. Dans la mesure où seul le déplacement horizontal nous intéresse, on ne considérera que l'écart 2D.

-
1. chapitre 8
 2. chapitre 8
 3. chapitre 8
 4. documentation Sonardyne
 5. documentation Sonardyne
 6. documentation Sonardyne
 7. chapitre 3
 8. Documentation Paroscientific pour des capteurs de type 8B

On a :

$$E_{G,2D} = \sqrt{(\hat{x}_G - \dot{x}_G)^2 + (\hat{y}_G - \dot{y}_G)^2} \quad (9.3)$$

De manière analogue on peut déterminer l'écart entre la position estimée $\hat{\mathbf{X}}_{R_i}$ et la position vraie $\dot{\mathbf{X}}_{R_i}$ d'un transpondeur R_i . Cependant, dans la mesure où il s'agit de la position du barycentre qui constitue le résultat final, cette comparaison indépendante pour chaque transpondeur ne sera pas exploitée.

9.3 Recherche des méthodes d'inversion optimales

9.3.1 Objectifs et mise en place des expériences

Nous décrivons au total cinq approches permettant de combiner les observations (voir section 6.2.8). Même si certaines combinaisons sont impossibles en raison de la conception même de la méthode (par exemple, l'ajout des différences de profondeur comme observable ne peut se faire que si la position du barycentre est directement estimée) ou que d'autres, bien que possible théoriquement n'aient pas de sens (par exemple l'ajout des différences de profondeur à la fois comme observables et à la fois comme constantes), nous parvenons malgré tout à un total de 17 expériences réalisables en combinant les différents modes. Nous cherchons ici à reconnaître la ou les combinaisons les plus performantes, tout en restant compatible avec leur faisabilité pratique. Ici, les paramètres en entrée ne sont pas les plus réalistes possible, l'objectif étant seulement de discriminer les différentes stratégies d'inversion.

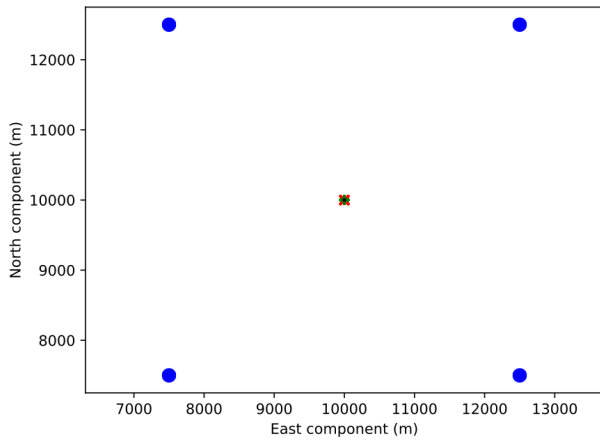
Nous générons un jeu de quatre configurations, différant par la trajectoire du navire centrée autour du polygone de transpondeurs, comme présenté sur la figure 9.1 :

- trois trajectoires de dérive stationnaire conscrées :
 - dans un cercle de 10 m de rayon
 - dans un cercle de 100 m de rayon
 - dans un cercle de 1000 m de rayon

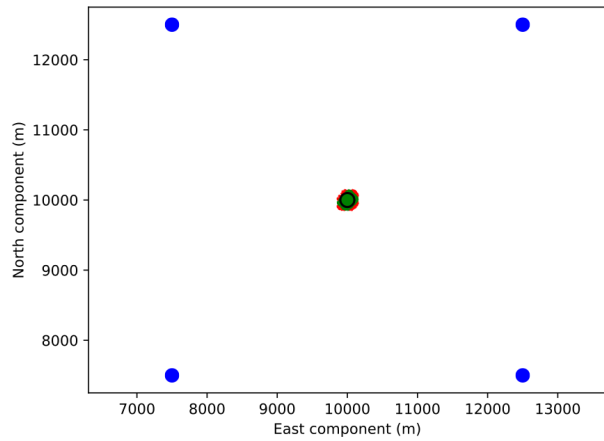
- ainsi qu’une trajectoire droite composée de trois passes inscrites dans un carré de 2000 m sur 2000 m.

Les autres paramètres sont les mêmes pour les quatre configurations, à savoir :

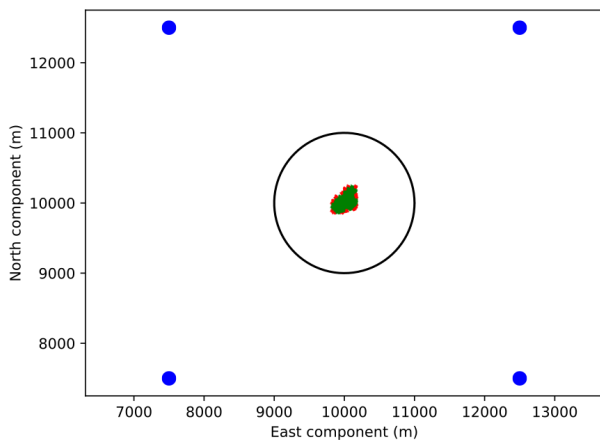
- On « place » au fond quatre transpondeurs, aux coins d’un carré de 5000 m de côté, à une profondeur d’environ 5000 m, tel que les profondeurs des transpondeurs soient décalées de 10 m, -20 m, 30 m et -40 m afin de représenter la non-planitude du plancher océanique. On a ainsi respectivement comme profondeur 5010 m, 4980 m, 5030 m et 4960 m.
- On acquiert 1000 pings (333 par passe pour la trajectoire droite).
- La trajectoire de la plate-forme de surface est bruitée avec un bruit blanc d’écart-type $\sigma_{xy} = 2$ cm en planimétrie et $\sigma_z = 5$ cm en altimétrie.
- On perturbe les observations acoustiques avec un bruit zonal (voir section 7.3.1). L’approche expérimentée ici consiste à déterminer le bruit résiduel correspondant aux variations hautes fréquences de la célérité du son à partir des observations MOVE (section 5.3). On ajuste des polynômes de haut degré sur les observations des capteurs du mouillage de la bouée, représentant une variation temporelle théorique du profil de célérité. Les moyennes des résidus entre le polynôme et les observations de chacun des capteurs sont alors utilisées comme paramètre de bruit zonal. Cette approche a été jugée trop pessimiste (la perturbation résultante est de l’ordre de 10^{-4} s pour un temps de propagation nominal d’environ 3,5 s), et trop peu réaliste. Elle reste néanmoins cohérente pour la comparaison théorique des différents modes d’inversion.
- Le cas échéant, les observations de profondeur et de longueurs de baselines sont perturbées avec une erreur millimétrique
- On pondère respectivement les observations acoustiques, les longueurs de baselines et les différences de profondeur avec les valeurs d’écarts-types $\varsigma_{ASM} = 10^{-5}$ s, $\varsigma_D = 10^{-3}$ m et $\varsigma_z = 10^{-2}$ m
- On utilise le même profil de célérité, non temporel, pour la fabrication des observations et pour la restitution des coordonnées.



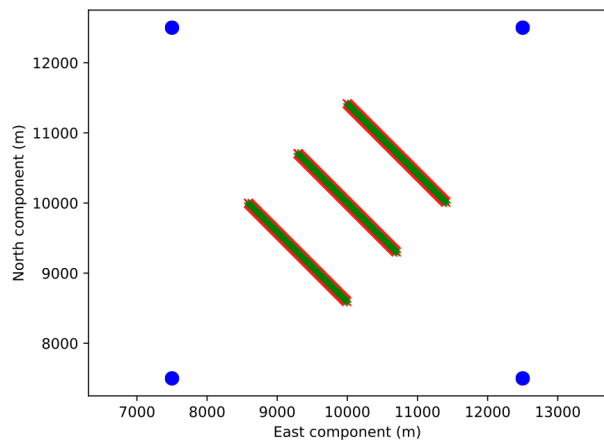
(a) dérive stationnaire (dans un rayon de 10 m)



(b) dérive stationnaire (dans un rayon de 100 m)



(c) dérive stationnaire (dans un rayon de 1000 m)



(d) trajectoire droite (3 passes dans un carré de 2000 m de côté)

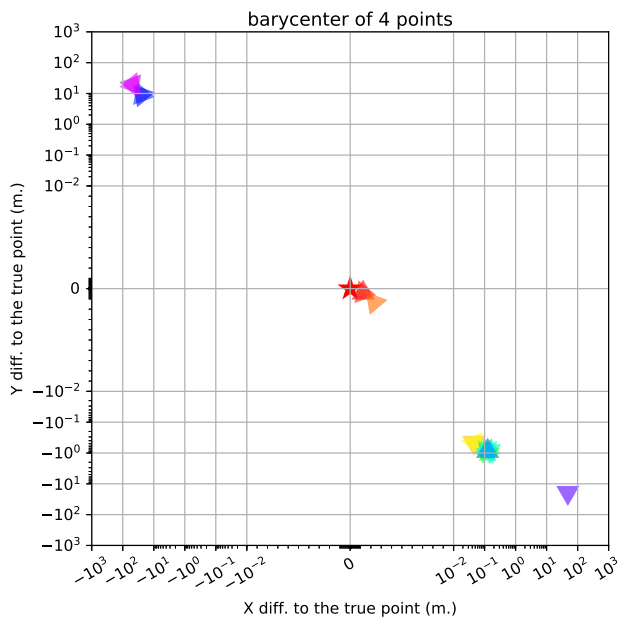
FIG. 9.1 – Trajectoires considérées pour la recherche du protocole d'inversion optimal

9.3.2 Résultats

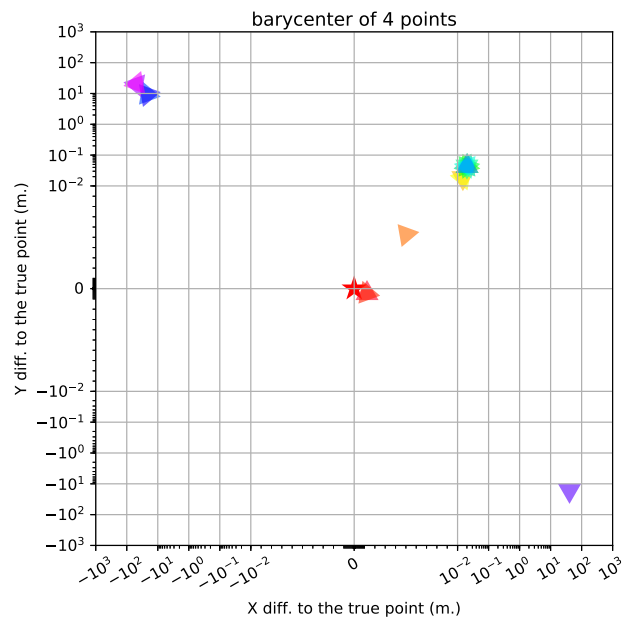
Les résultats sont présentés figure 9.2 et dans les tableaux de 9.2 à 9.5.

Deux modes de traitement se dégagent : celui avec estimation d'une profondeur unique (avec ou sans estimation directe du barycentre) avec ajout des δz comme constantes, et celui avec estimation directe du barycentre avec ajout des δz comme observations. Le premier mode est privilégié, mais le second peut néanmoins être conservé comme une option cohérente, principalement parce qu'il est possible d'affecter un poids à l'observable δz . Dans tous les cas il est préférable d'injecter l'information de différence de hauteur dans l'inversion. La donnée de distance entre les instruments semble quant à elle moins influente, sans doute en raison du poids qui lui est attribué, mais est néanmoins conservée dans les traitements suivants.

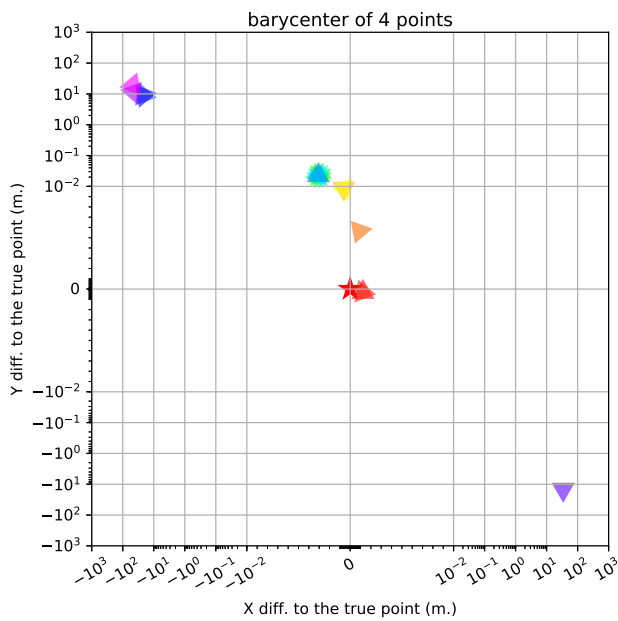
Dans la mesure où, dans le mode de traitement considéré, le paramètre δz sera constant et non ajustable, on teste l'influence de l'incertitude de ce dernier sur la qualité de l'indicateur $E_{G,2D}$. On dégrade progressivement la qualité des δz d'une parfaite exactitude à une incertitude métrique. On constate que cette dégradation ne perturbe quasiment pas l'écart à la position vraie du barycentre, d'une amplitude submillimétrique.



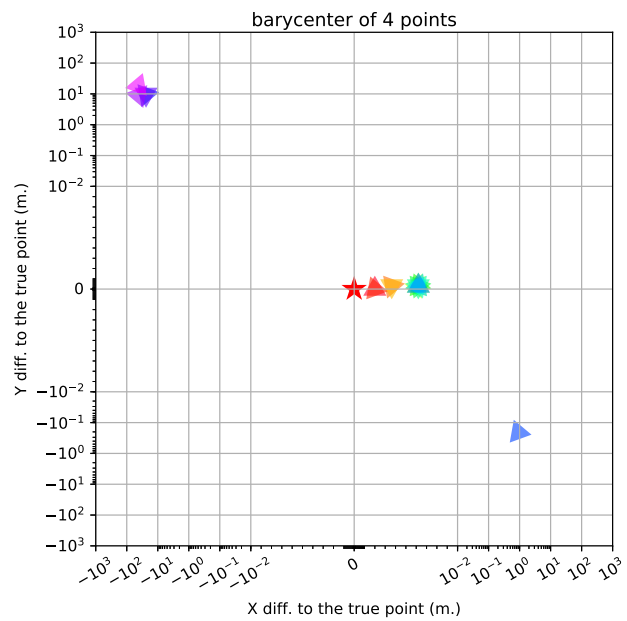
(a) dérive stationnaire (dans un rayon de 10 m)



(b) dérive stationnaire (dans un rayon de 100 m)



(c) dérive stationnaire (dans un rayon de 1000 m)



(d) trajectoire droite (3 passes dans un carré de 2000 m de côté)

FIG. 9.2 – Différence d'emplacement en planimétrie entre les barycentres restitués dans les différents protocoles d'inversion et le barycentre vrai (★)

	Estimation d'une prof. unique $\bar{z}$	Estimation directe du barycentre	Ajout des Baselines	Ajout des δz comme constantes	Ajout des δz comme observations	$E_{G,2D}$ (m)
▲	oui	non	oui	oui	non	0.00131238
▲	oui	oui	oui	oui	non	0.00131288
▲	non	oui	oui	non	oui	0.00268858
▲	oui	oui	non	oui	non	0.458498
▲	oui	non	non	oui	non	0.461586
▲	non	oui	oui	non	non	0.864943
▲	non	non	non	non	non	0.86706
▲	non	oui	non	non	non	0.86863
▲	non	non	non	oui	non	0.873319
▲	non	non	oui	non	non	0.873444
▲	non	oui	non	oui	non	0.87609
▲	non	oui	oui	oui	non	0.877798
▲	non	non	oui	oui	non	0.882521
▲	oui	non	non	non	non	26.116
▲	oui	oui	non	non	non	26.1196
▲	oui	non	oui	non	non	52.138
▲	oui	oui	oui	non	non	52.1382

TAB. 9.2 – Écart au vrai barycentre pour les différents protocoles d'inversion de l'expérience avec trajectoire de dérive stationnaire (dans un rayon de 10 m)

	Estimation d'une prof. unique $\bar{z}$	Estimation directe du barycentre	Ajout des Baselines	Ajout des δz comme constantes	Ajout des δz comme observations	$E_{G,2D}$ (m)
▲	oui	non	oui	oui	non	0.00132223
▲	oui	oui	oui	oui	non	0.00132249
▲	non	oui	oui	non	oui	0.00729555
▲	oui	non	non	oui	non	0.0235568
▲	oui	oui	non	oui	non	0.0235638
▲	non	non	oui	oui	non	0.0478361
▲	non	non	non	oui	non	0.0478593
▲	non	non	non	non	non	0.0478706
▲	non	oui	non	oui	non	0.0478785
▲	non	non	oui	non	non	0.0478856
▲	non	oui	oui	non	non	0.0478968
▲	non	oui	oui	oui	non	0.0478994
▲	non	oui	non	non	non	0.0479289
▲	oui	oui	non	non	non	23.301
▲	oui	non	non	non	non	23.3013
▲	oui	non	oui	non	non	52.1126
▲	oui	oui	oui	non	non	52.6861

TAB. 9.3 – Écart au vrai barycentre pour les différents protocoles d'inversion de l'expérience avec trajectoire de dérive stationnaire (dans un rayon de 100 m)

	Estimation d'une prof. unique $\bar{z}$	Estimation directe du barycentre	Ajout des Baselines	Ajout des δz comme constantes	Ajout des δz comme observations	$E_{G,2D}$ (m)
▲	oui	non	oui	oui	non	0.00126868
▲	oui	oui	oui	oui	non	0.00126892
▲	non	oui	oui	non	oui	0.00572401
▲	oui	oui	non	oui	non	0.00981094
▲	oui	non	non	oui	non	0.00981574
▲	non	oui	non	non	non	0.0225902
▲	non	non	non	oui	non	0.0225962
▲	non	non	non	non	non	0.0226314
▲	non	oui	non	oui	non	0.0226361
▲	non	oui	oui	oui	non	0.0229326
▲	non	non	oui	oui	non	0.0229746
▲	non	non	oui	non	non	0.0229994
▲	non	oui	oui	non	non	0.0230538
▲	oui	non	non	non	non	23.0243
▲	oui	oui	non	non	non	23.0264
▲	oui	oui	oui	non	non	47.3255
▲	oui	non	oui	non	non	52.0833

TAB. 9.4 – Écart au vrai barycentre pour les différents protocoles d'inversion de l'expérience avec trajectoire de dérive stationnaire (dans un rayon de 1000 m)

	Estimation d'une prof. unique $\bar{z}$	Estimation directe du barycentre	Ajout des Baselines	Ajout des δz comme constantes	Ajout des δz comme observations	$E_{G,2D}$ (m)
▲	oui	non	oui	oui	non	0.00199556
▲	oui	oui	oui	oui	non	0.00199598
▲	oui	oui	non	oui	non	0.00364225
▲	oui	non	non	oui	non	0.00364248
▲	non	oui	oui	non	oui	0.00612229
▲	non	non	non	oui	non	0.00620049
▲	non	oui	non	non	non	0.00620056
▲	non	non	non	non	non	0.00620086
▲	non	oui	non	oui	non	0.00620091
▲	non	oui	oui	non	non	0.00621086
▲	non	non	oui	non	non	0.00621087
▲	non	oui	oui	oui	non	0.00622604
▲	non	non	oui	oui	non	0.0062261
▲	oui	oui	non	non	non	25.6867
▲	oui	non	non	non	non	25.7488
▲	oui	oui	oui	non	non	42.1454
▲	oui	non	oui	non	non	46.4705

TAB. 9.5 – Écart au vrai barycentre pour les différents protocoles d'inversion de l'expérience avec trajectoire droite

9.4 Simulations d'acquisition par une plate-forme pilotée

9.4.1 Environnement soumis à un SSP Temporel

Une fois qu'une stratégie d'inversion est définie, nous mettons au point des protocoles de représentation de l'environnement. On constitue différentes expériences, avec des paramètres permanents qui seront pris quelque soit l'expérience, et des paramètres spécifiques, qui constituent la caractéristique de l'expérience considérée :

paramètres permanents

- le design des balises au fond : un « petit carré » de 1000 m de côté ou un « grand carré » de 5000 m de côté. Les quatre balises qui le composent sont maintenues à des profondeurs échelonnées comme en section 9.3.1.
- la forme de la trajectoire de la plate-forme : une trajectoire de type *dérive stationnaire* avec un rayon de 50 m ; où une trajectoire de type *droite*, avec 3 passes de 500 m de long.
- la variabilité du profil de célérité : on exploite les jours dits les *pire*, *meilleur*, et *médian* des données MOVE (section 5.3).
- le nombre de pings : 100, 1000 ou 10000. On émet un ping toutes les 10 secondes, une session de 100 pings durera donc un peu plus de 15 min, un de 1000 pings un peu moins de 3 h et une de 10000 pings, un jour et quatre heures. Durant ce laps de temps, on fait en sorte que le SSP évolue dans le temps. En revanche, on utilisera toujours pour la restitution un SSP non temporel correspondant au début de la période d'acquisition.
- une incertitude *hardware* correspondant à l'incertitude sur la datation des horloges internes des instruments de 10^{-5} s compatible avec les spécifications des matériels.

Paramètres spécifiques

- le bruit que l'on impose à la trajectoire de la plate-forme : nul, centimétrique ou décimétrique.
- le bruit zonal que l'on ajoute : le cas échéant, on considère que la couche des 1000 premiers mètres provoque une perturbation sur la célérité de $\sigma_{\zeta,0-1000} = 10^{-2} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ et la couche profonde un bruit de $\sigma_{\zeta,1000-} = 10^{-3} \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. On obtient ainsi une perturbation d'écart-type sur la propagation de $\sigma_{\tau} = 2,7 \times 10^{-5} \text{ s}$, ce qui est compatible avec les valeurs de bruit ambiant provoqué par les ondes internes estimé par Traykovski [1996] et Lynch et al. [1996].
- le profil de célérité qui est utilisé pour la restitution : celui qui a été utilisé pour la génération (mode *cohérent*), ou *a contrario* un SSP différent (mode *non cohérent*). Dans ce cas, on restituera une expérience générée avec le SSP dit *le pire* avec le SSP dit *le meilleur*.

On obtient ainsi cinq expériences résumées dans le tableau 9.6. Les résultats de chacune de ces expériences à savoir les écarts au barycentre vrai, sont présentés dans les figures 9.3 à 9.7. Ils sont également reportés dans les tableaux 9.7 à 9.11, aux côtés de l'écart-type formel moyen sur la position des balises suivant les composantes sur les composantes E et N :

nom de l'expérience	bruit trajectoire		bruit zonal	SSP utilisé
basique	$\sigma_{NE} = 2 \text{ cm}$	$\sigma_D = 5 \text{ cm}$	non	cohérent
trajectoire sans perturbation	$\sigma_{NE} = \sigma_D = 0 \text{ cm}$		non	cohérent
trajectoire fortement perturbée	$\sigma_{NE} = .5 \text{ m}$	$\sigma_D = 1 \text{ m}$	non	cohérent
zonale	$\sigma_{NE} = 2 \text{ cm}$	$\sigma_D = 5 \text{ cm}$	oui	cohérent
SSP biaisé	$\sigma_{NE} = 2 \text{ cm}$	$\sigma_D = 5 \text{ cm}$	non	non cohérent

TAB. 9.6 – Récapitulatif des expériences testées et des paramètres caractéristiques associés

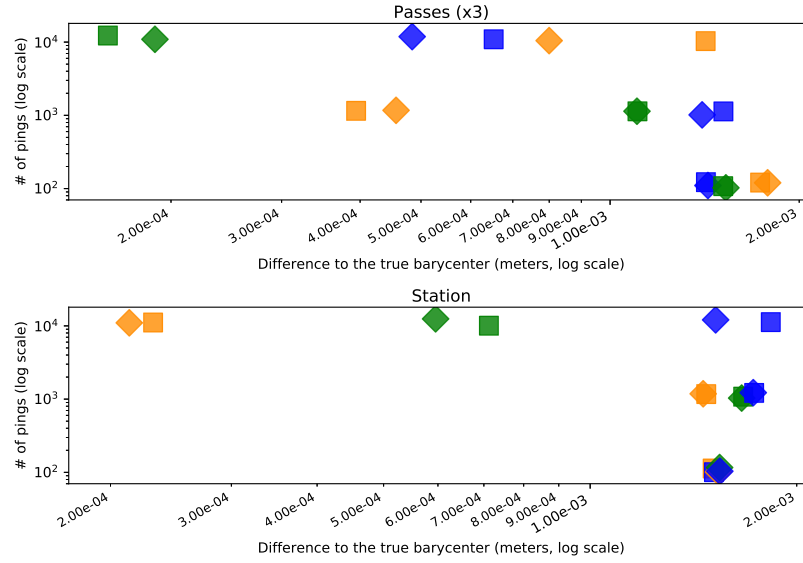


FIG. 9.3 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ pour différentes configurations de l'expérience **basique** selon le nombre de pings. Les résultats pour une trajectoire droite sont en haut, ceux pour une trajectoire de dérive stationnaire en bas. Les $\blacklozenge$ représentent un design en « petit carré », et $\blacksquare$ en « grand carré ». Les couleurs représentent le SSP le meilleur, le pire et le médian

Nb pings	design	traject.	SSP varia.	$E_{G,2D}$ (mm)	$\bar{\sigma}_E$ (mm)	$\bar{\sigma}_N$ (mm)
10000	carrée (grand)	Passes	Meilleur	0.1587	3.089	3.462
10000	carrée (petit)	Passes	Meilleur	0.1886	0.668	0.77
10000	carrée (petit)	Station	Pire	0.213	3.298	3.3
10000	carrée (grand)	Station	Pire	0.2307	14.944	14.949
1000	carrée (grand)	Passes	Pire	0.3941	8.23	8.524
1000	carrée (petit)	Passes	Pire	0.4563	1.888	2.036
10000	carrée (petit)	Passes	Median	0.4841	0.667	0.769
10000	carrée (petit)	Station	Meilleur	0.5953	3.305	3.307
10000	carrée (grand)	Passes	Median	0.6527	3.088	3.46
10000	carrée (grand)	Station	Meilleur	0.712	14.959	14.964
10000	carrée (petit)	Passes	Pire	0.7998	0.667	0.77
1000	carrée (petit)	Passes	Meilleur	1.1035	1.89	2.039
1000	carrée (grand)	Passes	Meilleur	1.1055	8.237	8.533
1000	carrée (petit)	Passes	Median	1.4012	1.887	2.034
10000	carrée (grand)	Passes	Pire	1.4195	3.088	3.46
100	carrée (grand)	Passes	Median	1.4212	18.143	18.178
100	carrée (petit)	Passes	Median	1.4313	4.342	4.463
1000	carrée (petit)	Station	Pire	1.4611	7.592	7.595
1000	carrée (grand)	Station	Pire	1.476	36.773	36.774
100	carrée (grand)	Station	Pire	1.5085	213.968	213.968
100	carrée (grand)	Passes	Meilleur	1.5135	18.165	18.201
1000	carrée (grand)	Passes	Median	1.5149	8.227	8.52
100	carrée (grand)	Station	Median	1.5152	213.968	213.967
10000	carrée (petit)	Station	Median	1.5235	3.317	3.32
100	carrée (petit)	Passes	Meilleur	1.5287	4.351	4.473
100	carrée (petit)	Station	Pire	1.5379	42.685	42.679
100	carrée (petit)	Station	Meilleur	1.544	42.679	42.673
100	carrée (petit)	Station	Median	1.5452	42.684	42.678
1000	carrée (petit)	Station	Meilleur	1.6626	7.596	7.598
1000	carrée (grand)	Station	Meilleur	1.6709	36.78	36.781
1000	carrée (petit)	Station	Median	1.7286	7.588	7.59
100	carrée (grand)	Passes	Pire	1.7326	18.15	18.186
1000	carrée (grand)	Station	Median	1.7334	36.767	36.768
100	carrée (petit)	Passes	Pire	1.7814	4.344	4.466
10000	carrée (grand)	Station	Median	1.8336	14.949	14.954

TAB. 9.7 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écarts-types moyens pour différentes configurations de l'expérience **basique**

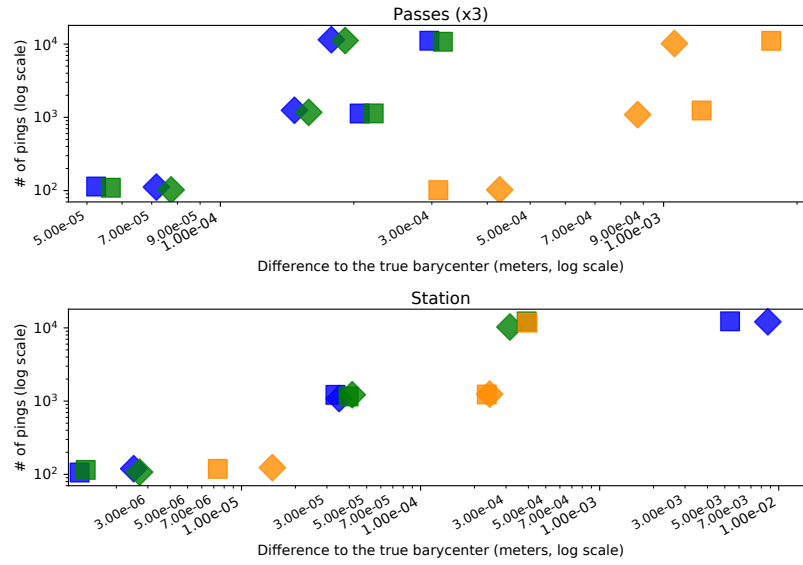


FIG. 9.4 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ pour différentes configurations de l'expérience **trajectoire sans perturbation** selon le nombre de pings. Les résultats pour une trajectoire droite sont en haut, ceux pour une trajectoire de dérive stationnaire en bas. Les $\blacklozenge$ représentent un design en « petit carré », et $\blacksquare$ en « grand carré ». Les couleurs représentent le SSP le meilleur, le pire et le médian

Nb pings	design	traject.	SSP varia.	$E_{G,2D}$ (mm)	$\bar{\sigma}_E$ (mm)	$\bar{\sigma}_N$ (mm)
100	carrée (grand)	Station	Median	0.0012	9.473	9.485
100	carrée (grand)	Station	Meilleur	0.0013	9.368	9.38
100	carrée (petit)	Station	Median	0.0025	44.501	44.776
100	carrée (petit)	Station	Meilleur	0.0027	44.205	44.478
100	carrée (grand)	Station	Pire	0.0074	9.428	9.44
100	carrée (petit)	Station	Pire	0.0149	44.396	44.67
1000	carrée (grand)	Station	Median	0.0334	0.629	0.629
1000	carrée (petit)	Station	Median	0.0351	3.258	3.28
1000	carrée (grand)	Station	Meilleur	0.0396	0.622	0.623
1000	carrée (petit)	Station	Meilleur	0.0415	3.246	3.267
100	carrée (grand)	Passes	Median	0.0524	1.325	1.329
100	carrée (grand)	Passes	Meilleur	0.0566	1.347	1.351
100	carrée (petit)	Passes	Median	0.0717	6.558	6.773
100	carrée (petit)	Passes	Meilleur	0.0774	6.571	6.787
1000	carrée (petit)	Passes	Median	0.1469	2.102	2.274
1000	carrée (petit)	Passes	Meilleur	0.1582	2.109	2.284
10000	carrée (petit)	Passes	Median	0.178	0.677	0.783
10000	carrée (petit)	Passes	Meilleur	0.1912	0.679	0.786
1000	carrée (grand)	Passes	Median	0.2062	0.452	0.469
1000	carrée (grand)	Passes	Meilleur	0.2218	0.463	0.48
1000	carrée (grand)	Station	Pire	0.2344	0.743	0.744
1000	carrée (petit)	Station	Pire	0.2432	3.29	3.311
10000	carrée (grand)	Passes	Median	0.2961	0.152	0.17
100	carrée (grand)	Passes	Pire	0.3102	1.412	1.416
10000	carrée (petit)	Station	Meilleur	0.3155	0.688	0.693
10000	carrée (grand)	Passes	Meilleur	0.3177	0.155	0.174
10000	carrée (grand)	Station	Meilleur	0.3914	0.174	0.174
10000	carrée (grand)	Station	Pire	0.3954	0.16	0.161
100	carrée (petit)	Passes	Pire	0.4267	6.607	6.825
1000	carrée (petit)	Passes	Pire	0.8738	2.123	2.298
10000	carrée (petit)	Passes	Pire	1.0578	0.684	0.791
1000	carrée (grand)	Passes	Pire	1.2185	0.49	0.508
10000	carrée (grand)	Passes	Pire	1.7484	0.164	0.184
10000	carrée (grand)	Station	Median	5.3467	0.563	0.595
10000	carrée (petit)	Station	Median	8.6969	1.225	1.421

TAB. 9.8 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écarts-types moyens pour différentes configurations de l'expérience **trajectoire sans perturbation**

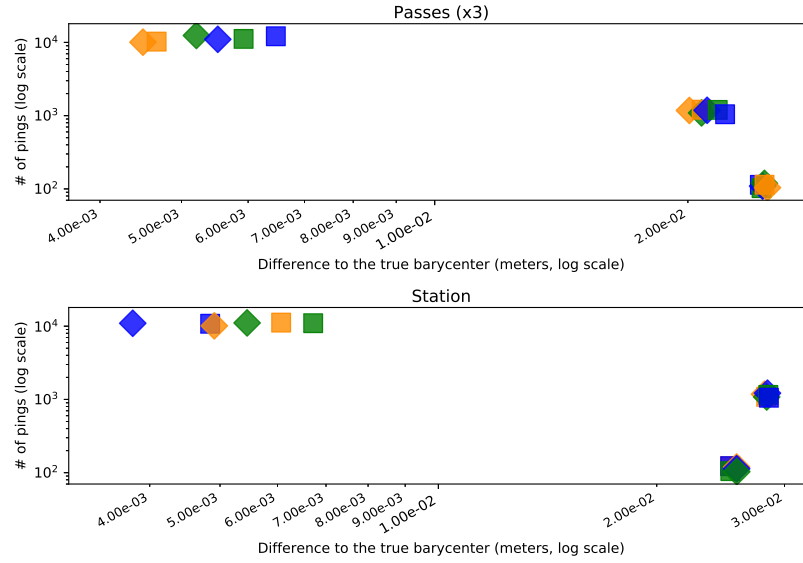


FIG. 9.5 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ pour différentes configurations de l'expérience **trajectoire fortement perturbée** selon le nombre de pings. Les résultats pour une trajectoire droite sont en haut, ceux pour une trajectoire de dérive stationnaire en bas. Les $\blacklozenge$ représentent un design en « petit carré », et $\blacksquare$ en « grand carré ». Les couleurs représentent le SSP le meilleur, le pire et le médian

Nb pings	design	traject.	SSP varia.	$E_{G,2D}$ (mm)	$\bar{\sigma}_E$ (mm)	$\bar{\sigma}_N$ (mm)
10000	carrée (petit)	Station	Median	3.7903	54.897	54.935
10000	carrée (petit)	Passes	Pire	4.4992	11.124	12.825
10000	carrée (grand)	Passes	Pire	4.6712	51.473	57.664
10000	carrée (grand)	Station	Median	4.845	248.912	248.99
10000	carrée (petit)	Station	Pire	4.9102	54.945	54.984
10000	carrée (petit)	Passes	Meilleur	5.2079	11.125	12.829
10000	carrée (petit)	Station	Meilleur	5.449	55.058	55.097
10000	carrée (petit)	Passes	Median	5.5222	11.123	12.823
10000	carrée (grand)	Passes	Meilleur	5.9265	51.492	57.697
10000	carrée (grand)	Station	Pire	6.0696	249.04	249.118
10000	carrée (grand)	Passes	Median	6.4739	51.475	57.664
10000	carrée (grand)	Station	Meilleur	6.7194	249.29	249.369
1000	carrée (petit)	Passes	Pire	20.083	31.464	33.927
1000	carrée (petit)	Passes	Meilleur	20.7636	31.497	33.976
1000	carrée (grand)	Passes	Pire	20.7755	137.165	142.067
1000	carrée (petit)	Passes	Median	21.0806	31.449	33.905
1000	carrée (grand)	Passes	Meilleur	21.7045	137.283	142.212
1000	carrée (grand)	Passes	Median	22.1415	137.113	141.998
100	carrée (grand)	Passes	Median	24.3623	302.363	302.949
100	carrée (grand)	Passes	Meilleur	24.4724	302.737	303.328
100	carrée (petit)	Passes	Median	24.5423	72.358	74.381
100	carrée (petit)	Passes	Meilleur	24.6624	72.523	74.558
100	carrée (grand)	Passes	Pire	24.67	302.489	303.078
100	carrée (petit)	Passes	Pire	24.8715	72.407	74.434
100	carrée (grand)	Station	Pire	25.2436	3571.25	3571.25
100	carrée (grand)	Station	Median	25.2467	3571.26	3571.27
100	carrée (grand)	Station	Meilleur	25.258	3571.07	3571.08
100	carrée (petit)	Station	Pire	25.7747	712.441	712.348
100	carrée (petit)	Station	Median	25.7766	712.456	712.364
100	carrée (petit)	Station	Meilleur	25.7877	712.361	712.268
1000	carrée (petit)	Station	Pire	28.1569	126.511	126.553
1000	carrée (grand)	Station	Pire	28.3034	612.935	612.964
1000	carrée (petit)	Station	Meilleur	28.3556	126.603	126.645
1000	carrée (petit)	Station	Median	28.4236	126.47	126.511
1000	carrée (grand)	Station	Meilleur	28.4966	613.082	613.111
1000	carrée (grand)	Station	Median	28.5586	612.858	612.886

TAB. 9.9 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écarts-types moyens pour différentes configurations de l'expérience **trajectoire fortement perturbée**

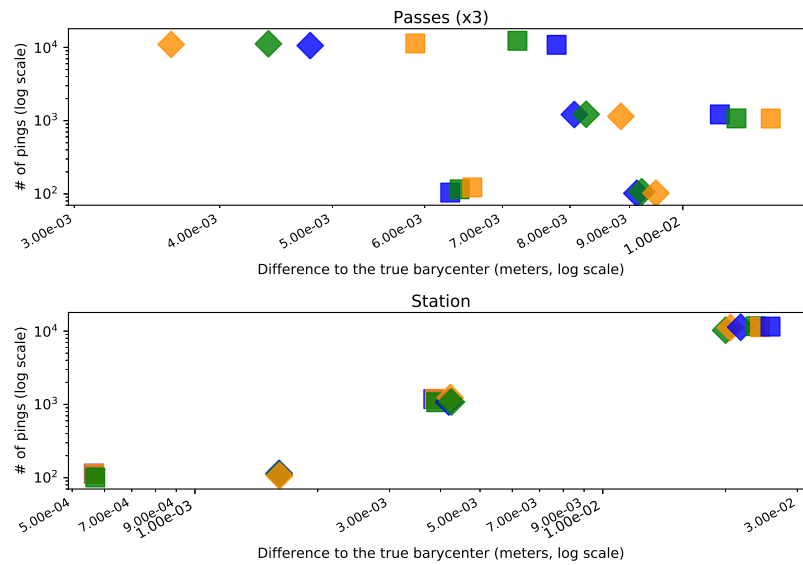


FIG. 9.6 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ pour différentes configurations de l'expérience **zonale** selon le nombre de pings. Les résultats pour une trajectoire droite sont en haut, ceux pour une trajectoire de dérive stationnaire en bas. Les $\blacklozenge$ représentent un design en « petit carré », et $\blacksquare$ en « grand carré ». Les couleurs représentent le SSP le meilleur, le pire et le médian

Nb pings	design	traject.	SSP varia.	$E_{G,2D}$ (mm)	$\bar{\sigma}_E$ (mm)	$\bar{\sigma}_N$ (mm)
100	carrée (grand)	Station	Median	0.5652	667.396	667.395
100	carrée (grand)	Station	Pire	0.5662	667.156	667.155
100	carrée (grand)	Station	Meilleur	0.5695	666.799	666.798
100	carrée (petit)	Station	Median	1.608	381.823	381.773
100	carrée (petit)	Station	Meilleur	1.6083	378.775	378.725
100	carrée (petit)	Station	Pire	1.6125	380.737	380.686
10000	carrée (petit)	Passes	Pire	3.6335	5.194	5.989
1000	carrée (grand)	Station	Median	3.8404	105.18	105.184
1000	carrée (grand)	Station	Pire	3.8737	105.162	105.165
1000	carrée (grand)	Station	Meilleur	3.9034	105.131	105.135
1000	carrée (petit)	Station	Median	4.1922	62.275	62.294
1000	carrée (petit)	Station	Pire	4.2272	62.122	62.142
1000	carrée (petit)	Station	Meilleur	4.2556	61.853	61.872
10000	carrée (petit)	Passes	Meilleur	4.4048	5.17	5.961
10000	carrée (petit)	Passes	Median	4.7844	5.209	6.005
10000	carrée (grand)	Passes	Pire	5.8898	8.835	9.897
100	carrée (grand)	Passes	Median	6.3111	57.309	57.421
100	carrée (grand)	Passes	Meilleur	6.4312	57.332	57.445
100	carrée (grand)	Passes	Pire	6.5938	57.316	57.429
1000	carrée (grand)	Passes	Meilleur	7.2093	8.834	9.898
10000	carrée (grand)	Passes	Median	7.7911	8.839	9.901
1000	carrée (petit)	Passes	Median	8.0685	14.686	15.833
1000	carrée (petit)	Passes	Meilleur	8.2603	14.595	15.744
1000	carrée (petit)	Passes	Pire	8.8474	14.652	15.799
100	carrée (petit)	Passes	Median	9.1312	37.54	38.59
100	carrée (petit)	Passes	Meilleur	9.2201	37.335	38.383
100	carrée (petit)	Passes	Pire	9.4821	37.464	38.513
1000	carrée (grand)	Passes	Median	10.7625	23.588	24.428
1000	carrée (grand)	Passes	Meilleur	11.1194	23.598	24.444
1000	carrée (grand)	Passes	Pire	11.9022	23.589	24.431
10000	carrée (petit)	Station	Meilleur	20.0067	26.889	26.908
10000	carrée (petit)	Station	Pire	20.5621	26.971	26.99
10000	carrée (petit)	Station	Median	21.7832	27.03	27.049
10000	carrée (grand)	Station	Meilleur	23.7113	42.734	42.748
10000	carrée (grand)	Station	Pire	24.3051	42.714	42.727
10000	carrée (grand)	Station	Median	25.779	42.72	42.733

TAB. 9.10 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écarts-types moyens pour différentes configurations de l'expérience **zonale**

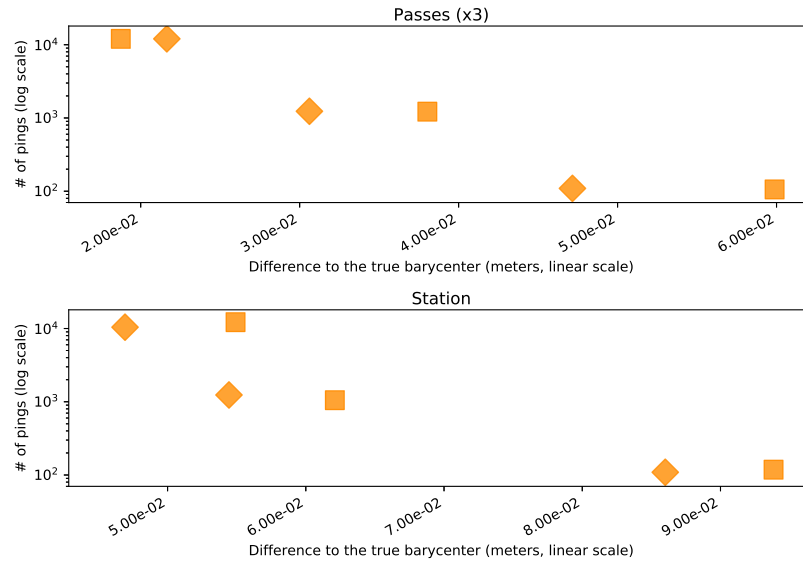


FIG. 9.7 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ pour différentes configurations de l'expérience **SSP biaisé** selon le nombre de pings. Les résultats pour une trajectoire droite sont en haut, ceux pour une trajectoire de dérive stationnaire en bas. Les $\blacklozenge$ représentent un design en « petit carré », et $\blacksquare$ en « grand carré ». Les couleurs représentent le SSP le meilleur, le pire et le médian

Nb pings	design	traject.	SSP varia.	$E_{G,2D}$ (mm)	$\bar{\sigma}_E$ (mm)	$\bar{\sigma}_N$ (mm)
10000	carrée (grand)	Passes	Pire	18.7512	15.142	16.964
10000	carrée (petit)	Passes	Pire	21.6446	2.681	3.091
1000	carrée (petit)	Passes	Pire	30.6141	15.486	16.7
1000	carrée (grand)	Passes	Pire	38.0324	79.586	82.439
10000	carrée (petit)	Station	Pire	46.9224	5.783	5.787
100	carrée (petit)	Passes	Pire	47.1609	47.148	48.471
1000	carrée (petit)	Station	Pire	54.4425	14.219	14.224
10000	carrée (grand)	Station	Pire	54.9188	27.098	27.107
100	carrée (grand)	Passes	Pire	59.879	213.54	213.972
1000	carrée (grand)	Station	Pire	62.1041	70.128	70.13
100	carrée (petit)	Station	Pire	86.0054	57.278	57.27
100	carrée (grand)	Station	Pire	93.8397	289.063	289.063

TAB. 9.11 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écarts-types moyens pour différentes configurations de l'expérience **SSP biaisé**

9.4.1.1 Synthèse

On constate premièrement que la taille du design des balises n'a que peu d'influence sur la qualité du positionnement, quelle que soit l'expérience. En revanche, les configurations optimales changent suivant les paramètres caractéristiques des modes de perturbations considérés. Pour l'expérience dite basique, le meilleur résultat est de l'ordre du dixième de millimètre, atteint à la fois pour les trajectoires stationnaire et droite, lorsqu'un grand nombre de pings est acquis. Pour le cas d'une trajectoire sans perturbation (expérience purement théorique), la qualité du positionnement est de l'ordre de 10^{-6} m et se dégrade en fonction du nombre d'acquisitions. Pour une trajectoire fortement perturbée, en revanche, l'écart de positionnement se réduit lorsque le nombre d'acquisitions augmente pour être d'environ 4 mm pour 10000 pings. Lorsque l'on ajoute une perturbation dans la colonne d'eau – expérience du bruit zonal – l'écart augmente lorsque le nombre de mesures augmente pour une trajectoire de dérive stationnaire, et diminue pour une trajectoire droite, et est de l'ordre de 0.4 mm dans le meilleur des cas.

Il est intéressant de voir que suivant le mode de bruitage, l'exactitude est meilleure tantôt avec une quantité maximum d'acquisitions, tantôt avec une quantité minimum. Le premier cas correspond aux expériences avec une trajectoire perturbée, fortement ou non (basique). À l'inverse, lorsque la trajectoire est parfaitement connue, alors l'influence de la variation temporelle de la célérité se fait remarquer, et un grand nombre d'observations, incluant ces variations, tend à dégrader la solution.

La qualité de la restitution lors de l'utilisation de la stratégie de bruitage zonal dépend de la trajectoire : lorsque que la plate-forme est stationnaire, la solution se dégrade plus le nombre d'acquisitions est grand. Au contraire, son exactitude s'améliore plus le nombre d'interrogations est grand dans le cas d'une trajectoire droite en passes. Par ailleurs, et même si la position restituée est quasi-exacte, les écarts-types formels résultant de l'inversion des expériences à trajectoire stationnaire sont très grands (de l'ordre de la soixantaine de centimètres). Le bruit aléatoire a tendance à rendre instable la solution associée à une trajectoire stationnaire.

Ces simulations sont très vraisemblablement optimistes. L'expérience qui consiste à restituer un jeu d'observations avec un autre SSP que celui ayant servi à la génération des données fournit quant à elle un écart à la position vraie de 1.8 cm dans le meilleur des cas, atteint pour 10000 pings et une trajectoire droite en passes. Quoi qu'il en soit, dans ce cas, l'exactitude de la restitution s'améliore en fonction du nombre d'acquisitions.

9.4.2 Environnement soumis à un gradient de célérité

Nous exploitons ici la méthode décrite en 7.3.2 afin d'observer l'influence d'un gradient de célérité sur la restitution des positions au fond. Les gradients de célérité par pseudoprofil de Munk (section 7.3.2) déterminé à partir des missions *CARIBINFLOW* et *M66/1* sont présentés figures 9.8 et 9.9. Ils induisent respectivement une perturbation d'environ $1,7 \times 10^{-4}$ s et 3×10^{-4} s qui est alors ajoutée au SSP temporel *médian*. Les restitutions réalisées pour 100, 1000 et 10000 pings pour des trajectoires droites et de dérive stationnaire, avec un design de balises au fond formant un petit carré et un grand carré sont représentées sur la figure 9.10 pour le gradient issu de *CARIBINFLOW*, et sur la figure 9.11 pour celui issu de *M66/1*. On remarque que le gradient « *CARIBINFLOW* » est légèrement plus fort que le second, et qu'il s'inverse au-delà de 3000 m, tandis que le gradient « *M66/1* » s'annule au-delà de cette profondeur. Ceci est un artefact dû à l'approximation en pseudoprofil, mais il permet néanmoins d'analyser l'influence d'un gradient à grande profondeur.

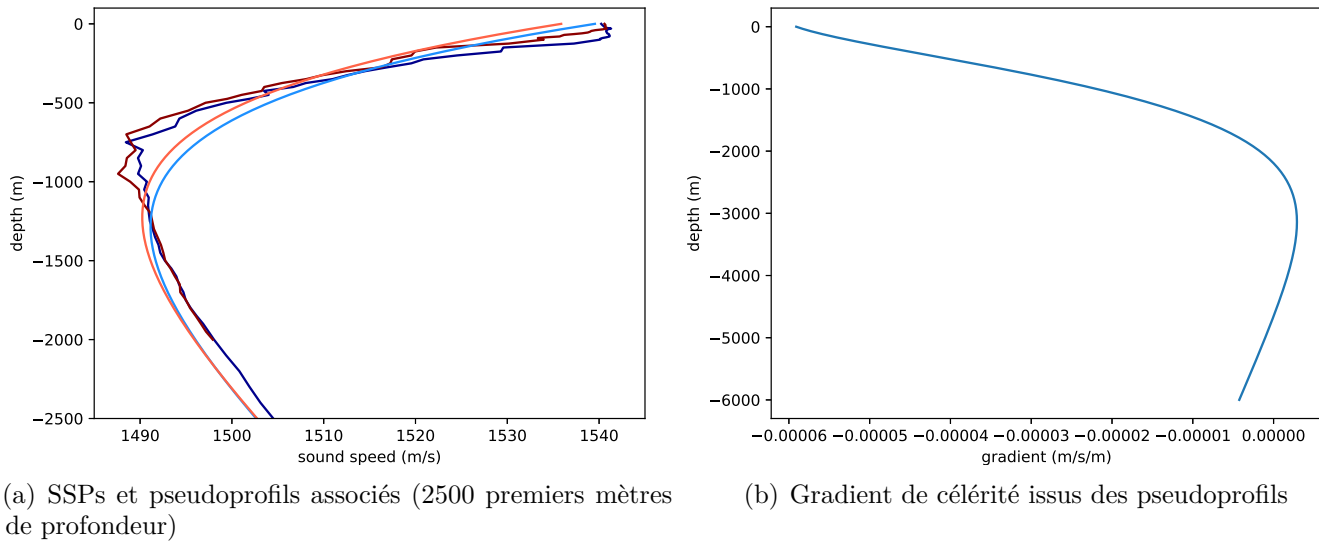


FIG. 9.8 – Pseudoprofils de Munk et gradient de célérité issus de la campagne *CARIBINFLOW*

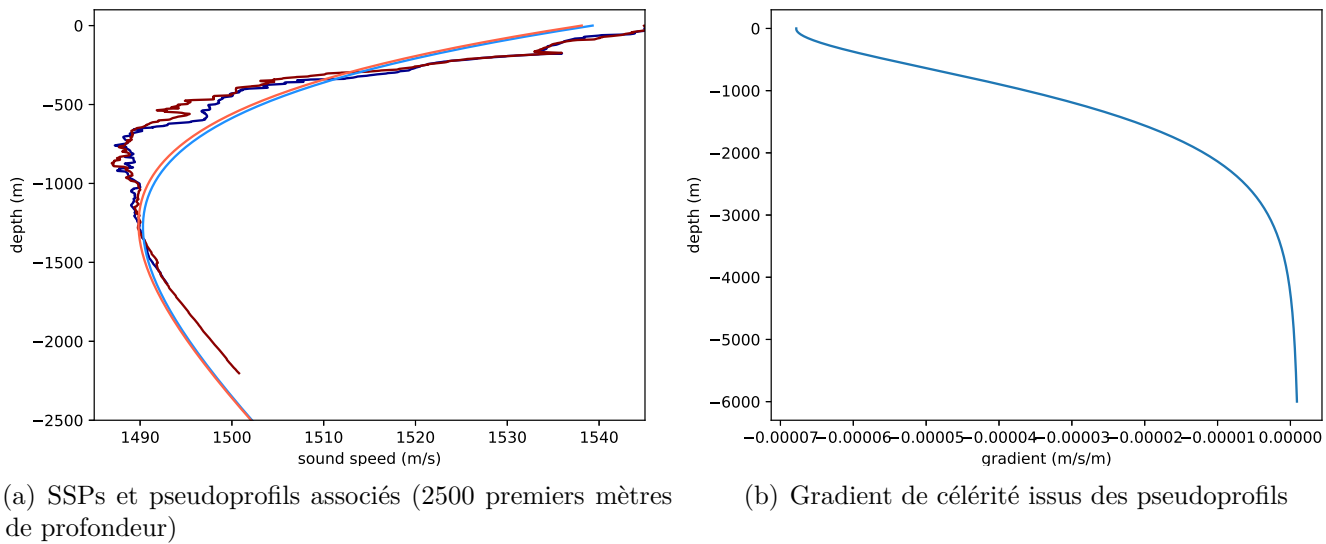


FIG. 9.9 – Pseudoprofils de Munk et gradient de célérité issus de la campagne *M66/1*

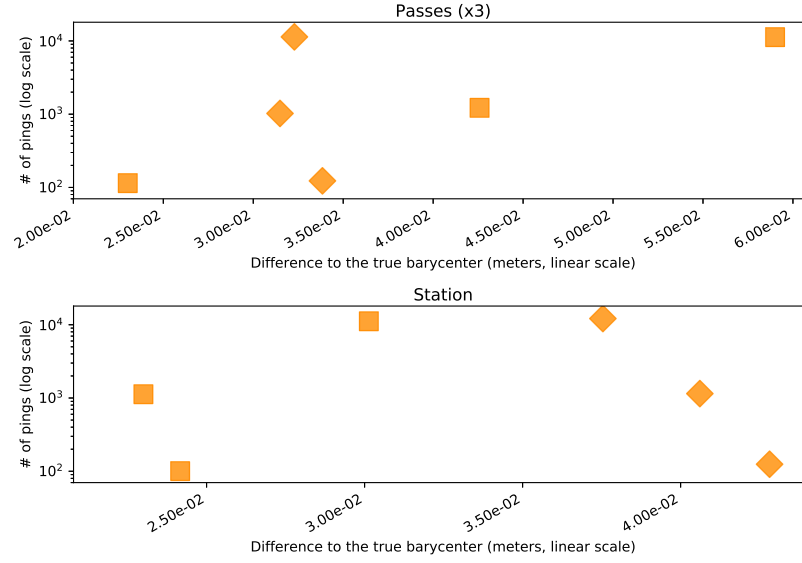


FIG. 9.10 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ pour différentes configurations de l'expérience introduisant un gradient de célérité issu de la campagne *CARIBINFLOW* selon le nombre de pings. Les résultats pour une trajectoire droite sont en haut, ceux pour une trajectoire de dérive stationnaire en bas. Les $\blacklozenge$ représentent un design en « petit carré », et $\blacksquare$ en « grand carré »

Nb pings	design	traject.	mission	$E_{G,2D}$ (mm)	$\bar{\sigma}_E$ (mm)	$\bar{\sigma}_N$ (mm)
1000	carrée (grand)	Station	Atalante	23.0009	3.007	3.007
100	carrée (grand)	Passes	Atalante	23.0252	10.354	10.374
100	carrée (grand)	Station	Atalante	24.1628	10.319	10.319
10000	carrée (grand)	Station	Atalante	30.1357	1.177	1.177
1000	carrée (petit)	Passes	Atalante	31.4872	2.345	2.527
10000	carrée (petit)	Passes	Atalante	32.2865	0.776	0.895
100	carrée (petit)	Passes	Atalante	33.8451	5.902	6.067
10000	carrée (petit)	Station	Atalante	37.5404	0.569	0.57
1000	carrée (petit)	Station	Atalante	40.6087	1.329	1.33
1000	carrée (grand)	Passes	Atalante	42.5807	4.016	4.158
100	carrée (petit)	Station	Atalante	42.8152	4.943	4.943
10000	carrée (grand)	Passes	Atalante	59.0042	1.117	1.252

TAB. 9.12 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écarts-types moyens pour différentes configurations de l'expérience introduisant un gradient de célérité issu de la campagne *CARIBINFLOW*

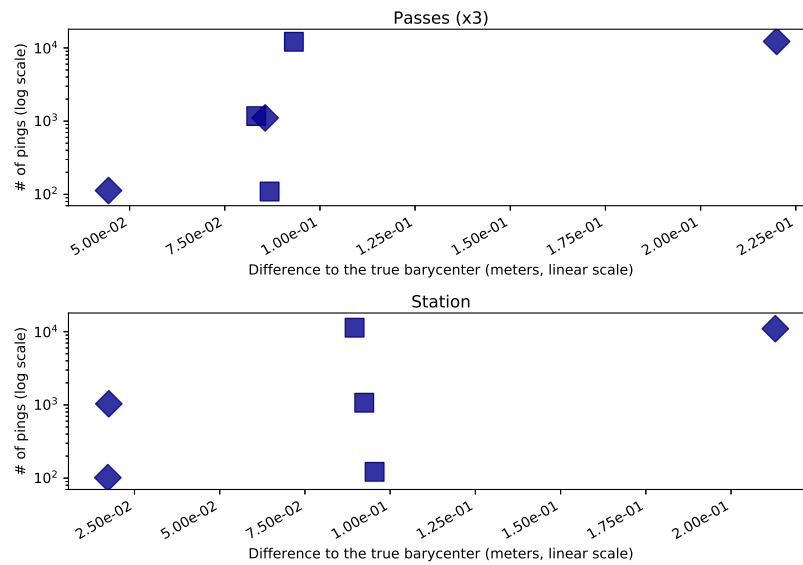


FIG. 9.11 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ pour différentes configurations de l'expérience introduisant un gradient de célérité issu de la campagne *M66/1* selon le nombre de pings. Les résultats pour une trajectoire droite sont en haut, ceux pour une trajectoire de dérive stationnaire en bas. Les $\blacklozenge$ représentent un design en « petit carré », et $\blacksquare$ en « grand carré »

Nb pings	design	traject.	mission	$E_{G,2D}$ (mm)	$\bar{\sigma}_E$ (mm)	$\bar{\sigma}_N$ (mm)
100	carrée (petit)	Station	Meteor	17.1864	22.224	22.221
1000	carrée (petit)	Station	Meteor	17.4629	3.064	3.065
100	carrée (petit)	Passes	Meteor	44.46	10.023	10.302
1000	carrée (grand)	Passes	Meteor	83.2516	6.753	6.991
1000	carrée (petit)	Passes	Meteor	85.6073	3.531	3.804
100	carrée (grand)	Passes	Meteor	86.7834	17.529	17.563
10000	carrée (grand)	Station	Meteor	89.571	1.959	1.959
1000	carrée (grand)	Station	Meteor	92.3724	4.992	4.993
10000	carrée (grand)	Passes	Meteor	93.1794	1.793	2.008
100	carrée (grand)	Station	Meteor	95.4374	16.564	16.564
10000	carrée (petit)	Station	Meteor	212.982	0.419	0.475
10000	carrée (petit)	Passes	Meteor	219.97	162.278	169.555

TAB. 9.13 – Écart au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écarts-types moyens pour différentes configurations de l'expérience introduisant un gradient de célérité issu de la campagne *M66/1*

On constate que l'ajout d'un gradient de célérité dégrade la restitution de la position à ~ 2 cm dans le meilleur des cas. Les meilleurs résultats sont obtenus avec un design de réseau en petit carré pour le gradient issu de la campagne *M66/1*, (réalisée en août) et avec un design en grand carré pour celui issu de la campagne *CARIBINFLOW* (réalisée en avril). Dans tous les cas, un petit nombre d'acquisitions permet une meilleure restitution. La trajectoire quant à elle, n'influe pas particulièrement sur le résultat. Des tests ont par ailleurs montré que, dans le cas d'une trajectoire droite, l'orientation des passages ne modifiait pas l'exactitude de la solution. La meilleure solution obtenue avec le gradient de la campagne *M66/1* s'explique par le fait que le celui-ci s'annule après 1000 m de fond, à la différence de gradient « *CARIBINFLOW* », celui-ci existant toujours après 1000 m. La perturbation due au gradient est donc moins importante dans le premier cas. Les écarts-types formels restent petits (inférieurs au millimètre) même si l'on observe en revanche une dégradation progressive de l'écart à la position vraie. Ceci peut s'expliquer par le fait qu'une position stable au sens des moindres carrés doit exister, mais éloigné de la position vraie, induite par les modifications du temps de propagation causée par le gradient latéral de la célérité. Ceci illustre le fait que la fonction d'observation doit être perfectionnée pour prendre en compte ces variations. Des approches doivent être trouvées pour compenser l'effet du gradient latéral, et sont discutées au chapitre 11.

9.5 Simulations d'acquisition par bouée ancrée

On peut considérer un autre type de plate-forme : la bouée ancrée. On imagine un scénario où une bouée à la surface réalise des acquisitions quotidiennes. Cependant la bouée, se déplace de jour en jour du fait de la marée et des courants. On imagine que chaque jour la bouée suit une trajectoire de type dérive, tel que décrite section 7.2.3, mais que le point de départ de la trajectoire varie également dans le temps. On considère que la bouée se déplace quotidiennement suivant un comportement gaussien de $1\sigma = 500$ m par rapport au centre du polygone de balises ; le cercle d'évitement a alors un rayon de ~ 1500 m, comme illustré sur la figure 9.12.

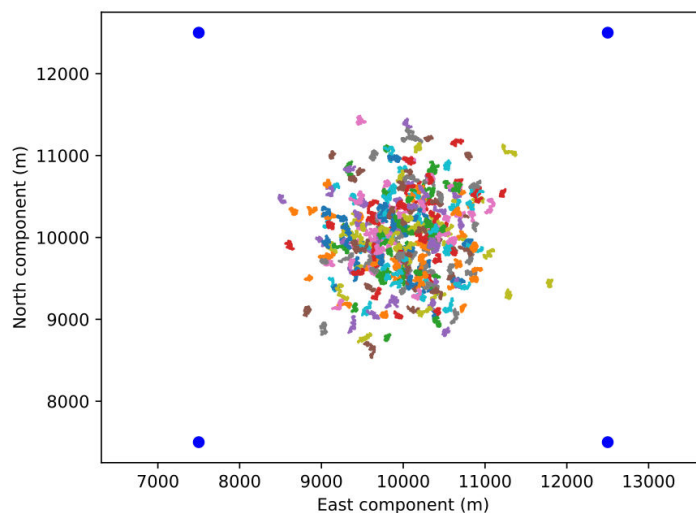
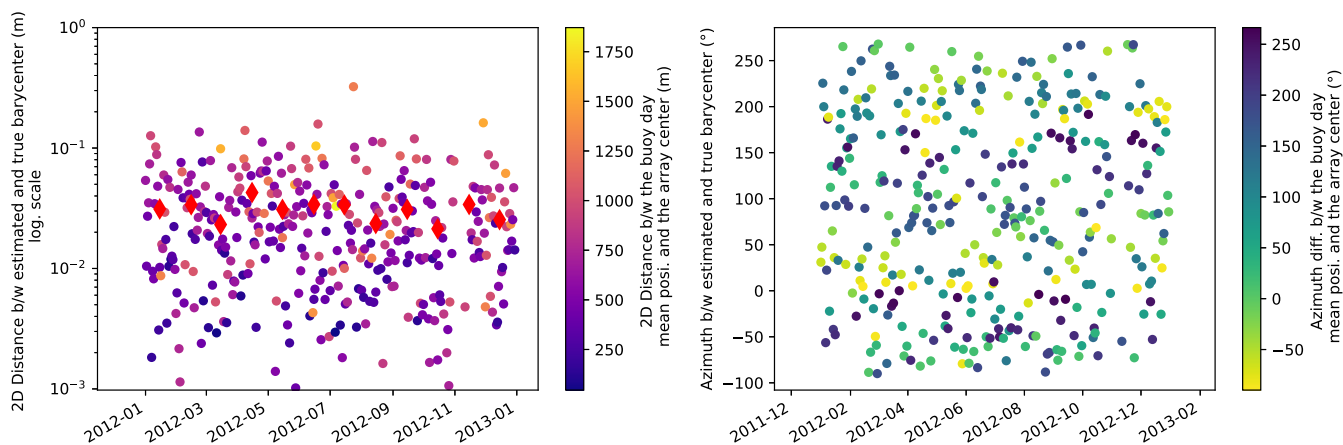


FIG. 9.12 – Trajectoire simulée d'une bouée à la surface pendant une période d'un an

On utilise les observations de célérité du son MOVE sur l'année 2012. Ce sont les mêmes observations quotidiennes, prises à partir de 12h TU, qui sont employées pour la génération et pour la restitution. On réalise une interrogation de 100 pings par jour. La trajectoire de la bouée est perturbée avec un bruit gaussien d'écart-type $\sigma_{xy} = 2$ cm en planimétrie et $\sigma_z = 5$ cm en altimétrie. On réalise deux simulations sur une période d'un an, la première sans application d'un retard causé par un éventuel gradient, et la seconde avec, correspondant au gradient de la mission *CARIBINFLOW* (figure 9.8).

Les figures 9.13(a) et 9.14(a) représentent les écarts $E_{G,2D}$ par rapport à la position vraie du barycentre du polygone des balises. La couleur du point représente la distance qui sépare la position moyenne journalière de la bouée du centre du polygone à la surface. Sont également représentés graphes 9.13(b) et 9.14(b), l'azimut entre le point estimé et le nord par rapport au vrai barycentre, ainsi que de la même manière l'azimut de la bouée, figuré suivant la couleur du point.

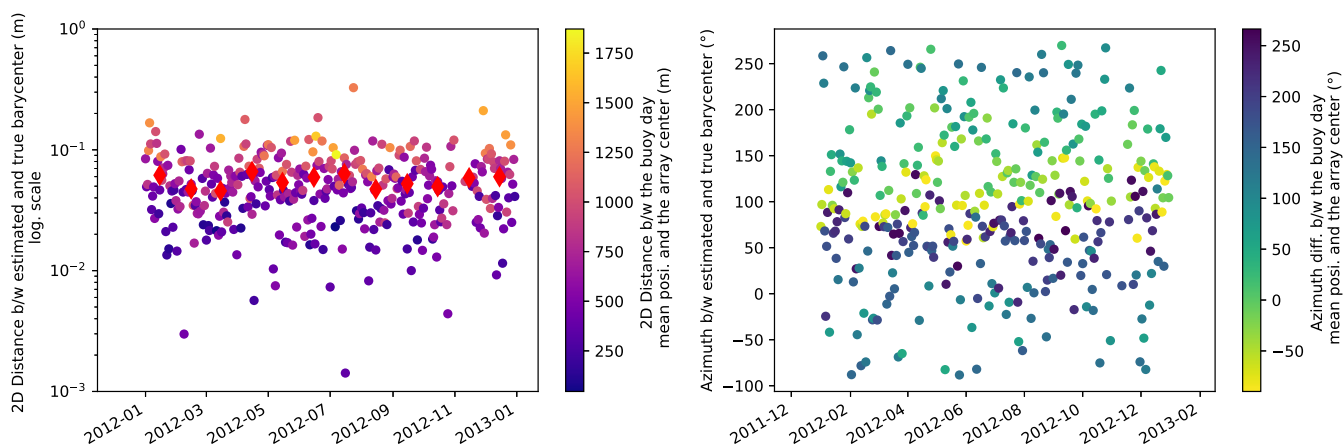
On remarque une assez forte dispersion des résultats, de 3.2 cm. On remarque aussi une dépendance entre la position de la bouée par rapport au centre du réseau



(a) Écarts au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écart de la bouée (b) Azimut de la position estimée du barycentre et azimut de la bouée en surface

Les $\blacklozenge$ représentent la moyenne mensuelle

FIG. 9.13 – Simulations d'acquisition d'une bouée sur une année avec 100 pings par jours, sans bruitage zonal



(a) Écarts au barycentre vrai $E_{G,2D}$ et écart de la bouée (b) Azimut de la position estimée du barycentre et azimut de la bouée en surface

Les $\blacklozenge$ représentent la moyenne mensuelle

FIG. 9.14 – Simulations d'acquisition d'une bouée sur une année avec 100 pings par jours, avec bruitage zonal

et l'écart $E_{G,2D}$. Cependant, les moyennes mensuelles des écarts, représentés par des losanges rouges, sont relativement constantes. L'écart moyen, de ~ 3.0 cm est dû à l'incertitude sur le positionnement de la bouée. Pour la configuration en présence d'un gradient de célérité (figure 9.14), le positionnement moyen est moins bon : $\sim 5.5 \text{ cm} \pm 3.5 \text{ cm}$. Il faut également remarquer la corrélation causée par le gradient qui existe alors entre l'azimut de la bouée et l'azimut du point estimé (figure 9.14(b)) : les deux angles sont globalement supplémentaires, ce qui signifie que l'excentrement de la bouée déporte la position finale mesurée dans une direction diamétralement opposée.

Un test est réalisé dans des conditions identiques, sans gradient, mais avec 500 pings. La localisation du barycentre est alors sensiblement améliorée, avec un écart moyen de $6.4 \text{ mm} \pm 5.9 \text{ mm}$.

9.6 Influence d'un systématisme sur la position de la plate-forme

On cherche à observer l'influence d'un décalage systématique sur la position de la plate-forme (causée par une erreur de rattachement par exemple) sur la restitution de la position du barycentre des balises. On part de l'expérience *trajectoire sans perturbation* (section 9.4.1) avec une trajectoire de type dérive systématique (rayon de 50 m), et on ajoute progressivement un offset allant de 1 cm à 50 cm à la position vraie de la plate-forme suivant les composantes X_{RPY} / axe de roulis, Y_{RPY} / axe de tangage et Z_{RPY} / axe de cap du repère local de surface. On teste également le cas d'un offset combiné à la fois sur les composantes X_{RPY} et Y_{RPY} . Les écarts de restitution par rapport au vrai barycentre pour des expériences à 100 et 1000 pings sont représentés figure 9.15.

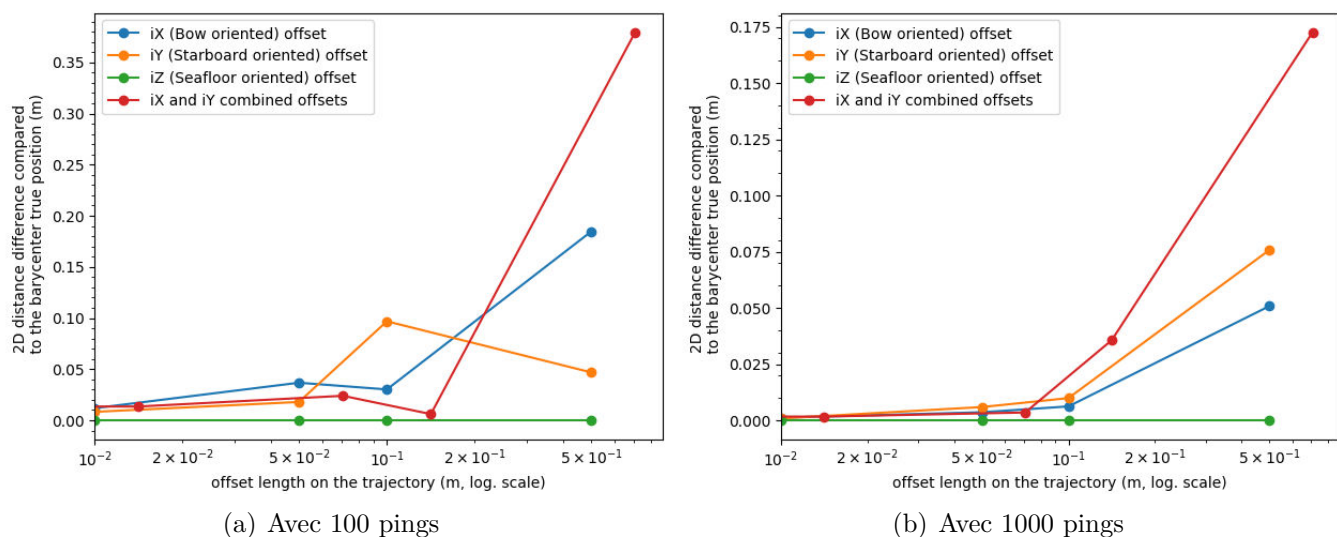


FIG. 9.15 – Influence d'un systématisme (offset) sur la position de la plate-forme sur la restitution de la position du barycentre des balises

On constate qu'un offset sur Z_{RPY} n'a aucune influence sur la position finale (en planimétrie) du barycentre, et qu'une augmentation du nombre d'observations à tendance à réduire l'influence de l'offset.

9.7 Influence de l'incertitude de la position de la plate-forme

Un test similaire au précédent est également réalisé afin d'observer l'influence d'une perturbation (au sens de bruit gaussien) sur le positionnement de la plate-forme. À partir d'une expérience à trajectoire parfaite, on ajoute un bruit blanc d'écart-type compris entre 1 cm et 50 cm sur les trois composantes X_{RPY} , Y_{RPY} et Z_{RPY} , ainsi que de manière combinée sur les deux composantes planimétriques. Les écarts de restitution par rapport au vrai barycentre pour des expériences à 100 et 1000 pings sont représentés figure 9.16.

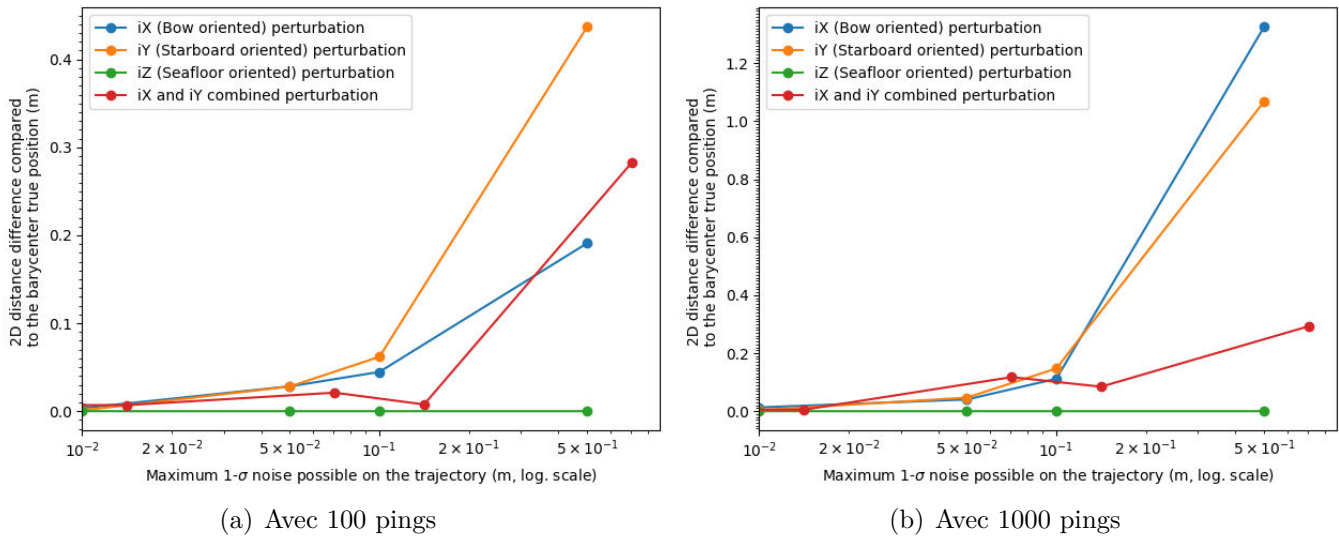


FIG. 9.16 – Influence d'une perturbation sur la position de la plate-forme sur la restitution de la position du barycentre des balises

Ici également, une perturbation sur la composante Z_{RPY} n'a aucune influence sur la position finale planimétrique du barycentre. L'erreur sur la position finale a tendance à se réduire lorsque les incertitudes sur X_{RPY} et Y_{RPY} sont combinées, ce qui signifie que les perturbations sur les deux composantes se compensent mutuellement. En revanche, il est remarquable d'observer que l'augmentation du nombre de pings dans le cas d'une forte incertitude a tendance à détériorer le positionnement.

Les méthodes d'inversion ont été initialement développés uniquement à partir de données simulées. Cependant, nous disposons également d'un jeu de données acquis en conditions réelles, la mission *GEODESEA* que nous allons présenter.

Chapitre 10

Résultats de la mission *GEODESEA*

10.1 Présentation de la campagne

Collaboration entre le LDO / Université de Bretagne occidentale, le LIENSs / Université de La Rochelle, et Sonardyne Ltd., la mission *GEODESEA* s'est déroulée du 17 au 22 juin 2015 à bord du N/O *Tethys II*, au large de Nice, à proximité des mouillages des bouées océanographiques DYFAMED et Météo France/ODAS. Son objectif principal était de mettre à l'épreuve en conditions réelles les méthodes de traitement, ainsi que de mettre en lumière les différents postes d'erreur.

Lors de la campagne, nous avons déployé un dispositif d'acquisition GNSS/A à la surface et au fond constitué :

- de 4 balises *Compatt* Sonardyne interrogées de manière répétée par une tête acoustique (GyroUSBL Sonardyne) installée en bout de la perche du N/O *Tethys II*
- de 4 antennes GNSS disposées respectivement à la proue du navire, au sommet de la perche, à bâbord et tribord, en acquisition continue. Le GNSS du sommet de la perche était intégré au système de positionnement Sonardyne en mode RTK.
- d'une centrale d'attitude intégrée au *GyroUSBL*.

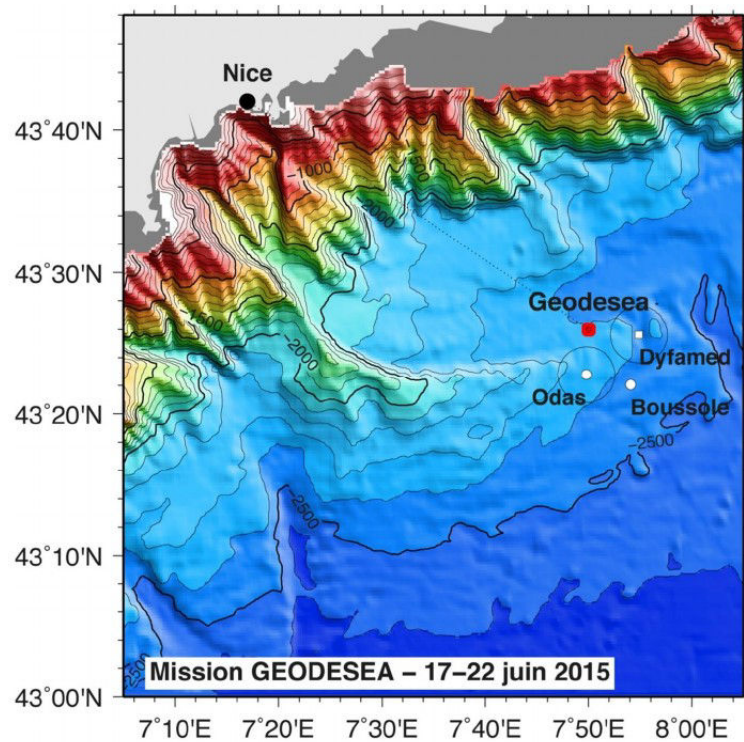


FIG. 10.1 – Cadre général de la zone de travail *GEODESEA*

les mesures environnementales complémentaires au système l'ont été au moyen :

- de 5 profils CTD échelonnés le long de la campagne.
- d'un échosondeur inversé PIES (voir 2.3.2). Cependant, une configuration inadaptée de l'instrument pour la Méditerranée a rendu les mesures inutilisables.

10.2 Matériels utilisés

10.2.1 Matériel de positionnement en surface

Il consiste en quatre antennes GNSS disposées sur le navire, rattachées par topométrie en début et fin de mission tel que décrit en détail au chapitre 8. Cependant, pour des questions de facilité, seul le GNSS en sommet de perche a été

exploité dans le traitement des données ci-après. Le positionnement en temps réel est assuré en RTK en utilisant comme base la station de la ville de Nice *NICA*. L'utilisation des trames du réseau *Teria* a été tentée, mais a été abandonnée pour des questions de bande passante Internet et de compatibilité du matériel. Pour le positionnement post-traité, en se basant sur les comparaisons de la section 8.1, nous privilégions un traitement avec NRCAN.

10.2.2 Matériel acoustique

4 balises acoustiques ont été disposées suivant une forme de triangle inscrit dans un cercle de 1500 m de diamètre, la quatrième balise étant installée au centre du réseau, à environ 2350 m de fond. Le côté du triangle ainsi formé est long d'environ 1500 m. Il s'agit de transpondeurs acoustiques Sonardyne *Compatt 6*, identifiés par les adresses 5201, 5203, 5205 et 5207. Ils sont fixés à des supports perdables lestés par sacs de sable et enchâssés dans des colliers de flottaison permettant la remontée en surface à l'issue de la campagne.

La tête acoustique permettant de communiquer avec le fond est un *GyroUSBL 7000 Lodestar*, installée sur la perche et équipée d'une centrale d'attitude intégrée. Un autre module, un *GyroiUSBL Lodestar* a également été utilisé de manière temporaire pour des opérations de contrôle. Le *GyroUSBL 7000* est fixé en terminaison d'une perche de 7 m de long située sur le côté tribord du navire. Il est à noter que l'emplacement de la perche n'est pas idéal pour une acquisition acoustique : une fois déployée, son extrémité se trouve en effet à proximité des hélices.

10.3 Acquisitions

Après des opérations de calibration, de choix de fréquences, et de *box-in*, c'est à dire de positionnement individuel de chaque balise par rotation du navire autour de celle-ci, 37 h 20 d'acquisition suivant un protocole GNSS/A ont été effectuées au cours de la mission, réparties en 4 sessions de 3 h à 15 h. La chronologie des sessions est récapitulée dans le tableau 10.1.

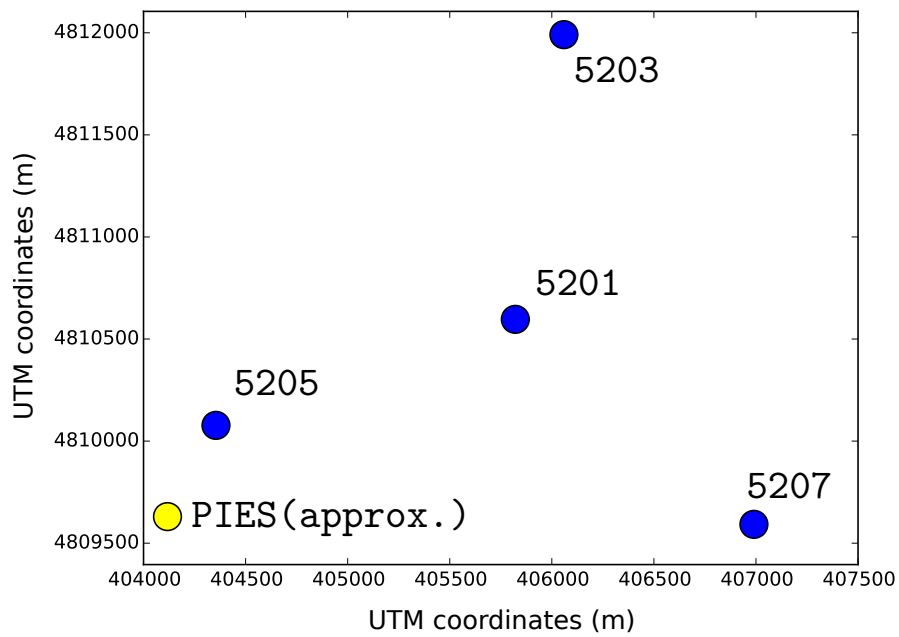


FIG. 10.2 – Disposition des balises au fond



FIG. 10.3 – Balises dans leur configuration d'immersion

Date UTC	Session d'acquisition	Balises	Nombre de profils	Version de Ranger 2	Cause de la fin de session
19 juin 2015		Balises #5201, 3, 5, 7	18	Nouvelle	CTD #3
16h00	Début d'acquisition de ranges				
20 juin 2015					
7h15	Fin d'acquisition				
	Durée de la session = 15h15				
8h15	Début d'acquisition	Balises #5201, 3, 5, 7	20	Ancienne	CTD #4, puis calibration
16h19	Fin d'acquisition				
	Durée de la session = 8h04				
21 juin 2015		Balises #5201, 3, 5, 7	7	Ancienne	Calibration du GyroiUSBL, récupération du PIES et #5201
7h56	Début d'acquisition				
10h58	Fin d'acquisition				
	Durée de la session = 3h02				
18h20	Début d'acquisition	Balises #5203, 5, 7	23	Ancienne	Fin des opérations
22 juin 2015					
5h15	Fin d'acquisition				
	Durée de la session = 10h59				
TOTAL	37h20		68 profils		

TAB. 10.1 – Chronologie des sessions de mesures effectuées. Seule la dernière session est exploitée ici. Extrait du rapport de mission

Concernant la trajectoire, un mode d'acquisition avec le navire en station au niveau de la balise centrale a été testé. Du fait du bruit causé par le navire, la communication acoustique était de mauvaise qualité et les résultats se sont avérés non concluants. Une solution alternative a alors consisté à réaliser les interrogations en laissant le navire dériver au travers du réseau, moteur débrayé, tout en tentant de passer au plus près de la balise centrale, en tirant parti au mieux des courants. En fin de profil, les moteurs sont remis en route pour que le bateau fasse demi-tour, et revienne se positionner en début de profil de dérive. La dérive moyenne observée varie entre l'ouest et le nord-ouest, de 200 à 500 m de long, avec une intensité variable au cours du temps.

Un incident remarquable a eu lieu le soir du 18 juin : une rupture accidentelle de la perche supportant la tête acoustique s'est produite. Bien que cet événement eut de notables implications sur la suite de la mission, en retardant notamment les acquisitions, il n'a entraîné fort heureusement aucune perte de matériel.

Du fait des changements de versions répétés du logiciel d'acquisition *Ranger II* durant les acquisitions, seules les données de la dernière session de mesure contiennent l'intégralité des observations simultanées de temps d'aller-retour. Les données des autres sessions, ne contenant que les interrogations d'une seule balise à la fois, ne sont pas considérées. Dans la mesure où la balise 5201 avait déjà été récupérée lors de cette session, nous ne disposons que des observations pour les trois balises extérieures.

10.4 Traitement

On dispose ainsi pour la session considérée de 13487 temps d'aller-retour pour la balise 5203, 13419 pour la 5205, 12836 pour la 5207. Les temps d'aller-retour pour chacune des balises sont représentés figure 10.4. Les brusques variations correspondent au retour au point de départ à chaque passe.

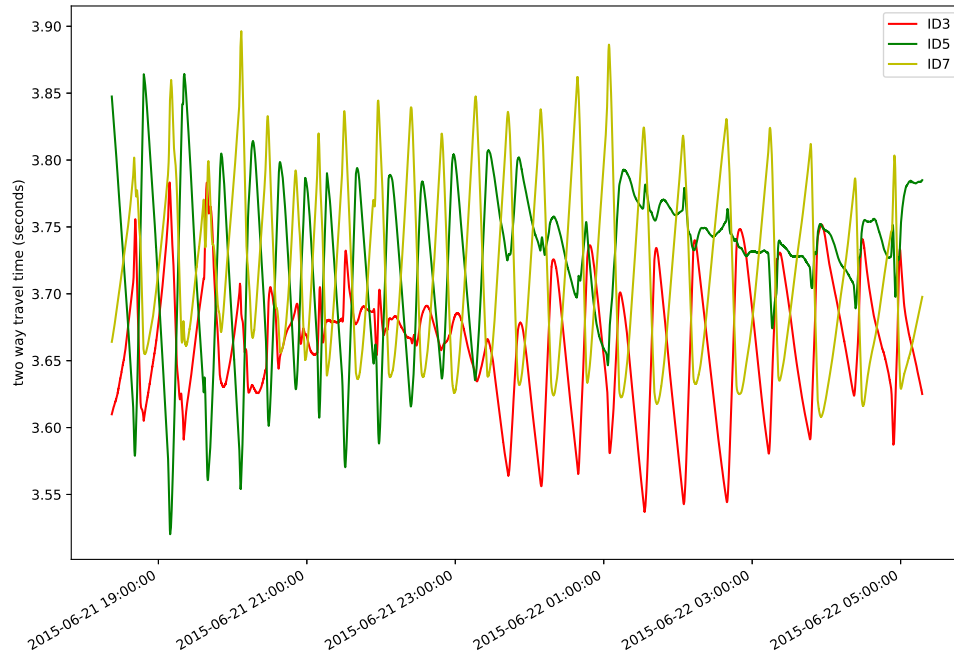


FIG. 10.4 – Temps d'aller-retour pour chacune des balises, corrigé du temps de latence (TAT)

La position cinématique du GNSS de la perche dans l'ITRF2008 est déterminée en PPP post-traité avec NRCAN, et est transférée au centre de phase de la tête acoustique grâce aux levés topométriques qui ont permis d'estimer le bras de levier, et à l'approche de prise en compte de l'attitude décrite en section 8.3. On travaille ensuite dans un repère topocentrique NED , avec pour origine le point P_0 (tableau 10.2), barycentre de la trajectoire sur l'ensemble de la campagne et centre arbitraire du chantier. La trajectoire de la dernière session est représentée figure 10.5. On utilise comme observation de célérité, le profil issu de la CTD du 21 juin à 17h30 UTC, représenté figure 10.6.

Latitude (deg)	Longitude (deg)	Hauteur (h)
43.44179814	7.83481523	6.59448798
X (m)	Y (m)	Z (m)
4595047.7993	632288.0179	4363273.5233

TAB. 10.2 – Coordonnées dans l'ITRF2008 @ 2015.46 du point de référence du chantier P_0

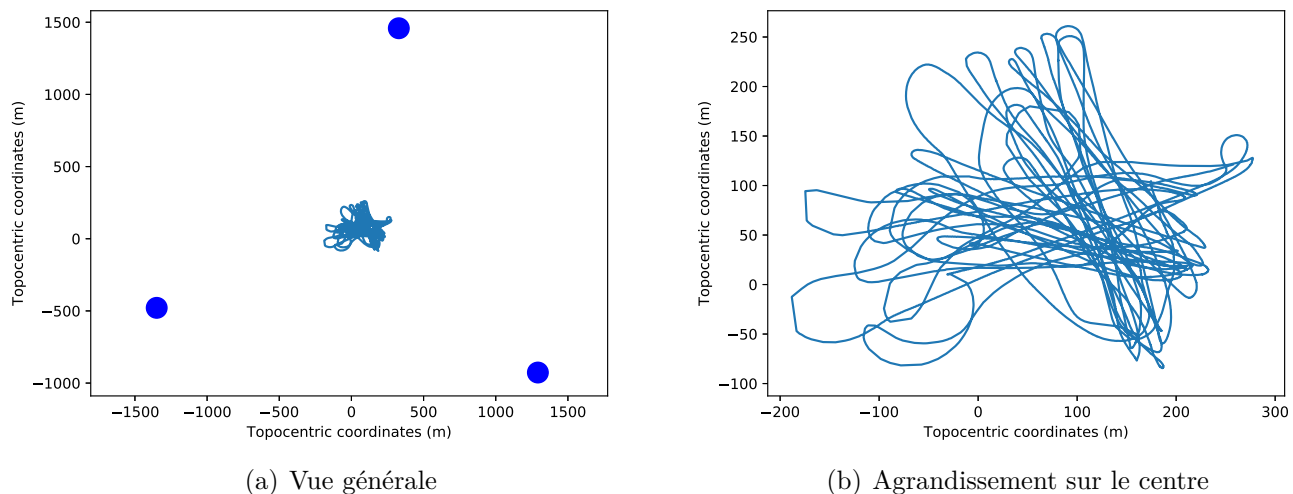


FIG. 10.5 – Trajectoire lors de la dernière session de mesures

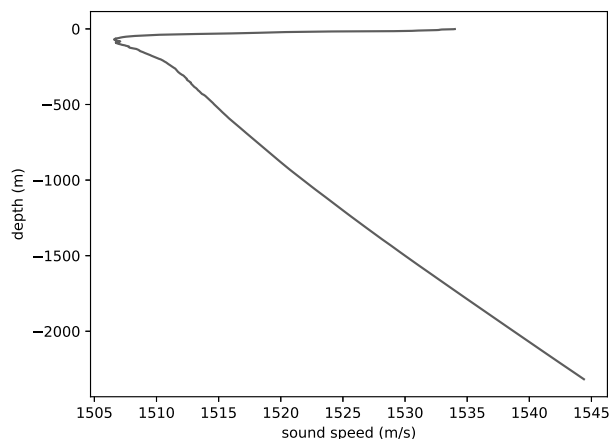


FIG. 10.6 – Profil de célérité de la session de mesure considérée (21 juin 2015, 17h30 UTC)

Les balises n'étant pas équipées de capteur de pression pour estimer la profondeur individuelle de chaque instrument, et comme aucune opération de distancemétrie relative n'a été effectuée, nous n'avons pas pu réaliser une inversion optimale telle que déterminée en section 9.3.1 et utilisée pour les simulations. Nous nous sommes alors orientés vers une inversion basique, n'intégrant que les données acoustiques. On met en place un nettoyage des valeurs jugées aberrantes, par la méthode de la MAD en amont, et par une élimination basée sur les résidus dans l'inversion par moindres carrés, ainsi qu'une pondération par les résidus, comme décrit en section 6.2.7.1. Le nombre de pings éliminés est de l'ordre de 1%.

Les coordonnées des trois balises et du barycentre dans le repère topocentrique et dans l'ITRF2008 à l'époque 2015.46 sont indiquées dans le tableau 10.3.

Un test de *bootstrap* est ensuite réalisé pour estimer la répétabilité du résultat. On prélève aléatoirement 50% des observations et on restitue les positions des balises à partir de cet échantillon. À partir de 250 échantillons, la position du barycentre et sa dispersion sont données tableau 10.4 et illustrées figure 10.7.

Résidus sur les observations On remarque un décalage des résidus des temps de trajet par rapport à une loi normale (histogramme figure 10.8(a)), ce qui est

Point	5203	5305	5307	Barycentre
Local N (m)	1459.5193	-478.5392	-926.6242	18.1187
Local E (m)	329.0651	-1348.9036	1293.2587	91.1401
Local D (m)	2407.1061	2383.5635	2375.9380	2388.8692
σ_N (m)	0.0256	0.0264	0.0273	0.0152
σ_E (m)	0.0221	0.0219	0.0243	0.0131
σ_D (m)	0.0159	0.0162	0.0146	0.0090
ITRF X (m)	4592277.2989	4593843.1724	4593793.7191	4593304.7301
ITRF Y (m)	632238.9572	630760.6447	633420.8986	632140.1668
ITRF Z (m)	4362678.0733	4361287.0891	4360966.9901	4361644.0509
Latitude (deg)	43.45493980	43.43748810	43.43345360	43.44196128
Longitude (deg)	7.83888250	7.81814770	7.85079410	7.83594147
Hauteur (m)	-2400.3357	-2376.8086	-2369.1451	-2382.2740

TAB. 10.3 – Coordonnées estimées dans le repère local topocentrique et l'ITRF2008 @ 2015.46 des balises et de leur barycentre

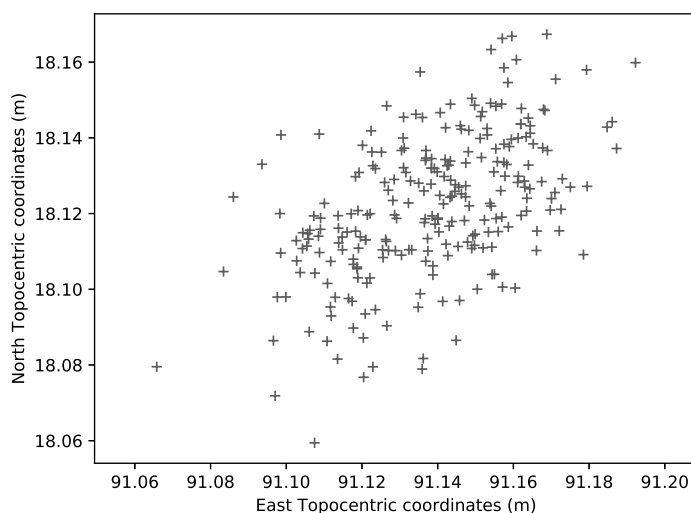


FIG. 10.7 – Estimation du barycentre pour 250 échantillons

Local N (m)	Local E (m)	Local D (m)
18.1221	91.1382	2388.8681
σ_N (m)	σ_E (m)	σ_D (m)
0.01855	0.02170	0.0089

TAB. 10.4 – Coordonnées moyennes et écarts-types associés après un test de *bootstrap*

confirmé par le tracé des résidus en fonction du temps, figure 10.8(b). On constate que les résidus suivent des variations, d'une part à la fréquence de la quinzaine de minutes, ce qui correspond aux passes du navire au-dessus du réseau et d'autre part à l'échelle de la session. Cette variation est sans doute due à un changement progressif des paramètres environnementaux, se traduisant par une modification du profil de célérité.

Ces observations sont à mettre en relation avec ceux de Spiess et al. [1998] où un phénomène similaire est mis en évidence, comme illustré figure 10.9. Ce phénomène est mal expliqué, mais pourrait être dû à la marée et aux ondes internes. Une stratégie pour compenser cet effet consiste à multiplier les mesures sur une longue période de plusieurs dizaines d'heures afin d'observer sur l'intégralité d'un, voire de plusieurs cycles.

Il serait également intéressant de modéliser ce phénomène pour une injection dans les simulations. Cependant, dans la mesure où le cas des Antilles qui nous intéresse en priorité, il est difficile de savoir si la période et l'amplitude de cette perturbation est la même pour la Méditerranée et pour l'Atlantique Nord tropical, et donc si son effet est comparable.

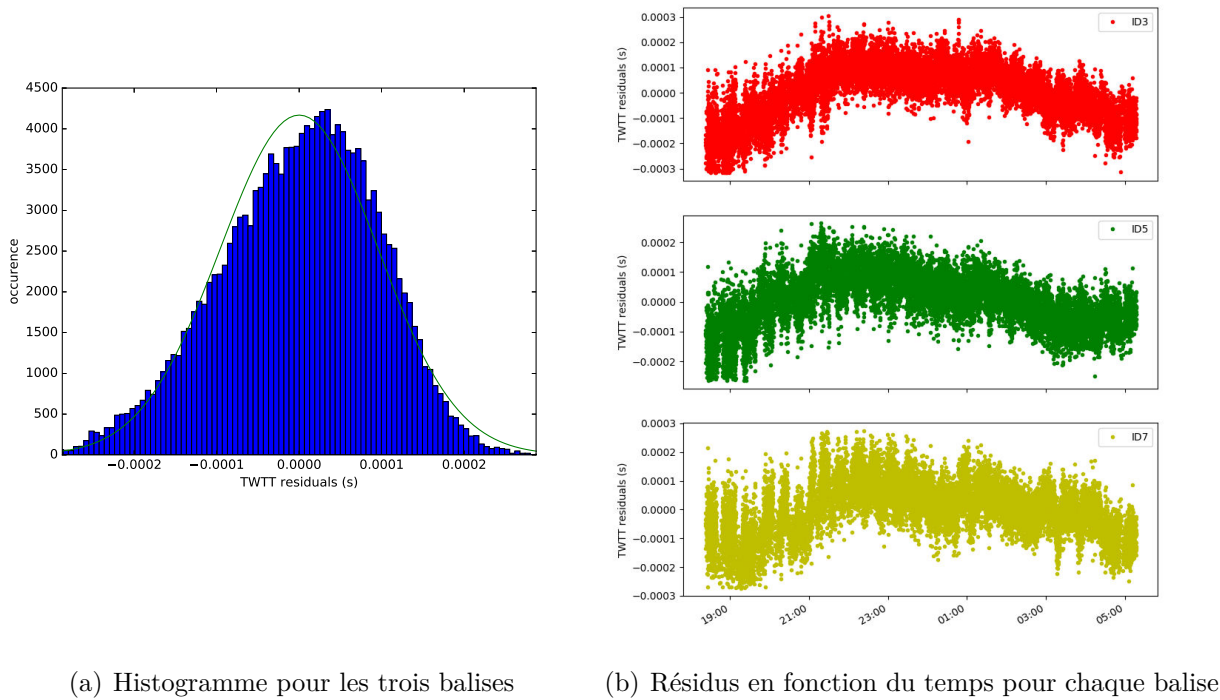


FIG. 10.8 – Résidus de mesures

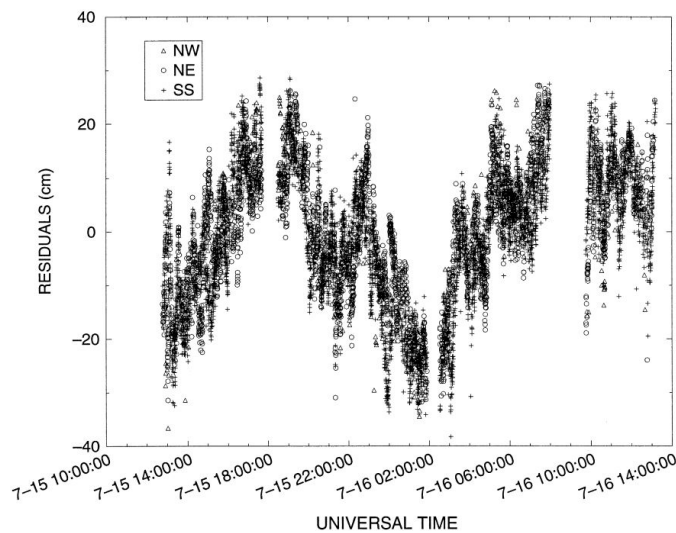


FIG. 10.9 – Résidus de mesures sur les temps de propagations convertis en distance en fonction du temps pour trois balises [Spiess et al., 1998]. On remarque clairement un signal corrélé entre les balises allant de quelques minutes à plusieurs heures. Il est supposé associé aux ondes internes et à la marée.)

Comparaison avec les coordonnées déterminées par Sonardyne Les coordonnées estimées par Sonardyne sont disponibles dans les rapports provisoires de mission [Sonardyne, 2015; Powe, 2015].

Cependant, ces coordonnées ayant été déterminées en utilisant des données de navigation RTK, elles sont dans le système géodésique français RGF93, qui correspond par définition au repère ETRF2000 à l'époque 2009.0. Les coordonnées dans le système national doivent alors être amenées dans l'ITRF2008 à l'époque de la campagne (2015.46), via les formules de Boucher & Altamimi [2011].

On obtient alors les coordonnées rapportées dans le tableau 10.5 :

Point	5203	5205	5207	Barycentre
ITRF X (m)	4592303.3578	4593868.4148	4593818.8605	4593330.2110
ITRF Y (m)	632242.4684	630764.4187	633423.6055	632143.4976
ITRF Z (m)	4362702.3239	4361311.8167	4360991.3336	4361668.4914
Latitude (deg)	43.45493551	43.43749176	43.43345627	43.44196196
Longitude (deg)	7.83888152	7.81815145	7.85078482	7.83593932
Hauteur (m)	-2364.5692	-2341.2753	-2334.0543	-2346.8103
Local N (m)	1459.0467	-478.1340	-926.3290	18.1946
Local E (m)	328.9913	-1348.6058	1292.5131	90.9662
Local D (m)	2371.3394	2348.0301	2340.8470	2353.4055

TAB. 10.5 – Coordonnées estimées par Sonardyne des balises et de leur barycentre dans l'ITRF2008 @ 2015.46

La différence entre le barycentre estimé par notre méthode et celui estimé par Sonardyne dans le référentiel topocentrique est présentée tableau 10.6.

ΔN (m)	ΔE (m)	ΔD (m)
-0.07589538	0.17382668	35.46369477

TAB. 10.6 – Différence dans le repère local topocentrique entre les coordonnées du barycentre estimées par la méthode LIENSs/LDO et celle Sonardyne

Cet écart relativement important peut s'expliquer par la différence des traitements GNSS utilisés pour la détermination de la trajectoire : PPP pour notre solution, RTK temps réel – avec base à distance importante – pour la solution Sonardyne. La figure 10.10 représente l'écart entre les coordonnées PPP NRCAN dans l'ITRF2008 @ 2015.46 et les coordonnées RTK, préalablement passées du système géodésique français au système international à l'époque de la mission.

On constate que les positions PPP et RTK diffèrent sensiblement, et que par ailleurs un biais existe, de l'ordre de la dizaine de centimètres, ce qui est cohérent avec les différences finales observées sur le barycentre. À noter aussi l'écart d'environ 45 m en hauteur entre les deux solutions, la surface de référence étant le géoïde pour le RTK et l'ellipsoïde pour le PPP.

Les écarts de position entre les deux traitements GNSS/A peuvent donc s'expliquer principalement par les différences de positionnement de surface, elles-mêmes causées par la méthode de calcul, mais aussi sans doute par la conversion du RGF93 à l'ITRF2008, vraisemblablement à l'origine d'un systématisme.

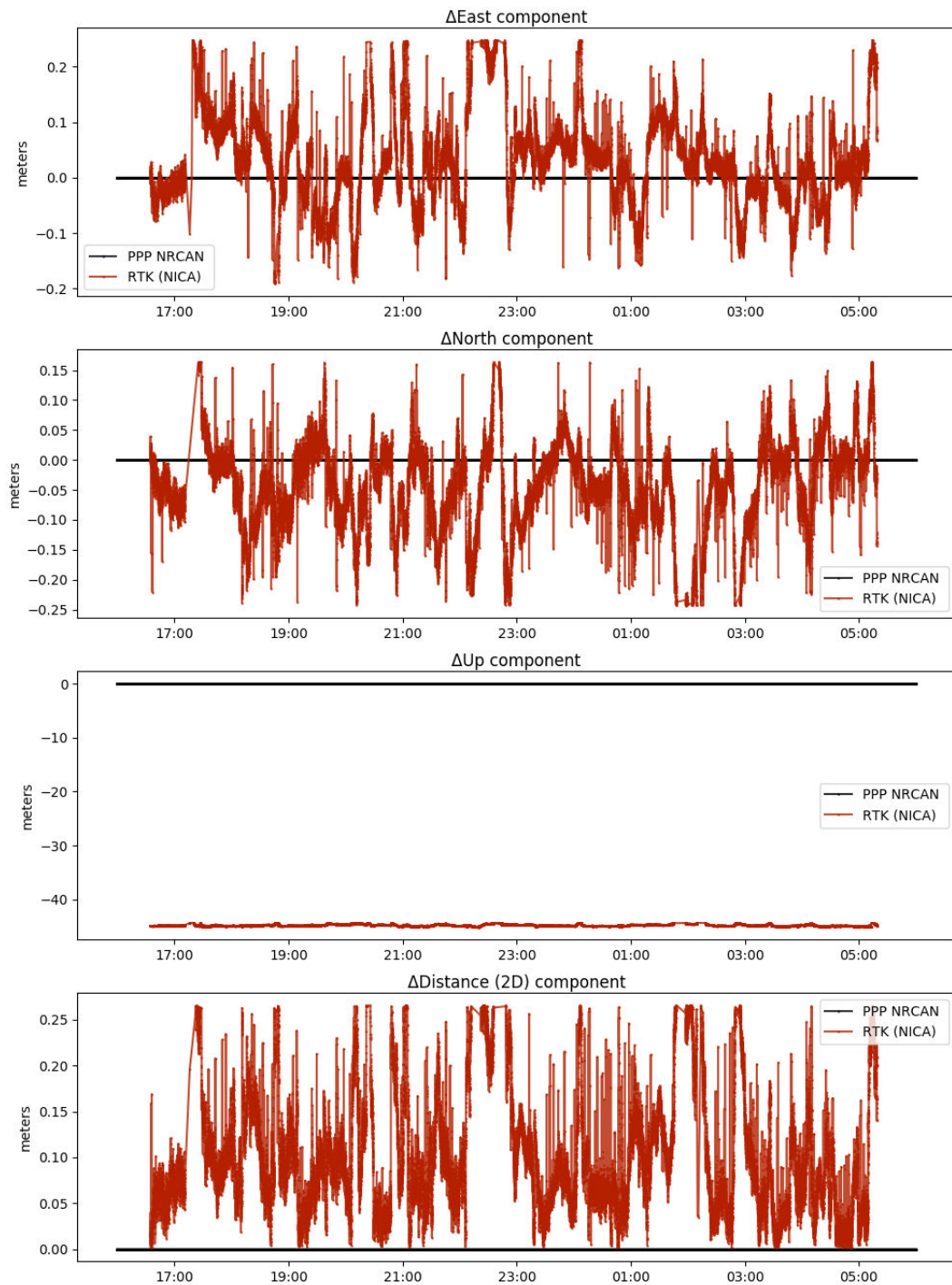


FIG. 10.10 – Différences en fonction du temps suivant les trois composantes Est, Nord, Verticale (Up) et en distance entre la solution déterminée par traitement PPP avec NRCAN prise comme référence et la solution temps réel avec la station *NICA* comme base ramenée dans l'ITRF

Chapitre 11

Synthèse et discussion

11.1 Synthèse

Dans la première partie de cette étude, nous nous sommes intéressés à la nécessité d'observations géodésiques en mer, les mesures à terre se révélant partiellement aveugles pour quantifier l'accumulation actuelle de contraintes à proximité de limite de plaques, lorsque celles-ci se trouvent immergées. Nous avons distingué deux approches : la première, la distancemétrie acoustique, qui consiste à mesurer la déformation relative entre des couples de balises installées sur le fond de mer, et la seconde est celle du GNSS/A, qui consiste à référencer des balises acoustiques, mais depuis la surface, dans un système de référence global absolu fourni par GNSS. La première méthode s'adapte bien au contexte de la faille de Marmara, où la zone de déformation étudiée est petite et bien identifiée (de l'ordre du kilomètre). La seconde est appropriée pour la subduction antillaise, où la zone de déformation potentielle est grande (de l'ordre de la centaine de kilomètres), et mal connue. Concernant cette région, nous avons remarqué une subsidence générale des îles de la Guadeloupe à partir des observations GNSS des stations à terre, compatible avec un blocage de la subduction à faible profondeur mis en évidence par une modélisation en éléments finis. Mais seules des observations géodésiques offshore permettront de préciser les caractéristiques (position/longueur) d'un éventuel blocage.

Nous avons décrit dans le second chapitre une expérience de distancemétrie réalisée au niveau du segment d'Istanbul-Silivri de la faille nord-anatolienne. La résolution sur les variations de temps de trajet le long des baselines est de l'ordre de la microseconde, ce qui correspond à une résolution millimétrique pour des baselines d'environ 500 m de long. Nous avons également mis au point une méthode d'inversion visant à déterminer le taux de déformation des baselines en même temps que la dérive instrumentale des capteurs environnementaux. Cette approche suggère qu'aucune déformation notable n'est visible durant les six mois d'observations, et que la vitesse de glissement de la faille maximum possible est de 6 mm/an. Ceci exclut un glissement asismique de surface, comme cela avait été suggéré à partir des observations GNSS à terre, et est compatible avec un comportement bloqué.

Les chapitres suivants ont porté sur la technologie GNSS/A, et ont tout d'abord exploré les possibilités de représentation de la propagation d'un rayon acoustique dans l'océan. Trois méthodes ont été explicitées, le *ray tracing* eikonal, le *ray tracing* de Snell-Descartes et le *ray tracing* dit équivalent. La méthode de Snell-Descartes a été sélectionnée, car elle présente les meilleures performances si l'on fait l'hypothèse que le milieu est horizontalement stratifié. Pour tester la limite de cette hypothèse, une utilisation de la méthode eikonale est alors nécessaire, car c'est la seule qui permette de représenter la trajectoire d'un rayon acoustique dans un environnement en 3D. La méthode équivalente est quant à elle exclue, car jugée trop approximative pour nos applications.

Nous avons ensuite étudié les phénomènes susceptibles de perturber l'environnement sous-marin dans le contexte des petites Antilles. Les ondes internes, la marée, et les courants sont identifiés comme principales sources de perturbations. Nous quantifions leurs effets sur la célérité du son en exploitant les données des bouées ancrées MOVE et de campagnes océanographiques. Ces valeurs sont ensuite utilisées dans les simulations.

Une inversion par moindres carrés adaptée au GNSS/A est ensuite explicitée. Elle permet une restitution directe du barycentre, ainsi qu'une prise en compte d'observations annexes, à savoir des mesures de profondeur et de longueur de base-

line entre instruments. Cette approche d'inversion est accompagnée d'un ensemble de solutions pour simuler des observations acoustiques, en les générant et en les perturbant.

Une section est consacrée à la quantification des erreurs et incertitudes liées à la position de la tête acoustique dans un référentiel global. Il s'agit donc à la fois du rattachement de la tête acoustique par rapport aux antennes GNSS, et le positionnement GNSS en lui-même. Pour cela, nous nous sommes basés sur deux expériences en conditions réelles réalisées sur deux navires océanographiques différents. Une méthode de mesure sur ces bateaux en mouvement a été mise au point. Une incertitude allant du millimètre au centimètre pour certains points est constatée. Concernant la qualité du positionnement GNSS en lui-même, les solutions PPP permettent d'atteindre une fidélité de 2 à 3 cm, bien meilleure que du positionnement différentiel à longue distance. Ce mode de traitement est donc privilégié pour nos applications.

À partir de l'étude modulaire des différentes composantes du GNSS/A, dont les incertitudes respectives sont données dans le tableau 9.1, nous avons procédé aux simulations d'expériences de positionnement acoustique. Nous distinguons trois grandes catégories de simulations : celles utilisant une plateforme pilotée sous forme de campagne où la célérité du son est stratifiée et ne subit que des variations temporelles, celles utilisant une plateforme pilotée sous forme de campagne où la célérité du son subit à la fois des variations temporelles et latérales, et celle sous la forme de mesures quotidiennes réalisées par une bouée ancrée. On met en évidence des exactitudes de positionnement submillimétriques lorsque la célérité est uniquement soumise à des variations temporelles, mais cette qualité est dégradée à un niveau centimétrique lorsque l'on restitue la position avec un SSP biaisé. La tendance montre néanmoins que l'exactitude de la restitution de la position est fonction du nombre d'acquisitions. En revanche, en présence d'un gradient latéral de célérité, ni le nombre d'acquisitions, ni la trajectoire, ni la forme du dispositif de balises n'améliore sensiblement la qualité du positionnement, qui est centimétrique pour un gradient de célérité de $7 \times 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{s}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ à la surface. Quant aux simulations mettant en jeu une bouée, elles ne permettent pas d'obtenir une bonne répétabilité au fil des jours.

Notre technique d'inversion a ensuite été mise à l'épreuve dans un cas réel : l'expérience *GEODESEA*. Pour 10 h d'acquisition et environ 13500 pings pour chacune des trois balises, l'écart-type formel est ~ 2 cm sur les deux composantes N et E , cependant l'étude des résidus met en évidence un phénomène corrélé avec le temps, dû vraisemblablement aux ondes internes.

11.2 Réflexion sur les simulations d'observations

La difficulté principale aura été de développer en parallèle du module d'inversion, la façon de générer et de perturber les observations acoustiques, et ce de la manière la plus réaliste possible.

Il apparaît que les principaux phénomènes susceptibles de perturber les observations acoustiques, courants et ondes internes, sont encore mal modélisés aujourd'hui à notre échelle de travail. Il est également difficile de trouver des relations quantitatives entre variations de paramètres environnementaux et retard sur le temps de propagation, cette dernière donnée étant l'observation de base pour nos travaux. À défaut de modèle ou d'équation analytique permettant de représenter la relation entre variabilité et propagation, nous avons cherché à tirer parti des observations océanographiques disponibles dans notre région d'étude. Même si elles se sont avérées très utiles, ces données d'opportunités étaient limitées par certains aspects. Pour les observations de gradient latéral de célérité à partir de CTD, les valeurs sont vraisemblablement surestimées. D'une part parce que la distance entre deux profils (d'environ une quinzaine de kilomètres) est supérieure à celle d'un chantier GNSS/A (cinq kilomètres environ), et dans la mesure où l'évolution de la célérité n'est sans doute pas linéaire comme semble le suggérer les figures 5.17 et 5.18, le gradient estimé sur une quinzaine de kilomètres est potentiellement différent du gradient réel à l'échelle d'une expérience GNSS/A. D'autre part, et c'est sans doute l'aspect le plus important, les CTD ont été mesurés à des moments différents dans la journée, séparés de l'ordre de plusieurs heures. Les gradients tels qu'ils ont été déterminés contiennent donc également une variation temporelle, alors que seule la variation spatiale nous intéresse dans ce cas.

Nos simulations sont donc limitées d'une part par des mesures d'opportunité, et d'autre part par la difficulté d'obtenir un champ de vitesse uniquement à partir de profils verticaux. Il serait donc judicieux d'envisager pour la quantification effective du gradient au large des petites Antilles des mesures simultanées de CTD sur une petite zone de travail, de l'ordre du kilomètre.

Une autre stratégie mise en place, celle du bruitage zonal a pour objectif de formaliser le bruit induit par la variabilité respective des différentes strates de l'océan. Cependant, les valeurs permettant de paramétrer cette approche sont impossibles à expliciter en l'absence de mesure *ad hoc* pour notre zone d'étude. Nous avons alors employé des valeurs génériques, en se basant sur la littérature.

Pour la détermination des gradients synthétiques, nous avons développé le concept de pseudoprofil. Il consiste en un ajustement des coefficients définissant le profil de Munk afin d'adapter une courbe théorique au plus près d'un profil réel. Cependant, les graphes 9.8 et 9.9 montrent un écart non négligeable entre le profil observé et le profil synthétique correspondant. Il pourrait ainsi être judicieux de développer une formule générique plus adaptée pour ce genre d'application, ou à défaut, une formule idoine au cas antillais, en modifiant la paramétrisation de l'exponentielle.

11.3 Réflexion sur le traitement des données

Un des principaux apports de ces travaux aura été la mise au point d'une méthode d'inversion par moindres carrés. La littérature est parcellaire sur la question, et les publications portent plus sur les résultats géodynamiques que sur les approches méthodologiques, plutôt confidentielles. De manière générale, et à la différence du traitement GNSS, il n'existe aucune suite logicielle destinée à un utilisateur tiers disponible pour l'inversion de données acoustiques en position. Il a donc été nécessaire de mettre au point une nouvelle chaîne de traitement *ex nihilo*.

Notre méthode intègre à la fois des observations acoustiques, mais également des observations annexes : longueur de baselines entre balises et différences de profondeur. Plusieurs sous-modes de restitution ont par ailleurs été explicités, notamment celui permettant la détermination directe du barycentre du polygone de balise, afin de discriminer les points cruciaux et ceux qui l'étaient moins, dans les différentes stratégies envisageables.

Des travaux doivent désormais être envisagés sur l'adaptabilité du SSP dans le processus d'inversion, à la fois au niveau de sa variabilité temporelle et de sa variabilité spatiale (correction du gradient). La donnée de célérité du son étant pour l'instant considérée comme invariable. Les travaux de Chen [2014] et Fujita et al. [2006] donnent des pistes : la première simplifie le profil réaliste observé en un profil bilinéaire, et adapte les coefficients directeurs de ce profil (à noter que l'on peut également imaginer de la même manière un ajustement des coefficients d'un pseudoprofil de Munk). La seconde propose une correction itérative et cyclique du SSP et de la position des balises, en estimant un polynôme corrigeant le profil de célérité. Cette approche s'adapterait bien aux résidus des observations obtenus à l'issue de la campagne *GEODESEA* : en effet, on peut envisager l'évaluation d'une telle fonction représentant la variation de célérité, directement dans l'estimation par moindres carrés, ou alors en dehors dans une étape supplémentaire, qui absorberait une partie des résidus. Rappelons que cet aspect n'a pas été traité en priorité, car l'objectif même du concept du GNSS/A proposé par F. Spiess, à savoir l'observation à l'aplomb d'un polygone de balises, est d'éliminer l'incertitude sur le profil de célérité.

Il peut également être intéressant d'estimer d'autres paramètres correctifs. Par exemple, une détermination dans l'inversion par moindres carrés de corrections sur les vecteurs de rattachement entre les différents instruments de surface permettrait de compenser les erreurs de topométrie. Réciproquement, d'autres observables peuvent être ajoutés. En premier lieu, si la tête acoustique permet d'acquérir les angles (azimut et site) du rayon acoustique réceptionné (comme c'est le cas pour les systèmes USBL), ces données permettraient théoriquement de mieux contraindre la localisation des balises. On peut également réfléchir à optimiser l'utilisation d'un

éventuel ensemble d'antennes GNSS sur la plateforme. Ceci pour d'une part compléter ou remplacer la centrale d'attitude, et d'autre part pouvoir bénéficier d'une redondance d'informations sur le positionnement absolu permettant de supplanter un potentiel récepteur défaillant, mais aussi pour compenser les incertitudes intrinsèques au GNSS, à condition d'avoir des rattachements topométriques suffisamment fiables entre les antennes.

11.4 Réflexion sur la plateforme et son positionnement

De manière pratique, nous avons réalisé des déploiements d'instruments sur deux navires océanographiques, le *Pourquoi Pas ?* et le *Téthys II*. Même si un protocole spécifique a été mis au point, dans le premier cas, les opérations de rattachements topométriques se sont révélées particulièrement complexes, et ce pour de multiples raisons. Principalement parce que le navire en mouvement entraîne des erreurs de verticalité, et que les vibrations des moteurs perturbent également les mesures. Les points de référence sur lesquels il est utile de s'appuyer (pour pouvoir bénéficier des instruments à demeure) sont mal matérialisés. La grande taille du navire impose de faire des levés depuis plusieurs stations. À cela se sont ajoutées les conditions climatiques peu clémentes dans notre cas qui ont également compliqué la tâche. Les multiples sessions réalisées au cours des différents jours ont toutes été combinées, pour obtenir *in fine* une fidélité de l'ordre du centimètre, mais sans tenir compte de la déformation du bateau. L'imposante structure génère en outre des masques pour les antennes GNSS. Pour s'en affranchir, il faudrait installer des antennes sur des mâts, à l'image de Chadwell [2003]. Mais de telles structures sont conséquentes, et semblent complexes à mettre en œuvre. Il est toujours possible d'utiliser les rattachements fournis par les levés réalisés à la construction du navire, mais on peut douter de leur exactitude (millimétrique), dans la mesure où aucun protocole n'est décrit, et que les points de référence sont mal matérialisés. Concernant le segment acoustique, la propulsion du navire (moteur et hélice) entraîne un bruit qui peut perturber les interrogations des balises au fond.

La topométrie sur le *Téthys* s'est révélée plus aisée en raison de la petite taille du navire et de la possibilité de viser depuis un même point l'intégralité des instruments. Mais les soucis de vibrations et de verticalité se sont également posés sur cette plateforme. On obtient aussi une répétabilité centimétrique entre la session de début et la session de fin de mission. Si l'on souhaite réitérer les mesures au cours du temps (si l'on utilise le même navire), il faut également réfléchir à déployer les instruments de surface au même endroit. Le montage et le démontage à chaque campagne, et ce même si un levé topométrique est réalisé dans les meilleures conditions, entraîne immédiatement un défaut de répétabilité.

Dans le cadre des simulations, nous avons envisagé une plateforme mobile le long de profils droits, une plateforme capable de tenir une position, et une bouée ancrée réalisant des mesures quotidiennes. La bouée est une plateforme qui est sans doute à exclure : son rayon d'évitement, de plusieurs centaines de mètres pour des mouillages profonds est préjudiciable pour l'exactitude finale du positionnement. À cela s'ajoute la question de la fiabilité opérationnelle dans le temps. Il semble plus judicieux de travailler suivant une philosophie en « campagne » plutôt que sur des mesures continues. En effet, dans le premier cas, on maximise le nombre d'observations, à la fois acoustiques et environnementales, sur une courte période, avec la surveillance d'opérateurs. Tandis que dans le second cas, un faible échantillon de mesures régulières ne permettrait pas de gagner en exactitude, mais qu'au contraire une automatisation des enregistrements augmenterait la probabilité d'une défaillance. Rappelons que les observations dans le système GNSS/A sont de multiples natures, et qu'une défaillance dans l'une des composantes serait préjudiciable pour l'ensemble du système.

Une petite plateforme, de type AUV (*Waveglider* ou autre) serait la solution idéale. Son pilotage automatisé permettrait de tenir une position, ou de réaliser facilement des trajectoires optimales. Sa petite taille permettrait un rattachement aisé avec une exactitude optimale des instruments acoustiques et de positionnement. Rappelons que d'après la section 9.6, un rattachement de qualité permet un gain immédiat de précieux millimètres en exactitude sur la position finale. Nous ne remettons en revanche pas en cause la nécessité d'un navire océanographique

pour les opérations de déploiement des instruments au fond, mais les interrogations des balises pourraient ensuite se faire « en routine » grâce à un petit navire d'opportunité, servant à la mise en place de l'AUV et à la réalisation de profils CTD.

11.5 Réflexion sur les balises et la trajectoire en surface

Notre méthode de traitement est basée sur le fait que les balises sont équipées de capteurs de pression, et ce afin d'estimer d'une part leur profondeur de manière absolue, mais aussi et surtout pour connaître l'écart de hauteur relatif entre les différents instruments. En pratique, il est donc fortement souhaitable que les balises soient équipées de capteurs de ce type.

Les simulations ne donnent pas d'importance particulière sur la distance relative entre les balises. En revanche, elles mettent en évidence qu'une tenue de station fixe est potentiellement soumise à des instabilités. Pour corriger cela, les observations annexes sont d'une grande aide, car elles apportent de l'information supplémentaire permettant de mieux contraindre le problème. Il faut de plus disposer d'une bonne localisation *a priori* des balises, ceci s'obtenant grâce à des opérations dites de *box in*, c'est-à-dire d'interrogation individuelle de chaque balise par rotation de la plateforme autour de celle-ci. Nous insistons cependant sur le choix d'une tenue de station fixe, et sur le fait qu'elle doit malgré tout être utilisée en priorité, car, rappelons-le, c'est en se positionnant au centre du réseau que l'on élimine l'effet de la variation temporelle du profil de célérité.

Si le réseau est soumis à un gradient latéral de célérité, ou tout du moins un gradient avec une intensité telle qu'elle a été implémentée, alors l'exactitude du positionnement est dégradée de plusieurs centimètres, ce qui devient impropre pour nos applications. Pour pallier ce problème, une stratégie de restitution numérique particulière ne suffit pas, et il faut adopter une disposition de balises spécifique pour corriger le phénomène. La littérature nous donne deux pistes comme décrites en 2.3.4.3 : Fujimoto [2014] propose de réaliser les interrogations simultanément

depuis deux plateformes et Kido [2007] propose de disposer les balises en quinconce afin d'estimer un paramètre de gradient. L'inconvénient de la première option est la nécessité de deux plateformes, chacune instrumentée de manière adéquate avec GNSS et tête acoustique. Le principal défaut de la seconde est qu'il faut, dans la conception initiale, cinq balises dans le réseau, répondant au même signal de façon simultanée afin d'estimer cinq paramètres : les deux coordonnées planimétriques du réseau, un paramètre de retard de propagation sur la composante verticale, et deux paramètres de retard induit par le gradient pour chacune des deux directions planimétriques. Cependant, si l'on ne cherche pas l'orientation du gradient, et que l'on estime son influence comme un unique paramètre, on peut réduire le nombre nécessaire de balises à quatre, disposées en triangle avec le quatrième élément placé au centre.

Les présents travaux ont utilisé comme donnée acoustique de base le temps de propagation aller-retour du signal. Nous ne nous sommes pas intéressés aux questions de fréquences, puissances d'émission, tailles et formes des messages transmis. À noter également que pour les observations en conditions réelles dans le cadre des expériences *MARSITE* et *GEODESEA*, nous n'avons pas à disposition les données de corrélation des signaux, qui permettraient une estimation de la fidélité associée à la mesure. Ces données supplémentaires permettraient de qualifier l'exactitude de la datation, et pourraient, par exemple, être utilisées dans une inversion pour pondérer les observations.

11.6 Scénario optimal

Il faut tout d'abord rappeler que le taux de déformation est faible, de l'ordre de 2 cm/an. Se pose donc la question de la fréquence des campagnes au fil des ans. Deux philosophies peuvent exister : comme le mouvement attendu est faible et que la résolution ne sera pas forcément optimale en raison des conditions extrêmes (profondeur, courant, ...), il faut donc envisager l'expérience sur le long terme. Mais dans la mesure où le signal recherché est faible, une seconde approche consiste à réaliser un maximum de campagne dans un court laps de temps (2-3 ans), et ce afin d'augmenter le rapport signal sur bruit.

Quoi qu'il en soit, il est souhaitable d'avoir dans un premier temps une seconde campagne proche de la première, et ce afin d'évaluer la répétabilité du système, et ainsi les stratégies de mesures à envisager ensuite.

Les courantomètres de la bouée MOVE considérée permettent de mettre en évidence une période calme aux alentours du mois de mars. Dans une configuration de campagnes annuelles, il paraîtrait donc judicieux de cibler cette période de calme.

Comme nous venons de le voir, il faut privilégier une approche par campagnes. Une plateforme de type AUV serait la plus adaptée car elle permet de maintenir une trajectoire plus facilement en minimisant les bruits parasites, et que les rattachements topométriques à bord seraient aisément réalisables et répétables dans le temps. La disposition des balises doit être pensée pour compenser un gradient latéral de célérité. Aussi une disposition en quinconce de cinq balises, ou, à défaut, de quatre balises en triangle avec un instrument au centre est à envisager. Il faut également concevoir dès le début de l'opération des supports pérennes permettant un remplacement des instruments sans dégradation de la qualité du positionnement.

Concitant le temps de mesure/nombre d'acquisitions par campagne, deux philosophies contraires existent : la première consiste à accumuler un maximum d'observations afin de gagner en exactitude (utilisée notamment par Gagnon et al. [2005] où 80 h de données sont collectées, et Spiess et al. [1998] où une trentaine d'heures est collectée à chaque campagne). La seconde opte pour un temps d'observation court, afin de s'affranchir des variations du milieu. La première doit être privilégiée dans un premier temps, afin d'évaluer l'influence de phénomènes périodiques (notamment les ondes internes) sur le positionnement, et ce d'autant plus que d'après les tableaux 9.7 et 9.11, les meilleurs résultats sont obtenus avec une stratégies de moyenne dans le temps. Les mesures doivent alors être réalisées sur l'intégralité d'un, voire de plusieurs cycles, afin de compenser leurs effets en moyennant les observations. La philosophie de mesure rapide est en revanche choisie par certaines équipes japonaises, en raison des nombreux sites qui doivent être visités à chaque campagne. Fujita et al. [2006]; Sato et al. [2011b] réalisent ainsi des sessions de mesure inférieures à la dizaine d'heures, et mo-

délisent ensuite la variation de la célérité dans le traitement. Cette approche reste éventuellement à envisager dans une seconde phase, et permettrait la réalisation des mesures GNSS/A en bénéficiant de l'opportunité de la présence d'un navire océanographique dans la région (comme c'est régulièrement le cas) sans réquisitionner un temps navire trop important, ou permettrait avec un AUV de parcourir un ensemble de sites dans l'hypothèse où le réseau serait relativement dense.

Dans la mesure où l'expérience doit être pensée sur le long terme, la question de la stabilité et de l'autonomie des balises est primordiale. Les batteries doivent être suffisamment performantes pour perdurer sur plusieurs années. Le renouvellement des batteries au fond, sans la nécessité de remplacer l'intégralité de l'instrument (afin de ne pas créer de discontinuité dans les observations) serait une option idéale. À défaut, il est impératif de prévoir dès la conception de l'expérience des supports pérennes permettant un remplacement de la balise en cas de défaillance. La technique de substitution par photogrammétrie sous-marine proposée par Gagnon & Chadwell [2007] semble en effet particulièrement difficile à mettre en place. [Chadwell, 2012] propose ainsi de lourds supports en béton (illustré figure 11.1) permettant un remplacement de la balise avec une fidélité millimétrique. Se pose également la question de la stabilité de la structure, fortement dépendante de la nature du fond océanique : dans notre zone d'étude, il sera probablement constitué de sédiments. Un socle de ce type permettrait de garantir son équilibre. On peut également penser à des structures avec cône détrompeur où les instruments sont régulièrement remplacés et repositionnés sur les mêmes supports à chaque relève annuelle, à l'image de l'observatoire fond de mer *MoMAR* [Ballu et al., 2009]. Même si le problème d'ancrage sera évidemment crucial au moment de l'installation d'un réseau géodésique aux Antilles, l'étude de cette composante ne rentre pas dans le cadre de la présente thèse. Cependant, on peut tout de même mentionner qu'une reconnaissance préalable du fond avant un déploiement effectif afin d'identifier la nature du plancher, de répertorier les reliefs et donc de localiser une zone optimale est souhaitable.

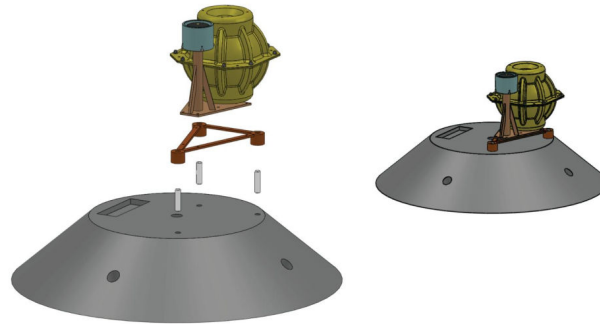


FIG. 11.1 – Support pérenne pour balises fond de mer proposé par le SIO

De plus, en étudiant les profils de déformation de la section 1.2.5.2, on peut envisager la zone allant de 50 km à 100 km de la fosse comme étant une bonne candidate pour un déploiement d'un ou plusieurs polygones de balises. On couvre en effet dans cette zone un intervalle suffisamment important de cas de blocage potentiels. On est alors à environ 5000 m de fond, au niveau du prisme d'accrétion. Ce dernier a une rhéologie propre et donc potentiellement une déformation propre. Ainsi, on peut s'interroger quel mesure nos observations seront affectées par ce paramètre : mesurera-t-on le couplage de la subduction ou la déformation propre du prisme ?

Comme vu dans la première partie de cette étude, acquérir des mesures géodésiques off-shore permettant de mieux quantifier le potentiel sismogénique de la subduction antillaise. Une exactitude centimétrique est théoriquement atteignable pour un temps d'interrogation de l'ordre d'une à deux journées si l'on considère l'expérience la plus plausible avec une restitution avec SSP biaisé. Mais la précision que l'on obtiendra en pratique est fortement dépendante de l'environnement océanique, et en particulier du gradient latéral que l'on rencontrera (celui-ci pouvant dégrader la solution de plusieurs centimètres d'après les simulations). Une acquisition *in situ* constituerait le meilleur moyen pour obtenir des informations sur les processus océaniques pouvant perturber le signal et permettrait de mettre au point des méthodes permettant de compenser leurs effets efficacement.

Conclusion

L'instrumentation et les observations fond de mer constituent actuellement l'un des défis majeurs de la géodésie, pour l'évaluation de l'aléa sismique et donc des risques associés dans les zones côtières tectoniquement actives. Ce travail de thèse a permis d'explorer diverses techniques de géodésie fond de mer, permettrait de quantifier les déformations tectoniques en environnement marin, là où les technologies de géopositionnement spatial se montrent lacunaires.

Il existe des zones du territoire national français qui sont exposées à l'aléa sismique côtier. C'est en particulier le cas de la subduction des Antilles, dont le potentiel sismogénique et tsunamigénique reste très mal évalué. Dans la première partie de cette thèse, nous avons montré qu'un blocage de la subduction, au moins partiel, ne pouvait pas être écarté et qu'une subsidence généralisée restait non expliquée et pouvait témoigner d'un blocage. Dans ces zones où la déformation est distribuée sur plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres, une approche absolue, le GNSS/A, permet de positionner des points dans un système de référence global et donc de cartographier les déformations à grande échelle, là où la méthode relative utilisée en mer de Marmara n'est applicable que pour des déformations dans des zones bien identifiées et de faible extension.

Par ces travaux, nous avons montré qu'un positionnement précis au large des Antilles, par 6000 m de fond est théoriquement possible, avec des exactitudes atteignables de l'ordre du centimètre (moyennant les précautions méthodologiques détaillées plus haut). La subduction antillaise étant lente, mais représentant un risque potentiellement élevé, il semble maintenant pertinent de démarrer les expérimentations *in situ*. Une première phase de déploiement permettra également d'affiner les dispositifs expérimentaux et méthodologiques.

Bibliographie

- Aagaard, B., Williams, C., & Knepley, M. (2008). PyLith : A Finite-Element Code for Modeling Quasi-Static and Dynamic Crustal Deformation. *AGU Fall Meeting Abstracts*, (pp. A1925).
- Adams, R., Jr, W. C., & Hasbrook, A. (2004). " Coupling" Semantics and Science in Earthquake Research. *Eos*, 85(1), 2004–2005.
- Affleck, C. & Gray, C. (1755). An Account of the Agitation of the Sea at Antigua, Nov. 1, 1755. By Capt. Affleck of the Advice Man of War. Communicated by Charles Gray, Esq ; F. R. S. in a Letter to William Watson, F. R. S. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 49, 668–670.
- Alcocer, A., Oliveira, P., & Pascoal, A. M. (2006). Underwater Acoustic Positioning Systems Based on Buoys With GPS. In *European Conference on Underwater Acoustics (ECUA)*.
- Altamimi, Z., Collilieux, X., & Métivier, L. (2011). ITRF2008 : An improved solution of the international terrestrial reference frame. *Journal of Geodesy*, 85(8), 457–473.
- Ambraseys, N. N. (2002). The seismic activity of the Marmara Sea region over the last 2000 years. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 1–18.
- Aochi, H. & Ulrich, T. (2015). A Probable Earthquake Scenario near Istanbul Determined from Dynamic Simulations. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 105(3), 1468–1475.

- Armijo, R., Meyer, B., Hubert, A., & Barka, A. (2000). Westward propagation of North Anatolian fault into the northern Aegean :Timing and kinematics : Comment and Reply. *Geology*, 28(2), 188.
- Armijo, R., Pondard, N., Meyer, B., Uçarkus, G., de Lépinay, B. M., Malavieille, J., Dominguez, S., Gustcher, M.-A., Schmidt, S., Beck, C., Çagatay, N., Çakir, Z., Imren, C., Eris, K., Natalin, B., Özalaybey, S., Tolun, L., Lefèvre, I., Seeber, L., Gasperini, L., Rangin, C., Emre, O., & Sarikavak, K. (2005). Submarine fault scarps in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): Implications for seismic hazard in Istanbul. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6(6).
- Baillard, C., Crawford, W. C., Ballu, V., Régnier, M., Pelletier, B., & Garaebiti, E. (2015). Seismicity and shallow slab geometry in the central Vanuatu subduction zone. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 120(8), 5606–5623.
- Ballu, V., Ammann, J., Pot, O., de Viron, O., Sasagawa, G. S., Reverdin, G., Bouin, M.-N., Cannat, M., Deplus, C., Deroussi, S., Maia, M., & Diamant, M. (2009). A seafloor experiment to monitor vertical deformation at the Lucky Strike volcano, Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geodesy*, 83(2), 147–159.
- Ballu, V., Bonnefond, P., Calmant, S., Bouin, M.-N., Pelletier, B., Laurain, O., Crawford, W. C., Baillard, C., & de Viron, O. (2013). Using altimetry and seafloor pressure data to estimate vertical deformation offshore : Vanuatu case study. *Advances in Space Research*, 51(8), 1335–1351.
- Barka, A. (2002). The Surface Rupture and Slip Distribution of the 17 August 1999 Izmit Earthquake (M 7.4), North Anatolian Fault. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 92(1), 43–60.
- Bengoubou-Valerius, M. G. (2008). *Contribution à la connaissance de l'aléa sismique dans les Antilles françaises : analyses des données sismologiques et accélérométriques régionales*. Thèse de doctorat, Université des Antilles-Guyane.
- Bengoubou-Valerius, M. G., Bazin, S., Bertil, D., Beauducel, F., & Bosson, A. (2008). CDSA : A New Seismological Data Center for the French Lesser Antilles. *Seismological Research Letters*, 79(1), 90–102.

- Bernard, P. & Lambert, J. (1988). Subduction and seismic hazard in the northern Lesser Antilles : revision of the historical seismicity. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 78(6), 1965–1983.
- Bertiger, W., Desai, S. D., Haines, B., Harvey, N., Moore, A. W., Owen, S., & Weiss, J. P. (2010). Single receiver phase ambiguity resolution with GPS data. *J Geod*, 84, 327337.
- Bird, P. (2003). An updated digital model of plate boundaries. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 4(3).
- Bohnhoff, M., Martínez-Garzón, P., Bulut, F., Stierle, E., & Ben-Zion, Y. (2016). Maximum earthquake magnitudes along different sections of the North Anatolian fault zone. *Tectonophysics*, 674, 147–165.
- Boillot, G., Huchon, P., Lagabrielle, Y., & Boutler, J. (2008). *Introduction à la géologie*. Dunod.
- Book, J. W., Wimbush, M., Imawaki, S., Ichikawa, H., Uchida, H., & Kinoshita, H. (2002). Kuroshio temporal and spatial variations south of Japan determined from inverted echo sounder measurements. *Journal of Geophysical Research*, 107(C9), 3121.
- Bos, M. S., Fernandes, R. M. S., Williams, S. D. P., & Bastos, L. (2008). Fast error analysis of continuous GPS observations. *Journal of Geodesy*, 82, 157–166.
- Bos, M. S., Fernandes, R. M. S., Williams, S. D. P., & Bastos, L. (2013). Fast error analysis of continuous GNSS observations with missing data. *Journal of Geodesy*, 87(4), 351–360.
- Bosser, P. (2013). *GNSS - Systèmes Globaux de Positionnement par satellite*. Support de cours de l'École nationale des sciences géographiques.
- Boucher, C. & Altamimi, Z. (2011). Memo : Specifications for reference frame fixing in the analysis of a EUREF GPS campaign.
- Bourgeois, J., Petroff, C., Yeh, H., Titov, V., Synolakis, C. E., Benson, B., Kuroiwa, J., Lander, J., & Norabuena, E. (1999). Geologie Setting, Field Survey and

- Modeling of the Chimbote, Northern Peru, Tsunami of 21 February 1996. In J. Sauber & R. Dmowska (Eds.), *Seismogenic and Tsunamigenic Processes in Shallow Subduction Zones* (pp. 513–540). Basel : Birkhäuser Basel.
- Bouysse, P. & Westercamp, D. (1988). Effets de la subduction de rides océaniques sur l'évolution d'un arc insulaire : l'exemple des Petites Antilles. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 2(3), 3–38.
- Bouysse, P. & Westercamp, D. (1990). Subduction of Atlantic aseismic ridges and Late Cenozoic evolution of the Lesser Antilles island arc. *Tectonophysics*, 175(4), 349–380.
- Boyer, T. P., Antonov, J. I., Baranova, O. K., Coleman, C., Garcia, H. E., Grodsky, A., Johnson, D. R., Locarnini, R. A., Mishonov, A. V., O'Brien, T. D., Paver, C. R., Reagan, J. R., Seidov, D., Smolyar, I. V., & Zweng, M. M. (2013). World Ocean Database 2013. (pp. 209 pp).
- Brekhovskikh, L. M. & Lysanov, Y. P. (2003). Sound Propagation in the Random Ocean. In *Fundamentals of Ocean Acoustics* (pp. 227–249). New York : Springer-Verlag.
- Brückmann, W., Rhein, M., Rehder, G., Bialas, J., & Kopf, A. (2005). SUBFLUX, Cruise No. 66, August 12 - December 22, 2005, Las Palmas (Spain) - Talcahuano (Chile), F/S METEOR.
- Bryant, E. (2008). *Tsunami*. Springer Praxis Books. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg.
- Burchard, H. (2002). Applied turbulence modelling in marine waters. *Springer*, 100, 218.
- Bürgmann, R. & Chadwell, C. D. (2014). Seafloor Geodesy. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 42(1), 509–534.
- Butcher, J. C. (1963). Coefficients for the study of Runge-Kutta integration processes. *Journal of the Australian Mathematical Society*, 3(02), 185.

- Byrne, D. E., Davis, D. M., & Sykes, L. R. (1988). Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. *Tectonics*, 7(4), 833–857.
- Cash, J. & Karp, A. (1990). A variable order Runge-Kutta method for initial value problems with rapidly varying right-hand sides. *ACM Transactions on Mathematical Software*, 16(3), 201–222.
- Čepek, A. (2002). The GNU GaMa Project - Adjustment of Geodetic Networks. *Acta Polytechnica*, 42(3).
- Chadwell, C. D. (2003). Shipboard towers for Global Positioning System antennas. *Ocean Engineering*, 30(12), 1467–1487.
- Chadwell, C. D. (2009). GPS-Acoustic component of GEOCE project. *Personal Communication*.
- Chadwell, C. D. (2013). GPS-acoustic seafloor geodesy using a Wave Glider. In *AGU Fall Meeting Abstracts*, volume 1 (pp.1).
- Chadwell, C. D. (2015). Seafloor Geodesy. *GeoPRISMS-funded Research Nuggets*.
- Chadwell, C. D., Hildebrand, J. A., Spiess, F. N., Morton, J. L., Normark, W. R., & Reiss, C. A. (1999). No spreading across the Southern Juan de Fuca Ridge axial cleft during 1994-1996. *Geophysical Research Letters*, 26(16), 2525–2528.
- Chadwell, C. D. & Spiess, F. N. (2008). Plate motion at the ridge-transform boundary of the south Cleft segment of the Juan de Fuca Ridge from GPS-Acoustic data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 113(4), B04415.
- Chadwell, C. D. & Sweeney, A. D. (2010). Acoustic Ray-Trace Equations for Seafloor Geodesy. *Marine Geodesy*, 33(2-3), 164–186.
- Chadwell, D. (2012). Offshore GPS, i.e., GPS-Acoustic Seafloor Geodesy.
- Chadwick, W. W., Embley, R. W., Milburn, H. B., Meinig, C., & Stapp, M. (1999). Evidence for deformation associated with the 1998 eruption of Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge, from acoustic extensometer measurements. *Geophysical Research Letters*, 26(23), 3441–3444.

- Chen, C.-T. (1977). Speed of sound in seawater at high pressures. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 62(5), 1129.
- Chen, H.-H. (2014). Travel-time approximation of acoustic ranging in GPS/Acoustic seafloor geodesy. *Ocean Engineering*, 84, 133–144.
- Chen, H.-H. & Wang, C. C. (2011). Accuracy assessment of GPS/Acoustic positioning using a Seafloor Acoustic Transponder System. *Ocean Engineering*, 38(13), 1472–1479.
- Chen, H.-Y., Yu, S.-B., Tung, H., Tsujii, T., & Ando, M. (2011). GPS Medium-Range Kinematic Positioning for the Seafloor Geodesy of Eastern Taiwan. *Engineering Journal*, 15(1), 17–24.
- Christ, R. D. & Wernli, R. L. (2013). *The ROV Manual : A User Guide for Remotely Operated Vehicles*. Elsevier Science.
- CIA (2015). The CIA World Factbook.
- Collot, J. Y., Marcaillou, B., Sage, F., Michaud, F., Agudelo, W., Charvis, P., Graindorge, D., Gustcher, M.-A., & Spence, G. (2004). Are rupture zone limits of great subduction earthquakes controlled by upper plate structures ? Evidence from multichannel seismic reflection data acquired across the northern Ecuador-southwest Colombia margin. *Journal of Geophysical Research B : Solid Earth*, 109(11), 1–14.
- Cox, A. & Hart, R. B. (2009). *Plate Tectonics : How It Works*. Wiley.
- Dam, E. B., Koch, M., & Lillholm, M. (1998). Quaternions , Interpolation and Animation. *Technical Report DIKU-TR-98/5*, (pp. 103).
- Das, S. & Watts, A. (2009). *Subduction Zone Geodynamics*. Number November in *Frontiers in Earth Sciences*. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg.
- De Min, L., Lebrun, J. F., Cornée, J. J., Münch, P., Léticée, J. L., Quillévéré, F., Melinte-Dobrinescu, M., Randrianasolo, A., Marcaillou, B., & Zami, F. (2015). Tectonic and sedimentary architecture of the Karukéra spur : A record of the

- Lesser Antilles fore-arc deformations since the Neogene. *Marine Geology*, 363, 15–37.
- Dean, S. M., McNeill, L. C., Henstock, T. J., Bull, J. M., Gulick, S. P. S., Austin, J. A., Bangs, N. L. B., Djajadihardja, Y. S., & Permana, H. (2010). Contrasting Decollement and Prism Properties over the Sumatra 2004-2005 Earthquake Rupture Boundary. *Science*, 329(5988), 207–210.
- Del Grosso, V. A. (1974). New equation for the speed of sound in natural waters (with comparisons to other equations). *The Journal of the Acoustical Society of America*, 56(4), 1084.
- DeMets, C., Gordon, R. G., & Argus, D. F. (2010). Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181(1), 1–80.
- DeMets, C., Jansma, P. E., Mattioli, G. S., Dixon, T. H., Farina, F., Bilham, R., Calais, E., & Mann, P. (2000). GPS geodetic constraints on Caribbean-North America plate motion. *Geophysical Research Letters*, 27(3), 437–440.
- Diebel, J. (2006). *Representing Attitude : Euler Angles, Unit Quaternions, and Rotation Vectors*. Technical report, Stanford University.
- Dixon, T. H. & Mao, A. (1997). A GPS estimate of relative motion between North and South America. *Geophysical Research Letters*, 24(5), 535–538.
- Dormand, J. R. & Prince, P. J. (1986). A reconsideration of some embedded Runge-Kutta formulae. *Journal of Computational and Applied Mathematics*, 15(2), 203–211.
- Dubois, J., Deplus, C., Diamant, M., Daniel, J., & Collot, J. Y. (1988). Subduction of the Bougainville seamount (Vanuatu): mechanical and geodynamic implications. *Tectonophysics*, 149(1-2), 111–119.
- Dubois, J., Diamant, M., & Cogné, J. P. (2011). *Géophysique*. Sciences de la Terre. Dunod.
- Duquenne, F., Botton, S., Peyret, F., Bétaille, D., & Willis, P. (2005). *GPS : Localisation et navigation par satellites*. Lavoisier, hermès edition.

- Dushaw, B. D., Egbert, G. D., Worcester, P. F., Cornuelle, B. D., Howe, B. M., & Metzger, K. (1997). A TOPEX/POSEIDON global tidal model (TPXO.2) and barotropic tidal currents determined from long-range acoustic transmissions. *Progress in Oceanography*, 40(1-4), 337–367.
- Dziewonski, A. M. & Anderson, D. L. (1981). Preliminary reference Earth model. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 25(4), 297–356.
- Egbert, G. D., Bennett, A. F., & Foreman, M. G. G. (1994). TOPEX/POSEIDON tides estimated using a global inverse model. *Journal of Geophysical Research*, 99(C12), 24821.
- El-Mowafy, A. (2012). Precise Real-Time Positioning Using Network RTK. In *Global Navigation Satellite Systems : Signal, Theory and Applications*. InTech.
- Ergintav, S., Reilinger, R. E., Çakmak, R., Floyd, M., Cakir, Z., Doğan, U., King, R. W., McClusky, S., & Özener, H. (2014). Istanbul's earthquake hot spots : Geodetic constraints on strain accumulation along faults in the Marmara seismic gap. *Geophysical Research Letters*, 41(16), 5783–5788.
- Etter, P. (2013). *Underwater Acoustic Modeling and Simulation, Fourth Edition*. CRC Press.
- Euler, L. (1775). Formulae generales pro translatione quacunque corporum rigidorum. *Novi Acad. Sci. Petrop*, 20, 189–207.
- Evain, M. (2011). *Structure sismique de la zone de subduction des Petites Antilles : implications sur les dimensions de la zone sismogène interplaque / Seismic structure of the Lesser Antilles subduction zone : relevance for the extent of the seismogenic zone*. Thèse de doctorat, Université Nice Sophia Antipolis.
- Evain, M., Galve, A., Charvis, P., Laigle, M., Kopp, H., Bécel, A., Weinzierl, W., Hirn, A., Flueh, E. R., & Gallart, J. (2013). Structure of the Lesser Antilles subduction forearc and backstop from 3D seismic refraction tomography. *Tectonophysics*, 603, 55–67.

- Fehlberg, E. (1969). Low-order classical Runge-Kutta formulas with stepsize control and their application to some heat transfer problems. *NASA technical report*, (July), R-315.
- Feigl, K. L. (2002). Estimating earthquake source parameters from geodetic measurements. In *International Geophysics*, volume 81 (pp. 607–XIV). Elsevier.
- Feuillard, M. (1985). *Macrosismicité de la Guadeloupe et de la Martinique*. Observatoire volcanologique de la Soufrière (Guadeloupe).
- Feuillet, N. (2000). *Sismotectonique des petites antilles. liaison entre activite sismique et volcanique*. Thèse de doctorat, Université Paris Diderot - Paris 7, Paris.
- Feuillet, N., Beauducel, F., Jacques, E., Tapponnier, P., Delouis, B., Bazin, S., Vallée, M., & King, G. C. P. (2011a). The Mw = 6.3, November 21, 2004, Les Saintes earthquake (Guadeloupe): Tectonic setting, slip model and static stress changes. *Journal of Geophysical Research*, 116(B10), B10301.
- Feuillet, N., Beauducel, F., & Tapponnier, P. (2011b). Tectonic context of moderate to large historical earthquakes in the Lesser Antilles and mechanical coupling with volcanoes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 116(10).
- Feuillet, N., Manighetti, I., & Tapponnier, P. (2002). Arc parallel extension and localization of volcanic complexes in Guadeloupe, Lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research*, 107(B12), 2331.
- Fowler, C. M. R. (2004). *The Solid Earth*. Cambridge : Cambridge University Press.
- Fox, C. G. (1993). Five years of ground deformation monitoring on axial seamount using a bottom pressure recorder. *Geophysical Research Letters*, 20(17), 1859–1862.
- Franchi, E. R. (1972). Ray Propagation in a Channel with Depth-Variable Sound Speed and Current. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 52(1B), 316.

- Frisch, W., Meschede, M., & Blakey, R. C. (2011). *Plate Tectonics*. Berlin, Heidelberg : Springer Berlin Heidelberg.
- Fujimoto, H. (2014). Seafloor Geodetic Approaches to Subduction Thrust Earthquakes. *Monographs on Environment, Earth and Planets*, 2(2), 23–63.
- Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Tadokoro, K., Okuda, T., Matsumoto, Y., & Kurihara, K. (2011). Long-Term Stability of Acoustic Benchmarks Deployed on Thick Sediment for GPS/Acoustic Seafloor Positioning. In Y. Ogawa, R. Anma, & Y. Dilek (Eds.), *Accretionary Prisms and Convergent Margin Tectonics in the Northwest Pacific Basin* (pp. 263–272). Dordrecht : Springer Netherlands.
- Fujita, M., Ishikawa, T., Mochizuki, M., Sato, M., Toyama, S. I., Katayama, M., Kawai, K., Matsumoto, Y., Yabuki, T., Asada, A., & Colombo, O. L. (2006). GPS/Acoustic seafloor geodetic observation : Method of data analysis and its application. *Earth, Planets and Space*, 58(3), 265–275.
- Gagnon, K. (2007). *Seafloor geodetic measurements and modeling of Nazca - South America plate convergence*. PhD thesis, University of California - San Diego.
- Gagnon, K. & Chadwell, C. D. (2007). Relocation of a seafloor transponder—Sustaining the GPS-Acoustic technique. *Earth, Planets and Space*, 59(5), 327–336.
- Gagnon, K., Chadwell, C. D., & Norabuena, E. (2005). Measuring the onset of locking in the Peru-Chile trench with GPS and acoustic measurements. *Nature*, 434(7030), 205–208.
- Gauss, C. F. (1809). *Theoria Motus Corporum Coelestium in Sectionibus Conicis Solem Ambientium*. Göttingen.
- Geist, E. L. (1998). Local Tsunamis and Earthquake Source Parameters. In *Tsunamiogenic Earthquakes and Their Consequences*, volume 39 (pp. 117–209).
- Geist, E. L. & Parsons, T. (2009). Assessment of source probabilities for potential tsunamis affecting the U.S. Atlantic coast. *Marine Geology*, 264(1-2), 98–108.

- Geist, E. L. & Yoshioka, S. (1996). Source parameters controlling the generation and propagation of potential local tsunamis along the Cascadia margin. *Natural Hazards*, 13(2), 151–177.
- Ghilani, C. (2011). Adjustment computations : spatial data analysis. *International Journal of Geographical Information Science*, 25(2), 326–327.
- Girardin, N., Feuillard, M., & Viode, J.-P. (1991). Réseau regional sismique de l'arc des Petites Antilles ; sismicite superficielle (1981-1988). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 162(6), 1003–1015.
- Goldfinger, C., Ikeda, Y., Yeats, R. S., & Ren, J. (2013). Superquakes and Supercycles. *Seismological Research Letters*, 84(1), 24–32.
- Goudarzi, M. A., Cocard, M., & Santerre, R. (2014). EPC : Matlab software to estimate Euler pole parameters. *GPS Solutions*, 18(1), 153–162.
- Grewal, M. S., Weill, L. R., & Andrews, A. P. (2007). *Global Positioning Systems, Inertial Navigation, and Integration*. Hoboken, NJ, USA : John Wiley and Sons, Inc.
- Grigor'eva, N. S. & Yavor, M. I. (1986). Влияние па акустическое поле крупномасштабного течения, качественно меняющего волноводный характер распространения звука в океане – Influence on the sound field in the ocean of a large-scale ocean current that qualitatively ... *Акустический журнал – Soviet Physics Acoustics Journal*, 32(6), 772–777.
- Großekatthöfer, K. & Yoon, Z. (2012). Introduction into quaternions for spacecraft attitude representation. *TU Berlin*, (pp. 1–16).
- Gustcher, M.-A., Westbrook, G. I. K., Marcaillou, B., Graindorge, D., Gailler, A., Pichot, T., & Maury, R. C. (2013). How wide is the seismogenic zone of the Lesser Antilles forearc? *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 184(1-2), 47–59.
- Hamza, V. M. & Vieira, F. P. (2012). Global distribution of the lithosphere-asthenosphere boundary : a new look. *Solid Earth*, 3(2), 199–212.

- Hayes, G. P., McNamara, D. E., Seidman, L., & Roger, J. (2014). Quantifying potential earthquake and tsunami hazard in the Lesser Antilles subduction zone of the Caribbean region. *Geophysical Journal International*, 196(1), 510–521.
- Helmert, F. R. (1872). *Die Ausgleichungsrechnung nach der Methode der kleinsten Quadrate : mit Anwendungen auf die Geodäsie und die Theorie der Messinstrumente*, volume 1. BG Teubner.
- Hergert, T. & Heidbach, O. (2010). Slip-rate variability and distributed deformation in the Marmara Sea fault system. *Nature Geoscience*, 3(2), 132–135.
- Herrendorfer, R., van Dinther, Y., Gerya, T., & Dalguer, L. A. (2015). Earthquake supercycle in subduction zones controlled by the width of the seismogenic zone. *Nature Geosci*, 8(6), 471–474.
- Herring, T. A., King, R. W., & McClusky, S. C. (2006). GAMIT reference manual. *GPS Analysis at MIT, Release*, 10, 36.
- Hofmann-Wellenhof, B., Lichtenegger, H., & Wasle, E. (2008). *GNSS — Global Navigation Satellite Systems*. Vienna : Springer Vienna.
- Hough, S. E. (2013). Missing great earthquakes. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 118(3), 1098–1108.
- Hovem, J. M. (2013). Ray Trace Modeling of Underwater Sound Propagation. In M. G. Beghi (Ed.), *Modeling and Measurement Methods for Acoustic Waves and for Acoustic Microdevices*. InTech.
- Hyndman, R. D. (2007). The seismogenic zone of subduction thrust faults. In *The seismogenic zone of subduction thrust faults* (pp. 15–40). Columbia University Press.
- Hyndman, R. D., Yamano, M., & Oleskevich, D. A. (1997). The seismogenic zone of subduction thrust faults. *Island Arc*, 6(3), 244–260.
- Iinuma, T., Hino, R., Kido, M., Inazu, D., Osada, Y., Ito, Y., Ohzono, M., Tsuchioka, H., Suzuki, S., Fujimoto, H., & Miura, S. (2012). Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific Coast of Tohoku Earthquake (M9.0) refined by

- means of seafloor geodetic data. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(7), 1–18.
- Inuma, T., Ohzono, M., Ohta, Y., & Miura, S. (2011). Coseismic slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake (M 9.0) estimated based on GPS data-Was the asperity in Miyagi-oki ruptured? *Earth, Planets and Space*, 63(March), 643–648.
- Ikuta, R., Tadokoro, K., Ando, M., Okuda, T., Sugimoto, S., Takatani, K., Yada, K., & Besana, G. M. (2008). A new GPS-acoustic method for measuring ocean floor crustal deformation : Application to the Nankai Trough. *Journal of Geophysical Research*, 113(B2), B02401.
- IOC, IHO, & BODC (2008). BODC, 2003. Centenary Edition of the GEBCO Digital Atlas, published on CD-ROM on behalf of the Intergovernmental Oceanographic Commission and the International Hydrographic Organization as part of the General Bathymetric Chart of the Oceans. *British oceanographic data centre, Liverpool*.
- Ito, T., Ozawa, K., Watanabe, T., & Sagiya, T. (2011). Slip distribution of the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake inferred from geodetic data. *Earth, Planets and Space*, 63(7), 627–630.
- JCGM (2012). Joint Committee for Guides in Metrology 200 :2012 International vocabulary of metrology - Basic and general concepts and associated terms (VIPM). (Vim).
- Jensen, F. B., Kuperman, W. A., Porter, M. B., & Schmidt, H. (2011). *Computational Ocean Acoustics*, volume 97. New York, NY : Springer New York.
- Kasser, M. (1980). Étude de la faisabilité d'un réseau géodésique sous-marin. *Institut Géographique National*.
- Katsnelson, B., Petnikov, V., & Lynch, J. (2012). *Fundamentals of Shallow Water Acoustics*. Boston, MA : Springer US.
- Kido, M. (2007). Detecting horizontal gradient of sound speed in ocean. *Earth, Planets and Space*, 59(12), 33–36.

- Kido, M., Fujimoto, H., Miura, S., Osada, Y., Tsuka, K., & Tabei, T. (2006). Seafloor displacement at Kumano-nada caused by the 2004 off Kii Peninsula earthquakes, detected through repeated GPS/Acoustic surveys. *Earth, Planets and Space*, 58(7), 911–915.
- Kido, M., Osada, Y., & Fujimoto, H. (2008). Temporal variation of sound speed in ocean : a comparison between GPS/acoustic and in situ measurements. *Earth, Planets and Space*, 60(3), 229–234.
- Kido, M., Osada, Y., Fujimoto, H., Hino, R., & Ito, Y. (2011). Trench-normal variation in observed seafloor displacements associated with the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Geophysical Research Letters*, 38(24), n/a–n/a.
- Kodaira, S., No, T., Nakamura, Y., Fujiwara, T., Kaiho, Y., Miura, S., Takahashi, N., Kaneda, Y., & Taira, A. (2012). Coseismic fault rupture at the trench axis during the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature Geoscience*, 5(9), 646–650.
- Kopp, H., Lange, D., Hannemann, K., Petersen, F., & Contreras-Reyes, E. (2016). Installation of a seafloor geodetic network offshore northern Chile (GeoSEA). In *EGU General Assembly Conference Abstracts*, volume 18 of *EGU General Assembly Conference Abstracts* (pp. 5665).
- Kopp, H., Weinzierl, W., Becel, A., Charvis, P., Evain, M., Flueh, E. R., Gailler, A., Galve, A., Hirn, A., Kandilarov, A., Klaeschen, D., Laigle, M., Papenberg, C., Planert, L., & Roux, E. (2011). Deep structure of the central Lesser Antilles Island Arc : Relevance for the formation of continental crust. *Earth and Planetary Science Letters*, 304(1-2), 121–134.
- Kouba, J. & Héroux, P. (2001). Precise Point Positioning Using IGS Orbit and Clock Products. *GPS Solutions*, 5(2), 12–28.
- Kozdon, J. E. & Dunham, E. M. (2013). Rupture to the Trench : Dynamic rupture simulations of the 11 march 2011 Tohoku earthquake. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 103(2 B), 1275–1289.
- Kremer, V. (2008). *Quaternions and SLERP*. Technical report, University of Saarbrücken, Department for Computer Science.

- Kuhlbrodt, T., Griesel, a., Montoya, M., Levermann, a., Hofmann, M., & Rahmstorf, S. (2007). On the driving processes of the Atlantic meridional overturning circulation. *Atlantic*, 45(2004), RG2001.
- Lagler, K., Schindelegger, M., Böhm, J., Krásná, H., & Nilsson, T. (2013). GPT2 : Empirical slant delay model for radio space geodetic techniques. *Geophysical Research Letters*, 40(6), 1069–1073.
- Laigle, M., Hirn, a., Sapin, M., Bécel, a., Charvis, P., Flueh, E. R., Diaz, J., Lebrun, J.-F., Gesret, a., Raffaele, R., Galvé, a., Evain, M., Ruiz, M., Kopp, H., Bayrakci, G., Weinzierl, W., Hello, Y., Lépine, J.-C., Viode, J.-P., Sachpazi, M., Gallart, J., Kissling, E., & Nicolich, R. (2013). Seismic structure and activity of the north-central Lesser Antilles subduction zone from an integrated approach : Similarities with the Tohoku forearc. *Tectonophysics*, 603, 1–20.
- Lallemand, S. (1999). La subduction océanique. *Pour la Science*, (259), 108.
- Lander, J. F., Whiteside, L. S., & Lockridge, P. a. (2002). A brief history of Tsunamis in the Carribean Sea. *Science of Tsunami Hazards*, 20(1), 57–94.
- Laurichesse, D., Mercier, F., Berthias, J.-P., Broca, P., & Cerri, L. (2009). Integer Ambiguity Resolution on Undifferenced GPS Phase Measurements and Its Application to PPP and Satellite Precise Orbit Determination. *Navigation*, 56(2), 135–149.
- Lay, T., Kanamori, H., Ammon, C. J., Koper, K. D., Hutko, A. R., Ye, L., Yue, H., & Rushing, T. M. (2012). Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(4), 1–21.
- Le Pichon, X. (2003). The North Anatolian fault in the Sea of Marmara. *Journal of Geophysical Research*, 108(B4), 2179.
- Le Pichon, X., Francheteau, J., & Bonnin, J. (1973). Plate Tectonics : Developments in Geotectonics 6.
- Legendre, A. M. (1805). *Nouvelles méthodes pour la détermination des orbites des comètes*. Number 1. Paris : F. Didot.

- Leys, C., Ley, C., Klein, O., Bernard, P., & Licata, L. (2013). Detecting outliers : Do not use standard deviation around the mean, use absolute deviation around the median. *Journal of Experimental Social Psychology*, 49(4), 764–766.
- Lichten, S. M. & Border, J. (1987). Strategies for high-precision Global Positioning System orbit determination. *Journal of Geophysical Research*, 92(12), 751–762.
- Lienkaemper, J. J., McFarland, F. S., Simpson, R. W., & John, S. C. (2014). Using surface creep rate to infer fraction locked for sections of the San Andreas fault system in Northern California from alignment array and GPS data. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 104(6), 3094–3114.
- Liquid Robotics (2013). Liquid Robotics | Wave Glider SV Series.
- López, A. M., Stein, S., Dixon, T. H., Sella, G., Calais, E., Jansma, P., Weber, J., & LaFemina, P. (2006). Is there a northern Lesser Antilles forearc block? *Geophysical Research Letters*, 33(7), L07313.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*, volume 1. Cambridge : Cambridge University Press.
- Loyer, S., Perosanz, F., Mercier, F., Capdeville, H., & Marty, J. C. (2012). Zero-difference GPS ambiguity resolution at CNES-CLS IGS Analysis Center. *Journal of Geodesy*, 86(11), 991–1003.
- Lurton, X. (1998). *Acoustique sous-marine. Présentation et applications*. IFREMER.
- Lurton, X. (2002). *An Introduction to Underwater Acoustics : Principles and Applications*. Springer.
- Lyard, F., Lefevre, F., Letellier, T., & Francis, O. (2006). Modelling the global ocean tides : Modern insights from FES2004. *Ocean Dynamics*, 56(5-6), 394–415.
- Lynch, J. F., Jin, G., Pawlowicz, R., Ray, D., Plueddemann, A. J., Chiu, C.-S., Miller, J. H., Bourke, R. H., Parsons, A. R., & Muench, R. (1996). Acoustic travel-time perturbations due to shallow-water internal waves and internal tides

- in the Barents Sea Polar Front : Theory and experiment. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 99(2), 803–821.
- Mackenzie, K. V. (1981). Nine-term equation for sound speed in the oceans. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 70(3), 807.
- Manley, J. E. (2008). Unmanned surface vehicles, 15 years of development. In *OCEANS 2008*, volume 39 (pp. 1–4): IEEE.
- Martinod, J., Guillaume, B., Espurt, N., Faccenna, C., Funiciello, F., & Regard, V. (2013). Effect of aseismic ridge subduction on slab geometry and overriding plate deformation : Insights from analogue modeling. *Tectonophysics*, 588, 39–55.
- Marty, J. C., Loyer, S., Perosanz, F., Mercier, F., Bracher, G., Legresy, B., Portier, L., Capdeville, H., Fund, F., Lemoine, J. M., Others, & Biancale, R. (2011). GINS : the CNES/GRGS GNSS scientific software. In *3rd International Colloquium Scientific and Fundamental Aspects of the Galileo Programme, ESA Proceedings WPP326*, volume 31 (pp. 8–10).
- Matsumoto, M. & Nishimura, T. (1998). Mersenne twister : a 623-dimensionally equidistributed uniform pseudo-random number generator. *ACM Transactions on Modeling and Computer Simulation*, 8(1), 3–30.
- Matsumoto, Y., Fujita, M., Ishikawa, T., Mochizuki, M., Yabuki, T., & Asada, A. (2006). Undersea co-seismic crustal movements associated with the 2005 Off Miyagi Prefecture Earthquake detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation. *Earth, Planets and Space*, 58(12), 1573–1576.
- Matsumoto, Y., Ishikawa, T., Fujita, M., Sato, M., Saito, H., Mochizuki, M., Yabuki, T., & Asada, A. (2008). Weak interplate coupling beneath the subduction zone off Fukushima, NE Japan, inferred from GPS/acoustic seafloor geodetic observation. *Earth, Planets and Space*, 60(6), e9–e12.
- McCann, W. R. & Sykes, L. R. (1984). Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate : Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 89(B6), 4493–4519.

- Meinen, C. S. (1997). Further evidence that the sound-speed algorithm of Del Grosso is more accurate than that of Chen and Millero. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 102(4), 2058.
- Millero, F. J. & Li, X. (1994). Comments on ‘ ‘On equations for the speed of sound in seawater” [J. Acoust. Soc. Am. 93, 255-275 (1993)]. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 95(5), 2757.
- Milles, S. & Lagofun, J. (1999). *Topographie et topométrie modernes : Techniques de mesure et de représentation (1)*.
- Milne, P. H. (1983). *Underwater acoustic positioning systems*. Gulf Publishing Co., Houston, TX.
- Moore, J. C., Rowe, C., & Meneghini, F. (2006). How Accretionary Prisms Elucidate Seismogenesis in Subduction Zones. *The seismogenic zone of subduction thrust faults*, 1, 288–315.
- Moré, J. J., Garbow, B. S., & Hillstom, K. E. (1980). *User guide for MINPACK-1*. Technical report, Argonne National Laboratory.
- Morel, L., Fund, F., Legros, R., Durand, S., & Flacelière, B. (2014). PPP, la maturité ? XYZ, (pp. 42–50).
- Morton, R. a., Richmond, B. M., Jaffe, B. E., & Gelfenbaum, G. (2006). Reconnaissance Investigation of Caribbean Extreme Wave Deposits -Preliminary Observations, Interpretations, and Research Directions. *USGS, Open-File Report, 41 p.*, (pp. 1–41).
- Müller, R. D. & Landgrebe, T. C. W. (2012). The link between great earthquakes and the subduction of oceanic fracture zones. *Solid Earth*, 3(2), 447–465.
- Munk, W. H. (1974). Sound channel in an exponentially stratified ocean, with application to SOFAR. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 55(2), 220.
- Murru, M., Akinci, A., Falcone, G., Pucci, S., Console, R., & Parsons, T. (2016). $M > 7$ earthquake rupture forecast and time-dependent probability for the sea of

- Marmara region, Turkey. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 121(4), 2679–2707.
- Nikolkina, I. (2010). Tsunami in Guadeloupe (Caribbean Sea). *The Open Oceanography Journal*, 4, 44–49.
- Obana, K., Katao, H., & Ando, M. (2000). Seafloor positioning system with GPS-acoustic link for crustal dynamics observation—a preliminary result from experiments in the sea—. *Earth, Planets and Space*, 52(6), 415–423.
- Okal, E. A. (1988). Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes : A review. *Natural Hazards*, 1(1), 67–96.
- O’loughlin, K. F. & Lander, J. F. (2003). *Caribbean Tsunamis*, volume 20 of *Advances in Natural and Technological Hazards Research*. Dordrecht : Springer Netherlands.
- Osada, Y., Fujimoto, H., Miura, S., Sweeney, A. D., Kanazawa, T., Nakao, S., Sakai, S.-i., Hildebrand, J. A., & Chadwell, C. D. (2003). Estimation and correction for the effect of sound velocity variation on GPS/Acoustic seafloor positioning : An experiment off Hawaii Island. *Earth, Planets and Space*, 55(12), 17–20.
- Osada, Y., Kido, M., & Fujimoto, H. (2012). A long-term seafloor experiment using an acoustic ranging system : Precise horizontal distance measurements for detection of seafloor crustal deformation. *Ocean Engineering*, 51, 28–33.
- Osada, Y., Kido, M., Fujimoto, H., & Kaneda, Y. (2008). Development of a seafloor acoustic ranging system toward the seafloor cable network system. *Ocean Engineering*, 35(14-15), 1401–1405.
- Ostashev, V. E. & Wilson, D. K. (2016). Acoustics in Moving Inhomogeneous Media, Second Edition. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 105(4), 2067.
- Pacheco, J. F., Sykes, L. R., & Scholz, C. H. (1993). Nature of seismic coupling along simple plate boundaries of the subduction type. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 98(B8), 14133–14159.

- Parsons, T. (2004). Recalculated probability of $M > 7$ earthquakes beneath the Sea of Marmara, Turkey. *Journal of Geophysical Research*, 109(B5), B05304.
- Petovello, M. (2011). Absolutely Relative Positioning. *Inside GNSS*, N/A(May/June), 32–36.
- Philibosian, B., Feuillet, N., Jacques, E., Weil Accardo, J., Meriaux, A., Guihou, A., & Anglade, A. (2015). 20th-Century Strain Accumulation on the Lesser Antilles Megathrust Based on Coral Microatolls. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Philip, H., Bousquet, J.-C., & Masson, F. (2007). *Séismes et risques sismiques : Approche sismotectonique*. Dunod.
- Pichot, T., Patriat, M., Westbrook, G. I. K., Nalpas, T., Gustcher, M.-A., Roest, W., Deville, E., Moulin, M., Aslanian, D., & Rabineau, M. (2012). The Cenozoic tectonostratigraphic evolution of the Barracuda Ridge and Tiburon Rise, at the western end of the North America-South America plate boundary zone. *Marine Geology*, 303-306, 154–171.
- Piéplu, J.-M. (2006). *GPS et Galileo : systèmes de navigation par satellites*. Eyrolles.
- Pondard, N., Armijo, R., King, G. C. P., Meyer, B., & Flerit, F. (2007). Fault interactions in the Sea of Marmara pull-apart (North Anatolian Fault): earthquake clustering and propagating earthquake sequences. *Geophysical Journal International*, 171(3), 1185–1197.
- Powe, M. (2015). *GNSS-Acoustic Seafloor Vertical Displacement Research - Interim Report*. Technical report, Sonardyne International Limited.
- Powell, M. J. D. (1964). An efficient method for finding the minimum of a function of several variables without calculating derivatives. *The Computer Journal*, 7(2), 155–162.
- Press, W. H., Teukolsky, S. A., Vetterling, W. T., & Flannery, B. P. (1988). Numerical recipes in C. *Cambridge University Press*, 1, 3.

- Rahmstorf, S. (2007). Thermohaline Circulation. In *Encyclopedia of Quaternary Science* (pp. 739–750). Elsevier.
- Reid, H. F. & Lawson, A. C. (1910). *The California Earthquake of April 18, 1906 : Report of the State Earthquake Investigation Commission*. Carnegie Institution of Washington publication. Carnegie Institution of Washington.
- Renard, M., Lagabrielle, Y., Martin, E., & de Rafelis Saint Sauveur, M. (2015). *Éléments de géologie - 15e édition du Pomerol : Cours, QCM et site compagnon*. Sciences de la Terre. Dunod.
- Rhein, M. (2003). CARIBINFLOW cruise, R/V L'Atalante.
- Rhein, M., Walter, M., Mertens, C., Steinfeldt, R., & Kieke, D. (2004). The circulation of North Atlantic Deep Water at 16 N, 2000–2003. *Geophysical Research Letters*, 31(14), L14305.
- Robson, G. R. (1964). An earthquake catalogue for the Eastern Caribbean 1530–1960. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 54(2), 785–832.
- Roest, W. R. & Collette, B. J. (1986). The Fifteen Twenty Fracture Zone and the North American–South American plate boundary. *Journal of the Geological Society*, 143(5), 833–843.
- Roger, J., Frère, A., & Hébert, H. (2014). Impact of a tsunami generated at the Lesser Antilles subduction zone on the Northern Atlantic Ocean coastlines. *Advances in Geosciences*, 38, 43–53.
- Rogers, G. (2003). Episodic Tremor and Slip on the Cascadia Subduction Zone : The Chatter of Silent Slip. *Science*, 300(5627), 1942–1943.
- Rousseeuw, P. J. & Croux, C. (1993). Alternatives to the Median Absolute Deviation. *Journal of the American Statistical Association*, 88(424), 1273–1283.
- Ruff, L. & Kanamori, H. (1980). Seismicity and the subduction process. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 23(3), 240–252.

- Ruiz, M., Galve, A., Monfret, T., Sapin, M., Charvis, P., Laigle, M., Evain, M., Hirn, A., Flueh, E., Gallart, J., Diaz, J., & Lebrun, J. F. (2013). Seismic activity offshore Martinique and Dominica islands (Central Lesser Antilles subduction zone) from temporary onshore and offshore seismic networks. *Tectonophysics*, 603(April 2007), 68–78.
- Ryan, W. B. F., Carbotte, S. M., Coplan, J. O., O'Hara, S., Melkonian, A., Arko, R., Weissel, R. A., Ferrini, V., Goodwillie, A., Nitsche, F., Bonczkowski, J., & Zemsky, R. (2009). Global multi-resolution topography synthesis. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(3).
- Sanford, T. B. (1974). Observations of strong current shears in the deep ocean and some implications on sound rays. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 56(4), 1118.
- Sato, M., Fujita, M., Matsumoto, Y., Saito, H., Ishikawa, T., & Asakura, T. (2013). Improvement of GPS/acoustic seafloor positioning precision through controlling the ship's track line. *Journal of Geodesy*, 87(9), 825–842.
- Sato, M., Ishikawa, T., Ujihara, N., Yoshida, S., Fujita, M., Mochizuki, M., & Asada, A. (2011a). Displacement above the hypocenter of the 2011 Tohoku-Oki earthquake. *Science (New York, N.Y.)*, 332(6036), 1395.
- Sato, M., Saito, H., Ishikawa, T., Matsumoto, Y., Fujita, M., Mochizuki, M., & Asada, A. (2011b). Restoration of interplate locking after the 2005 Off-Miyagi Prefecture earthquake, detected by GPS/acoustic seafloor geodetic observation. *Geophysical Research Letters*, 38(1), n/a–n/a.
- Savage, J. C. (1983). A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone. *Journal of Geophysical Research*, 88(B6), 4984.
- Savage, J. C. & Burford, R. O. (1973). Geodetic determination of relative plate motion in central California. *Journal of Geophysical Research*, 78(5), 832.
- Savage, J. C. & Lisowski, M. (1993). Inferred Depth of Creep on the Hayward Fault, Central California. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth*, 98(B1), 787–793.

- Schlupp, A., Sira, C., Cara, M., Bazin, S., Michel, C., Régnier, J., Beauval, C., Feuillet, N., de Chabalier, J. B., & Barras, A. V. (2008). *Séisme de Martinique du 29 novembre 2007, rapport du BCSF : synthèse sismologique et étude macrosismique*. Technical report.
- Schmalzle, G. M., McCaffrey, R., & Creager, K. C. (2014). Central Cascadia subduction zone creep. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 15(4), 1515–1532.
- Schmittbuhl, J., Karabulut, H., Lengliné, O., & Bouchon, M. (2016). Seismicity distribution and locking depth along the Main Marmara Fault, Turkey. *Geochimistry, Geophysics, Geosystems*, 17(3), 954–965.
- Scholz, C. H. (1998). Earthquakes and friction laws. *Nature*, 391(6662), 37–42.
- Scholz, C. H. & Campos, J. (2012). The seismic coupling of subduction zones revisited. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 117(5), 1–22.
- Scholz, C. H. & Small, C. (1997). The effect of seamount subduction on seismic coupling. *Geology*, 25(6), 487–490.
- Schwartz, S. Y. & Rokosky, J. M. (2007). Circum-Pacific Subduction Zones. *Reviews of Geophysics*, 45(2006), 1–32.
- Send, U., Lankhorst, M., & Kanzow, T. (2011). Observation of decadal change in the Atlantic meridional overturning circulation using 10 years of continuous transport data. *Geophysical Research Letters*, 38(24), 1–5.
- Shepherd, J. B. (1992). Comment on "subduction and seismic hazard in the lesser antilles" by pascal bernard and jerome lambert. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 82(3), 1534–1543.
- Shillington, D. J., Minshull, T. A., Peirce, C., & O'Sullivan, J. M. (2008). P- and S-wave velocities of consolidated sediments from a seafloor seismic survey in the North Celtic Sea Basin, offshore Ireland. *Geophysical Prospecting*, 56(2), 197–211.

- Sieh, K., Natawidjaja, D. H., Meltzner, A. J., Shen, C.-C., Cheng, H., Li, K.-S., Suwargadi, B. W., Galetzka, J., Philiposian, B., & Edwards, R. L. (2008). Earthquake Supercycles Inferred from Sea-Level Changes Recorded in the Corals of West Sumatra. *Science*, 322(5908), 1674–1678.
- Sillard, P. (2001). *Estimation par moindres carrés*. Hermès science publications.
- Sillard, P. (2004). *Les problèmes inverses en géodésie*.
- Sonardyne (2015). *Engineering Report - GEODOSEA (sic) Campaign*. Technical Report Issue A Rev 0 Draft01, Sonardyne International Limited.
- Spiess, F. N. (1985a). Analysis of a possible sea floor strain measurement system. *Marine Geodesy*, 9(4), 385–398.
- Spiess, F. N. (1985b). Suboceanic Geodetic Measurements. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, GE-23(4), 502–510.
- Spiess, F. N. & Boegeman, D. (1980). Precision transponder and method of communicating therewith.
- Spiess, F. N., Chadwell, C. D., Hildebrand, J. A., Young, L. E., Purcell, G. H., & Dragert, H. (1998). Precise GPS/Acoustic positioning of seafloor reference points for tectonic studies. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 108(2), 101–112.
- Stallworth, L. A. (1972). Sound Transmission in an Isospeed Ocean Channel with Depth-Dependent Current. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 51(5B), 1738.
- Stein, R. S., Barka, A. A., & Dieterich, J. H. (1997). Progressive failure on the North Anatolian fault since 1939 by earthquake stress triggering. *Geophysical Journal International*, 128(1988), 594–604.
- Stein, S., Engeln, J. F., Wiens, D. A., Fujita, K., & Speed, R. C. (1982). Subduction seismicity and tectonics in the Lesser Antilles Arc. *Journal of Geophysical Research*, 87(B10), 8642.

- Stein, S., Geller, R. J., & Liu, M. (2012). Why earthquake hazard maps often fail and what to do about it. *Tectonophysics*, 562-563, 1–25.
- Stein, S., Wiens, D. A., & Engeln, J. F. (1986). Comment on ‘Subduction of aseismic ridges beneath the Caribbean Plate : Implications for the tectonics and seismic potential of the northeastern Caribbean’ by W. R. McCann and L. R. Sykes. *Journal of Geophysical Research*, 91(B1), 787.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 1012.
- Storch, H. V. & Zwiers, F. W. (1999). Statistical Analysis in Climate Research. *Journal of the American Statistical Association*, 95, 1375.
- Strang, G. & Borre, K. (1997). *Linear Algebra, Geodesy, and GPS*. Wellesley-Cambridge Press.
- Sun, T., Wang, K., Iinuma, T., Hino, R., He, J., Fujimoto, H., Kido, M., Osada, Y., Miura, S., Ohta, Y., & Hu, Y. (2014). Prevalence of viscoelastic relaxation after the 2011 Tohoku-oki earthquake. *Nature*, 514(7520), 84–7.
- Sweeney, A. D., Chadwell, C. D., Hildebrand, J. A., & Spiess, F. N. (2005). Centimeter-Level Positioning of Seafloor Acoustic Transponders from a Deeply-Towed Interrogator. *Marine Geodesy*, 28(1), 39–70.
- Symithe, S., Calais, E., de Chabalier, J. B., Robertson, R., & Higgins, M. (2015). Current block motions and strain accumulation on active faults in the Caribbean. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 120(5), 3748–3774.
- Tadokoro, K., Ando, M., Ikuta, R., Okuda, T., Besana, G. M., Sugimoto, S., & Kuno, M. (2006). Observation of coseismic seafloor crustal deformation due to M 7 class offshore earthquakes. *Geophysical Research Letters*, 33(23), L23306.
- Tadokoro, K., Ikuta, R., Watanabe, T., Ando, M., Okuda, T., Nagai, S., Yasuda, K., & Sakata, T. (2012). Interseismic seafloor crustal deformation immediately above the source region of anticipated megathrust earthquake along the Nankai Trough, Japan. *Geophysical Research Letters*, 39(10), 1–5.

- Takac, F. & Zelzer, O. (2008). The Relationship Between Network RTK Solutions MAC, VRS, PRS, FKP and i-MAX. *Proceedings of the 21st International Technical Meeting of the Satellite Division of the Institute Of Navigation (ION GNSS 2008)*, (pp. 348–355).
- Takasu, T. & Yasuda, A. (2009). Development of the low-cost RTK-GPS receiver with an open source program package RTKLIB. In *International Symposium on GPS/GNSS*.
- Taniguchi, N., Huang, C.-F., Kaneko, A., Liu, C.-T., Howe, B. M., Wang, Y.-H., Yang, Y., Lin, J., Zhu, X.-H., & Gohda, N. (2013). Measuring the Kuroshio Current with ocean acoustic tomography. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 134(4), 3272.
- Tomita, F., Kido, M., Osada, Y., Hino, R., Ohta, Y., & Inuma, T. (2015). First measurement of the displacement rate of the Pacific Plate near the Japan Trench after the 2011 Tohoku-Oki earthquake using GPS/acoustic technique. *Geophysical Research Letters*, 42(20), 8391–8397.
- Traykovski, P. (1996). Travel-time perturbations due to internal waves : Equivalence of modal and ray solutions. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 99(2), 822.
- Trubienko, O., Fleitout, L., Garaud, J. D., & Vigny, C. (2013). Interpretation of interseismic deformations and the seismic cycle associated with large subduction earthquakes. *Tectonophysics*, 589, 126–141.
- van Aken, H. M. (2007). *The Oceanic Thermohaline Circulation : An Introduction*, volume 39 of *Atmospheric and Oceanographic Sciences Library*. New York, NY : Springer New York.
- Vigny, C. (2005). *GPS : de la Tectonique à la Sismologie*. Mémoire d'habilitation à diriger les recherches, Université Paris 7.
- Vigny, C., Socquet, A., Peyrat, S., Ruegg, J.-C., Métois, M., Madariaga, R., Morvan, S., Lancieri, M., Lacassin, R., Campos, J., Carrizo, D., Bejar-Pizarro, M.,

- Barrientos, S., Armijo, R., Aranda, C., Valderas-Bermejo, M.-C., Ortega, I., Bondoux, F., Baize, S., Lyon-Caen, H., Pavez, A., Vilotte, J. P., Bevis, M., Brooks, B., Smalley, R., Parra, H., Baez, J.-C., Blanco, M., Cimbaro, S., & Kendrick, E. (2011). The 2010 Mw 8.8 Maule megathrust earthquake of Central Chile, monitored by GPS. *Science (New York, N.Y.)*, 332(6036), 1417–1421.
- Vincent, H. T. & Hu, S.-L. J. (1997). Geodetic position estimation of underwater acoustic sensors. *The Journal of the Acoustical Society of America*, 102(5), 3099–3100.
- Vincenty, T. (1975). Direct and Inverse Solutions of Geodesics on the Ellipsoid with application of nested equations. *Survey Review*, 33(176), 88–93.
- Wallace, L. M., Webb, S. C., Ito, Y., Mochizuki, K., Hino, R., Henrys, S., Schwartz, S. Y., & Sheehan, A. F. (2016). Slow slip near the trench at the Hikurangi subduction zone, New Zealand. *Science*, 352(6286), 701–704.
- Watanabe, S.-i., Sato, M., Fujita, M., Ishikawa, T., Yokota, Y., Ujihara, N., & Asada, A. (2014). Evidence of viscoelastic deformation following the 2011 Tohoku-Oki earthquake revealed from seafloor geodetic observation. *Geophysical Research Letters*, 41(16), 5789–5796.
- Weinblum, G. & St Denis, M. (1950). *On the motions of ships at sea*. SNAME.
- Westbrook, G. I. K. (1975). The Structure of the Crust and Upper Mantle in the Region of Barbados and the Lesser Antilles. *Geophysical Journal International*, 43(1), 201–237.
- Westbrook, G. I. K. (1982). The Barbados Ridge Complex : tectonics of a mature forearc system. *Geological Society, London, Special Publications*, 10(Saunders 1979), 275–290.
- Westbrook, G. I. K., Ladd, J. W., Buhl, P., Bangs, N., & Tiley, G. J. (1988). Cross section of an accretionary wedge : Barbados Ridge complex. *Geology*, 16(7), 631.
- Wu, S.-h., Jang, J.-p., & Chen, H.-h. (2012). Design of a New Seafloor Acoustic Transponder System. In *Twenty-second (2012) International Offshore and Polar Engineering Conference*, volume 4 (pp. 462–466).

- Xu, P., Ando, M., & Tadokoro, K. (2005). Precise, three-dimensional seafloor geodetic deformation measurements using difference techniques. *Earth, Planets, and Space*, 57(9), 795–808.
- Yamada, T., Ando, M., Tadokoro, K., Sato, K., Okuda, T., & Oike, K. (2002). Error evaluation in acoustic positioning of a single transponder for seafloor crustal deformation measurements. *Earth, Planets and Space*, 54(9), 871–881.
- Yang, F., Lu, X., Li, J., Han, L., & Zheng, Z. (2011). Precise Positioning of Underwater Static Objects without Sound Speed Profile. *Marine Geodesy*, 34(2), 138–151.
- Yang, H., Liu, Y., & Lin, J. (2012). Effects of subducted seamounts on megathrust earthquake nucleation and rupture propagation. *Geophysical Research Letters*, 39(24), 2–7.
- Yasuda, K., Tadokoro, K., Ikuta, R., Watanabe, T., Nagai, S., Okuda, T., Fujii, C., & Sayanagi, K. (2014). Interplate locking condition derived from seafloor geodetic data at the northernmost part of the Suruga Trough, Japan. *Geophysical Research Letters*, (pp. n/a–n/a).
- Yokota, Y., Ishikawa, T., Watanabe, S.-i., Tashiro, T., & Asada, A. (2016). Seafloor geodetic constraints on interplate coupling of the Nankai Trough megathrust zone. *Nature*, 534(7607), 374–377.
- Zahibo, N., Pelinovsky, E., Yalciner, A., Kurkin, A., Koselkov, A., & Zaitsev, A. (2003). The 1867 Virgin Island tsunami : Observations and modeling. *Oceanologica Acta*, 26(5-6), 609–621.
- Zumberge, J. F., Heflin, M. B., Jefferson, D. C., Watkins, M. M., & Webb, F. H. (1997). Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 102(B3), 5005–5017.
- Şengör, A. C., Tüysüz, O., İmren, C., Sakıncı, M., Eyidoğan, H., Görür, N., Le Pichon, X., & Rangin, C. (2005). the North Anatolian Fault : a New Look. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 33(1), 37–112.

Apport de la géodésie fond de mer à l'évaluation de l'aléa sismique côtier : distancemétrie en mer de Marmara et simulation de GNSS/A aux Antilles

Résumé : Plus de 70 % de la surface terrestre est recouverte par les mers et océans. Nombre de phénomènes tectoniques parmi les plus dévastateurs ont par ailleurs lieu en environnement océanique. On peut citer en exemple les zones de subduction, pouvant générer des mégaséismes associés à des tsunamis dévastateurs (Sumatra en 2004, Tohoku en 2011), mais aussi les failles décrochantes sous-marines. Dans de nombreux cas, les méthodes de géodésie spatiale, ne permettent pas de discriminer entre un comportement bloqué ou asismique, les instruments étant situés trop loin de la zone potentiellement déformée par le processus tectonique. Il faut alors mettre au point de nouvelles techniques qui permettent de prolonger les réseaux d'observation classiques au large afin de cartographier la déformation sur l'intégralité de la zone.

Cette thèse s'intéresse à deux méthodes de géodésie fond de mer permettant d'aider à l'évaluation du risque sismique. La première est la distancemétrie relative acoustique, avec comme zone d'application effective la mer de Marmara. Nos premiers résultats laissent supposer un comportement bloqué au niveau du segment de la faille nord-anatolienne immergé devant İstanbul.

La seconde zone d'étude considérée est la subduction antillaise. L'échelle de travail nécessite une localisation des points observés dans un référentiel global. Nous étudions les phénomènes océaniques à considérer et détaillons une méthodologie dite GNSS/A (pour Acoustique), consistant en des interrogations acoustiques depuis une plateforme de surface précisément positionnée par GNSS, pour une future expérience de positionnement absolu au large de la Guadeloupe.

Mots clés : géodésie fond de mer, GNSS/A, petites Antilles, distancemétrie acoustique, faille nord anatolienne

Contribution of seafloor geodesy to the coastal seismic hazard evaluation : acoustic ranging in Marmara Sea and GNSS/A simulation for the West Indies

Summary : More than 70 % of the Earth surface is covered by seas and oceans. Several tectonic phenomena, among the most devastating, take place in ocean environment. For example, the subduction zones, which can generate mega-earthquakes associated with devastating tsunamis (Sumatra in 2004, Tōhoku in 2011), but also the underwater strike-slip faults. In many cases, methods of space geodesy cannot discriminate between a blocked or aseismic behavior, because the instruments are located too far from the area potentially deformed by the tectonic process. Thus, it is necessary to develop new techniques to extend conventional observation networks off-shore to map the deformation in the entire area.

This thesis focuses on two seafloor geodesy methods, in order to assess the seismic risk evaluation. The first is the relative acoustic ranging, with an effective deployment off the Marmara Sea area. Our early results suggest a locked state at the segment of the North Anatolian fault off İstanbul.

The second area considered is the Caribbean subduction. The working scale requires localization of the observed points in a global reference frame. We study ocean processes to consider, and detail a GNSS/A (Acoustic) methodology, consisting of acoustic interrogations from a precisely GNSS positioned surface platform, for a future absolute positioning experience off Guadeloupe.

Keywords : off-shore geodesy, GNSS/A, Lesser Antilles, acoustic ranging, North Anatolian Fault